

14
2ej



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

CENTRO DE CIENCIAS DE LA ATMOSFERA

MODELACION DEL CLIMA DURANTE EL MINIMO DE MAUNDER

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
F I S I C O
P R E S E N T A:
DAVID ESPARZA ARELLANO

DIRECTOR DE TESIS: M. EN C. MANUEL JESUS GARDUÑO LOPEZ



FACULTAD DE CIENCIAS
UNAM

MEXICO, D. F.



FACULTAD DE CIENCIAS
SECCION ESCOLAR

1997

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENENCIA DE
MÉXICO

M. en C. Virginia Abrín Batule
Jefe de la División de Estudios Profesionales de la
Facultad de Ciencias
P r e s e n t e

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo de Tesis: "Modelación del Clima durante el Mínimo de Maunder".

realizado por David Esparza Arellano

con número de cuenta 9150732-3 , pasante de la carrera de Física

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

Atentamente

Director de Tesis

Propietario

M. EN C. MANUEL RENE DE JESUS GARDUÑO LOPEZ

Propietario

DR. JULIAN ADEM CHAIN

Propietario

DRA. BLANCA EMMA MENDOZA ORTEGA

Suplente

DR. RAMIRO GARCIA GARCIA

Suplente

DR. HECTOR GÉRARDO RIVEROS RODGE

Consejo Departamental de Física
DR. ROBERTO ALEJANDRO RUIZ LAS MAYORGA

DEPARTAMENTO DE FÍSICA

para mis padres
con mucho cariño.

también.

A mis padrinos
Rosita y Lorenzo.

Y por supuesto, para todos mis cunaaaaaaaaaaaaaaaaaaaaaaaaates.

al pequeño
eric macedo esparza

Agradecimientos

Resulta difícil establecer el orden de importancia de quienes directa o indirectamente ayudaron a la realización de esta tesis, pero en realidad el orden no es lo que importa sino la disposición mostrada.

En el aspecto institucional agradezco ampliamente al Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM las facilidades que me brindó para trabajar ahí.

Agradezco a mi director de tesis, el maestro René Garduño, quien mostró siempre prestancia para atenderme en todas mis dudas, así como estuvo todo el tiempo pendiente de que la investigación tan no se saliera de sus cauces, como buscara algunas otras vertientes con el fin de hacerla más completa. Sus continuas observaciones me ayudaron a replantear las cosas, a entender los detalles más nimios. Debo decir que el maestro Garduño es un gran observador de lo más pequeño, y en su afán meticuloso logra construir modelos de la realidad por demás interesantes. Como alumno está un acostumbrado a escuchar a un maestro una explicación y a hacer preguntas al respecto y hasta ahí; la posibilidad de discutir abiertamente muchos temas con él me dio mucha confianza para trabajar. Le estoy profundamente agradecido por haberme compartido sus conocimientos en su experiencia diaria tanto como persona como científico, sin hablar de su extraordinaria conversación y bondad.

No puedo dejar de pensar en el Dr. Julián Adem, quien fungió como codirector de este trabajo de tesis. Me siento muy afortunado de haber podido colaborar con él en esta investigación, en donde pude constatar la preocupación que tiene por enseñar su modelo a las nuevas generaciones. Su labor me parece imprescindible; su persona, honorable en todos sentidos. Es un honor conocerlo y platicar con él del modelo; el doctor tiene la habilidad de involucrar a uno en el problema y discutir las cosas, al grado de hacerlo sentir a uno como uno más del equipo, y esa experiencia es inmejorable. Me siento muy afortunado al respecto.

A la Dra. Blanca Mendoza por su paciencia para contestar mis dudas acerca de la física del sol, y su actitud de enseñanza en todo momento.

Quiero mencionar que este trabajo de tesis se hizo con el apoyo de dos instituciones: Fundación UNAM, quien me brindó en un comienzo una beca de tesis por trabajar en el proyecto de investigación del maestro Garduño, y el Sistema Nacional de Investigadores (SNI), que me otorgó también una beca de tesis como ayudante de investigador.

Me siento en deuda con el Lic. Arturo Méndez y con el Sr. Antonio Sánchez, encargados de la biblioteca del Instituto de Geofísica, que estuvieron todo el tiempo ahí para ayudarme a salir de apuros. Su buen humor y compañerismo hicieron de esta experiencia algo muy agradable.

Agradezco a quienes se ofrecieron para ayudarme con las imágenes, como lo hicieron en su momento Yooko Díaz, Erika Santacruz, Rubén Rodríguez, mi hermana Diana y mi cuñado Fernando. Agradezco muchísimo también los comentarios y observaciones vertidas por Laurita Rodríguez Cázares, quien estuvo siempre dispuesta a ayudar.

Al Dr. Ramiro García García, y al Dr. Víctor Manuel Chapela Castañares por su ayuda, y sobretodo, por su confianza.

Agradezco también a mi amigo Wilphen Vázquez, por su ayuda en momentos clave.

El clima también puede ser un buen tema de conversación.

JORGE IBARGÜENGOITIA

INDICE

INTRODUCCION	
I. La Pequeña Era Glacial	1
1. Testimonio Histórico	3
a) Europa	3
<i>Islandia</i>	3
<i>Escandinavia</i>	5
<i>El Mont Blanc y los Alpes suizos</i>	7
<i>Otros sucesos</i>	10
b) Asia	12
<i>El Himalaya. Montes Urales y el Cáucaso</i>	12
<i>China</i>	13
c) Norteamérica y Groenlandia	14
2. Registro de temperaturas y precipitación	15
II Radiación Solar	21
1. Características generales del sol	21
2. Manchas solares	27
3. Fenómenos relacionados con la irradiancia solar	31
a) anillos de los árboles	32
b) el isótopo de ¹⁴ C	33
c) auroras	36
<i>Otros fenómenos</i>	37
III. El Mínimo de Maunder	39
1. Variabilidad solar	39
2. Registro de manchas solares	41
3. Otras huellas del MM	51
a) el carbono 14	51
b) auroras	55
c) corona solar atenuada	56
IV Física del sol durante el MM	58
1. Magnetismo solar	58
2. Modelación del sol para el Mínimo de Maunder	62
V El Modelo Termodinámico del Clima	69
1. El sistema climático	69
2. Descripción del modelo	72
3. La irradiancia solar y el CO ₂ atmosférico.	76

4. Retroalimentadores.	77
<i>Retroalimentador de hielo</i>	78
<i>Retroalimentador de vapor de agua</i>	78
<i>Retroalimentador de nubes</i>	78
VI Simulación del clima durante el Mínimo de Maunder	80
1. Las variaciones del CO ₂ en la atmósfera	80
2. El espectro de absorción calculado en el modelo	86
3. Inclusión en el modelo de los forzamientos y de los retroalimentadores	89
DISCUSION	94
CONCLUSIONES	97
BIBLIOGRAFIA	100

INTRODUCCION

Desde finales de la Edad Media hasta el siglo pasado se dieron una serie de acontecimientos que hicieron pensar de un posible cambio climático a nivel regional (en Europa), el cual se comprobó posteriormente que fue global. Esos acontecimientos fueron el avance glacial que se dio en las altas montañas, avalanchas, desprendimientos de témpanos de hielo, congelamiento de ríos y una baja en la temperatura en general. Por su carácter global, esta época que comprende de mediados del s. XVI a mediados del s. XIX es conocida como la Pequeña Era Glacial (PEG), ya que hubo una disminución de $\sim 1^{\circ}\text{C}$ en la temperatura media anual en su etapa más intensa, que va de ~ 1650 a 1720 . Las investigaciones actuales en torno a este suceso son en cuanto al avance de los glaciares y a los registros de temperatura de entonces, así como al análisis del daño que sufrió la población; también se ha modelado el clima de esta época utilizando diversas hipótesis con la intención de proveer una explicación de la misma, y de evaluar sus consecuencias.

Dentro de la PEG, se dio entre 1645 y 1715 un período de anomalía en el sol, conocido como el Mínimo de Maunder (MM), el cual estuvo caracterizado por una baja en la producción de las manchas, una corona atenuada en los eclipses, y una velocidad angular (de rotación) menor; la anomalía se manifestó en la tierra en la disminución del número de auroras observadas, y según los análisis actuales, en una mayor concentración de ^{14}C en los anillos de los árboles. Esta etapa de anomalía solar ha sido estudiada desde que Edward W. Maunder la descubrió en 1895 , y publicó algunos artículos al respecto, pero no fue debidamente escuchado. En 1976 , el astrónomo John Eddy retomó la discusión al respecto e hizo nuevas hipótesis, introduciendo conocimientos actuales que se tienen del sol (Eddy, 1976).

Las manchas solares son regiones de campo magnético de una gran intensidad, en comparación con sus alrededores. Se encuentran en la fotosfera del sol, y se les observa en

las medias y bajas latitudes, tanto en forma individual como en grupo. Son producidas con un ciclo casi regular de once años de duración; cuando hay un mínimo en la producción de manchas se logran ver 5 en un año, y cuando hay un máximo se logran ver cerca de 200. El MM se distingue porque en 70 años se vieron en total la cantidad de manchas en el sol que normalmente se llegan a ver en un año. Así como hay un ciclo de once años para las manchas, también hay un ciclo del campo magnético del sol, que dura 22 años. El campo magnético solar puede ser visto como el de un imán de barra: el ciclo magnético solar consiste en que cada once años se invierten las polaridades del campo, de manera que lo que antes era el norte magnético ahora es el sur y viceversa. La rotación diferencial del sol, por la que las latitudes bajas tienen velocidad angular mayor que las latitudes altas, junto con la existencia de un campo poloidal, genera una topología magnética muy compleja en el sol, a la que se le atribuye, de hecho, la creación de las manchas.

A partir de investigaciones en física solar (Mendoza, 1996), se sabe que la velocidad angular del sol durante el MM fue menor que la actual. A partir del análisis de las líneas espectrales, *Ca II H* y *K*, es posible determinar algunos parámetros del sol tales como el magnetismo y la emisividad, y relacionarlos con la rotación diferencial y con la irradiancia solar. De aquí se obtiene que ésta se puede calcular para el periodo del MM utilizando la velocidad angular de entonces. Para el MM se obtuvo que el sol disminuyó su irradiancia en 0.43% con respecto al valor actual que se tiene de la irradiancia. Luego entonces, llegó menos energía a la tierra durante ese periodo.

A la vista de un época en la que se dio un enfriamiento generalizado y casi al mismo tiempo una anomalía en el sol, se ha especulado sobre la posible implicación entre uno y otro. Eddy (1976) mencionó que este periodo de frío pudo haber sido ocasionado por la disminución en la irradiancia solar. Se han tratado de emplear modelos climáticos para simular el efecto de cambios en la irradiancia (Reid, 1991), pero éstos están limitados por

su sensibilidad y no pueden ver cambios significativos en la temperatura terrestre a menos de que el cambio en la irradiancia sea mayor al 0.1%, que es el que se ha observado en el ciclo de once años de las manchas.

Por ello, el propósito de este trabajo es simular el clima durante el MM, utilizando para ello el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) del Dr. Julián Adem. En dicho modelo se disminuye la irradiancia solar y se introduce el forzamiento del bióxido de carbono, el gas de invernadero que se encontraba en menores concentraciones en ese periodo y cuya importancia energética es capital para el sistema climático, ya que de ahí se espera una temperatura de equilibrio terrestre menor.

La tesis está estructurada en seis capítulos, los capítulos 1 y 3 son de carácter histórico (PEG y MM, respectivamente), el 2 es una descripción general de las características del sol, el 4 y el 5 se refieren a los modelos del sol (para calcular la irradiancia solar durante el MM) y del MTC, respectivamente, y el capítulo 6 se refiere a la simulación climática, sus resultados y un breve análisis de los mismos. Al final, se hace una discusión de la simulación y se concluye al respecto.

Este trabajo de tesis involucró bibliografía de varios temas, como historia de crecimiento glacial, astronomía, física solar y climatología. Para el capítulo 1, las dos referencias básicas fueron la de Grove (1988) y la de Ladurie (1991); para el capítulo 2, se utilizó principalmente un libro general de astronomía (Jastrow y Thompson, 1977) y dos dedicados al sol (Wentzel, 1989; Noyes, 1982); para el tercer capítulo se utilizaron los artículos de Eddy (1976, 1977a, 1977b), mientras que el cuarto capítulo está basado en las investigaciones de la Dra. Blanca Mendoza (1996), del Instituto de Geofísica (UNAM). El quinto capítulo se basó en una serie de artículos del Dr. Julián Adem; entre los más conspicuos, los de *Tellus* (Adem, 1962) y *Climate Dynamics* (Adem, 1991), donde se da

su sensibilidad y no pueden ver cambios significativos en la temperatura terrestre a menos de que el cambio en la irradiancia sea mayor al 0.1%, que es el que se ha observado en el ciclo de once años de las manchas.

Por ello, el propósito de este trabajo es simular el clima durante el MM, utilizando para ello el Modelo Termodinámico del Clima (MTC) del Dr. Julián Adem. En dicho modelo se disminuye la irradiancia solar y se introduce el forzamiento del bióxido de carbono, el gas de invernadero que se encontraba en menores concentraciones en ese periodo y cuya importancia energética es capital para el sistema climático, ya que de ahí se espera una temperatura de equilibrio terrestre menor.

La tesis está estructurada en seis capítulos, los capítulos 1 y 3 son de carácter histórico (PEG y MM, respectivamente), el 2 es una descripción general de las características del sol, el 4 y el 5 se refieren a los modelos del sol (para calcular la irradiancia solar durante el MM) y del MTC, respectivamente, y el capítulo 6 se refiere a la simulación climática, sus resultados y un breve análisis de los mismos. Al final, se hace una discusión de la simulación y se concluye al respecto.

Este trabajo de tesis involucró bibliografía de varios temas, como historia de crecimiento glaciario, astronomía, física solar y climatología. Para el capítulo 1, las dos referencias básicas fueron la de Grove (1988) y la de Ladurie (1991); para el capítulo 2, se utilizó principalmente un libro general de astronomía (Jastrow y Thompson, 1977) y dos dedicados al sol (Wentzel, 1989; Noyes, 1982); para el tercer capítulo se utilizaron los artículos de Eddy (1976, 1977a, 1977b), mientras que el cuarto capítulo está basado en las investigaciones de la Dra. Blanca Mendoza (1996), del Instituto de Geofísica (UNAM). El quinto capítulo se basó en una serie de artículos del Dr. Julián Adem; entre los más conspicuos, los de *Tellus* (Adem, 1962) y *Climate Dynamics* (Adem, 1991), donde se da

una explicación general del modelo. En cuanto a las aplicaciones del modelo, se toman las investigaciones del M. en C. René Garduño junto con el Dr. Adem, en la duplicación del CO_2 y en cambios en la irradiancia solar, de donde se extrajeron muchas ideas (Garduño y Adem, 1988, 1992, 1994). Cabe decir que esos mismos artículos sirvieron para la elaboración del sexto capítulo, más las investigaciones recientes que han hecho los tres en colaboración (Garduño, Adem y Mendoza, 1997). En las discusiones se analizan los resultados de la tesis, y se presentan los puntos de vista del autor.

Capítulo I: Pequeña Era Glacial

La Pequeña Era Glacial (PEG), situada entre mediados del s. XVI y mediados del s. XIX, constituye una de las épocas más interesantes en lo que a climatología se refiere porque se registró un avance glacial sin precedentes en los últimos diez mil años (fig. 1.1.). Esta era glacial no fue equiparable al de una glaciación propiamente dicha (en la que el 30% de la superficie terrestre se cubre de hielo, y el nivel del mar desciende decenas de metros), sin embargo las condiciones presentadas favorecieron una creación neta de masa de hielo y cambios climáticos asociados a una baja en la temperatura. La PEG provocó efectos importantes en la economía y en la sociedad, la cual tuvo los elementos necesarios para la obtención de datos: la gran mayoría de éstos provienen de Europa, ya que hubo las condiciones para llevar un registro tanto del avance glacial (por medio de relatos, crónicas, documentos fiscales, edictos, entre otros) como de la temperatura, porque también ahí se asentaron las primeras estaciones meteorológicas. La PEG tuvo un efecto global, presumiblemente, pero cabe decir que hay una escasez de datos a nivel mundial en los dos tipos de registro. Por esa razón este capítulo se centra en el análisis cualitativo de lo sucedido en el continente europeo y especialmente en la etapa de menor temperatura, mayor avance glacial e inclusive mayor humedad, correspondiente a finales del s. XVII y principios del XVIII. De otras partes del mundo (Asia, Norteamérica) se han hecho también estimaciones de avance glacial y temperatura, lo cual no es de soslayar, pero los datos más confiables provienen de Europa. Los datos de Asia y Norteamérica también se comentarán en esta sección.

El avance glacial no sólo involucra el crecimiento en la extensión horizontal de la cubierta de hielo y nieve. En los casos por analizarse se dieron de manera recurrente las avalanchas, deslaves, erosión de la tierra, derrumbes, pérdidas de cosechas, entre otros, como consecuencia de dicho avance. Estos efectos se dieron en prácticamente todos los casos de avance glacial narrados en el siguiente punto, y dicho sea de paso, es normal que

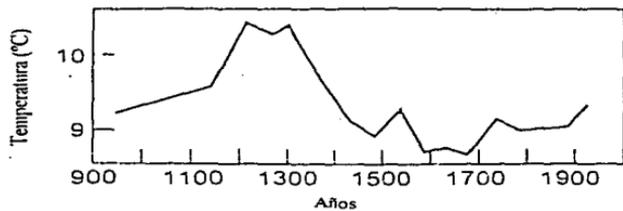


Figura 1.1 Temperatura promedio de Inglaterra central en los últimos 1000 años. (Houghton, 1994)

eso suceda cuando hay avance glacial en grandes proporciones.

1. Testimonio histórico del avance glacial.

En esta sección se relatan los registros documentados por continentes y regiones (Grove, 1988).

a) Europa

Durante la Edad Media, se habían registrado altas temperaturas en Europa, y los cultivos habían sido eficientes en lo general. Dicha situación prevaleció hasta los siglos XIII y XIV, época en la que empieza, aunque muy tímidamente, un período de cambios climáticos asociados a una baja en la temperatura, tanto terrestre como marítima, además de un descenso de la producción de cereales (maíz, trigo, avena, sorgo, etc.) en general.

A partir del s. XIV, se registran ya algunos descensos fuertes en la temperatura. En el siglo XV, se observan algunos descensos en la temperatura promedio, según consta en los relatos de la época. La estimación más recurrente es que nunca se habían dado anteriormente esas condiciones, y que los cultivos nunca habían sido tan deficientes. Estos primeros indicios no hacen pensar, en un cambio de carácter secular, o decenal, y han sido vistos como oscilaciones interanuales en el clima. Para 1550, se habían dado estas condiciones a lo largo de un siglo y medio, aunque claro, esparcidos. A partir de este año se puede hablar de un descenso persistente en la temperatura del aire, que duraría por lo menos durante los siguientes tres siglos, con una etapa fuerte de crecimiento glacial entre 1595-1600, otra entre 1680 y 1720 y otra entre 1760 y 1780.

Islandia

Islandia había aprendido a sobrellevar épocas frías desde finales de la Edad Media, según consta en documentos, relatos y registros hechos tanto por aficionados como por

observadores del estado del tiempo, cuyo fin era tratar de predecir condiciones adecuadas para la agricultura.

La situación fría prevaleciente en la región ayudó a que los témpanos de hielo que se encontraban a la deriva en el mar, muy cerca de las costas islandesas, aumentaran de tamaño. Islandia, al estar rodeada de aguas provenientes del Polo Norte y del Océano Atlántico, se encuentra a merced de corrientes tanto frías como calientes, creando ciertas vorticidades; esta situación favorece la expansión de los témpanos de hielo. Los témpanos llegaron a las costas y obstruyeron el paso a los barcos, dificultando la pesca. Según Grove (1988), se registró una etapa templada de 1640 a 1660 que hizo que disminuyera la extensión horizontal del hielo a la deriva en el mar, a la cual siguió una etapa de creciente severidad, de 1690 a 1700, cuando dicha extensión registró un máximo; la década de 1740-1750 registró también un máximo. Se detectó también un descenso fuerte en la temperatura del agua, lo que podría explicar también la baja en la pesca, aunque el pueblo islandés era principalmente agrícola.

Un indicio de suma importancia en este proceso es el del crecimiento de los glaciares al interior de Islandia, como lo son los de Vatnajökull y Drangajökull. El Vatnajökull tuvo su primer crecimiento fuerte hacia 1550. Al encontrarse en una zona fundamentalmente agrícola, dicho crecimiento fue cobrando poco a poco interés para la población. Para 1600 ya se había dado un avance vertiginoso del Vatnajökull, desplazándose su frente cerca de 800 metros. El daño a las granjas aledañas era ya irreparable. Las cosechas se habían perdido durante años, ya fuera porque el hielo pasó por encima de ellas, o por la invasión frecuente de aires demasiado fríos provenientes del Atlántico, que provocaban heladas. De ahí sobrevino el hambre en las comunidades, ya que las granjas quebraron. El gobierno disminuyó el impuesto, como una forma de amainar las pérdidas económicas, durante años, en la agricultura. El gran máximo que registró este

glaciar fue en 1700, cuando muchos de los poblados tuvieron que ser desalojados, y otros simplemente desaparecieron del mapa. Se dieron una serie de migraciones internas, contribuyendo al desbarajuste económico provocado por los glaciares. Dichos glaciares experimentaron avances también a finales de 1750 y de 1760, y comenzaron a retroceder entre 1840 y 1850.

Escandinavia

A diferencia de Islandia, en donde se habían detectado cambios en la temperatura y en el crecimiento de glaciares desde finales del siglo XV, en Escandinavia no hay ningún reporte de avance glacial antes de la mitad del s. XVII. Tal vez sea porque algunas regiones estuvieran poco habitadas, o porque no había un seguimiento formal de dicho avance. A pesar de ello, se ha podido conocer, a partir de datos indirectos, el avance de los principales glaciares en un comienzo, por el año de 1689, cuando empezaron a invadir zonas de cultivo, y granjas, provocando serios problemas económicos. Ello se reflejó en querellas legales para que el gobierno bajara los impuestos de las granjas, ya que estaban prácticamente quebradas. A partir de entonces, se tuvo que llevar una relación de la cantidad de granjas que eran económicamente insolventes, además de que se recibieron testimonios tanto de los lugareños como de inspectores acerca del avance de los glaciares y los daños que habían causado a sus tierras (hoy en día se sabe que el número total de granjas en 1665 era menor que en 1300). De cualquier forma, no se descarta que haya habido algún avance glacial en el s. XV, puesto que también se sabe, por otro lado, que el cobro de impuestos empezó en el s. XIV.

Cabe agregar que no hubo pesca de bacalao en esa región a finales del siglo XVII, lo cual ayuda a saber que la temperatura del agua era menor a 2°C, ya que a esa temperatura el bacalao muere. Eso querría decir que el descenso en la temperatura del agua fue de poco más de 1°C.

El glaciar más grande del continente europeo, el Jostedalbreen, tiene una extensión de 486 km², y se encuentra en la península escandinava. Su mayor expansión se dio entre 1680 y 1750, aunque los primeros crecimientos anómalos se dieron en 1600, 1601, 1602, 1632 y 1634. Estos produjeron cosechas malogradas, baja pesca y muerte en el ganado. A partir de 1684 se da un rápido crecimiento de dicho glaciar. En tan sólo diez años, su frente avanzó alrededor de 200m, afectando ya para entonces no sólo a las tierras cultivadas, sino a las poblaciones mismas. Esta situación continuó en el s. XVIII; para 1735, el frente del glaciar se había desplazado ya cerca de 2800m, habiendo cubierto granjas, casas, etc. Los inviernos, según los recuentos históricos, eran más agudos, así como los veranos se hicieron bastante fríos. No se cuenta con registros de temperatura de esa época en Escandinavia, pero los relatos nos ayudan a entender que el glaciar siguió creciendo. Esto continuó de manera intermitente hasta 1750, fecha en la que se detecta su máximo crecimiento. Para 1740 se habían acentuado sobremanera los veranos fríos, y una de las morrenas¹ del glaciar, tuvo su mayor grosor, así como el agua de deshielo que emanaba de él recorría cerca de 4km. Se dice que el mayor crecimiento que tuvo el Jostedalbreen se dio entre 1743 y 1750. A partir de entonces, el glaciar comienza un proceso de repliegue, que se da de manera gradual—aunque con algunas interrupciones—hasta el presente siglo. Ello no impidió que se registraran condiciones de frío en las décadas de 1770 y 1780. El hielo continuó en el mar, sin embargo, y los escasos registros de temperatura, en este caso del agua, habían de un descenso entre 1 y 1.5 °C. Para 1821, el glaciar de Jostedalbreen se había replegado más de 586m; un análisis realizado utilizando la liquenometría ha mostrado que una morrena del Jostedalbreen data de 1848-1850. Hasta 1890 se da un reavance del glaciar, alcanzando

¹ La morrena es una acumulación de material de desperdicio que queda al paso de un glaciar, o es empujado por él. El material es básicamente una mezcla de arena, grava, y barro; pero también pueden estar involucrados sedimentos marinos, lacustres o fluviales. Una morrena de "empuje" es aquella que se desarrolla en frente de un glaciar cuando este se encuentra en un período de avance. Otra forma de conocer a una morrena es como la terminación de un glaciar (Hambrey y Alcan, 1992).

máximos desplazamientos entre 1910 y en 1930, menores, por supuesto, a los alcanzados en la PEG (Grove, 1988).

El Mont Blanc y los Alpes suizos

El complejo de Mont Blanc se encuentra al sur de Francia, colindando con los Alpes suizos. Se trata de una cordillera, con grandes valles en medio, así como ríos y lagos. Las montañas son lo suficientemente altas como para tener glaciares en sus cumbres y en sus faldas. De hecho, el diámetro de la capa de hielo del macizo de Mont Blanc es de 50km, aproximadamente.

En esta región se reconocen cuatro grandes glaciares: L'Argentiere, de Tour, Bossons, y el de Bois. Sus morrenas distan entre sí como 10 km, en general. En el caso de los Alpes suizos, se reconoce primeramente la región del Ötztal, que se encuentra en la parte occidental, y cuyo glaciar más prominente es el Vernagt, mientras que al oriente se encuentra el Rhonegletscher, o glaciar de Rhone.

Los primeros indicios de avance glaciar en el Mont Blanc se dieron alrededor de 1550, cuando algunos caminos se hacían de pronto intransitables, o la gente notaba ciertos cambios en la producción de maíz, así como cambios en la temperatura. Los estudiosos del tema concuerdan en que, a pesar de algunos años fríos (como 1558, 1560), la PEG empezó en esta región en 1580, que es cuando se empieza a dar el avance glacial de manera continua, sin retrocesos. Para 1600, el glaciar del Brenva, que se encuentra colindando con Italia, había ya destruido una población al suscitarse una avalancha, de un día para otro. Los otros glaciares, L'Argentiere, Bosson, y el Mar del Hielo, que rodea esta zona, fueron invadiendo poco a poco los campos de cultivo de las poblaciones aledañas, provocando destrozos similares a los de los otros casos: daños a los cultivos, hambre, etc. El glaciar de Bossons tendría su máximo crecimiento entre 1600 y 1616; después vendría otro

crecimiento, entre 1648 y 1653. El Mar del Hielo remontó la cuesta del Piget y descendió en forma de avalancha sobre el poblado de Bonanay, el cual desapareció por el incidente. A partir de entonces, los glaciares conservaron su tendencia de crecimiento. En cuanto a los acontecimientos destructores, se ha llegado a dos conclusiones (Ladurie, 1991):

1. En el momento en que fueron fundados esos poblados, los frentes glaciales se encontraban alejados, es decir, no constituían una amenaza.

2. En la época siguiente pudieron acercarse, aunque siempre dentro de límites razonables, muy alejados para destruir aldeas. Lo anterior es cierto para la fase inicial del avance glacial, para el cual se reconocen tres fases:

-Fase A: Los glaciares estaban a un kilómetro de distancia

-Fase B: Relativo decrecimiento, entre 1546 y 1590.

-Fase C: Fase máxima, 1600-1616. Pueblos destruidos por los glaciares. Este avance es igual a ambos lados de los Alpes.

También en el bienio 1599-1600 se dio un importante avance glacial en los Alpes suizos, pues es cuando toma su primer máximo histórico. Para esa región, el aumento glacial contribuyó, junto con las avalanchas, como en el Valle de Ötztal, a formar lagos, trayendo consigo una gran cantidad de fluctuaciones, y se daban grandes inundaciones, erosiones de la tierra, así como daños a las poblaciones cercanas.

Al igual que en Escandinavia e Islandia, también hubo la necesidad de disminuir en un 60% el pago de impuestos por parte de las granjas de la región, así como la producción vitivinícola se vio también constantemente mermada. Hubo poblaciones que desaparecieron en estos años, ya sea por una avalancha intempestiva, o porque el glaciar se acercaba tanto que resultaba peligroso seguir viviendo ahí.

A comienzos del s. XVII, los glaciares se desplazaron cerca de un kilómetro, aunque hubo lugares en los que se llegaron a desplazar dos. Los siguientes años siguieron siendo de fríos un tanto intensos, y los glaciares, si no siguieron creciendo, por lo menos no decrecieron. Los siguientes años de máximo se dieron entre 1640 y 1644, aunque por lo que se cree, fue todavía más grande que en 1600. En esta década los veranos son en extremo fríos y lluviosos, así como la tasa de ablación glacial² se hallaba muy disminuida. Saboya (región limítrofe entre Suiza y Francia) y Suiza tienen sus grandes máximos entre 1644 y 1653. Los veranos fríos dan lugar al crecimiento de glaciares de 1639 a 1643, también de 1646 a 1650. Para este año se habían registrado algunos síntomas de retroceso, aunque fue muy moderado; de todas formas, los glaciares siguieron amenazando a los poblados. Para 1670, se da un nuevo máximo, en algunas regiones de los Alpes sería el más fuerte de la era moderna, al rebasar los récords de 1600-1601. La siguiente época fría fue a finales de ese siglo, alrededor de 1689. Al parecer, en ésta se dieron los máximos más pronunciados en la región del Mont Blanc en lo que respecta a la PEG. De todas formas, el avance glacial se siguió registrando, entrando más en juego el glaciar de Bossons. En el glaciar de Vernagt, en los Alpes, su morrena causó destrozos al cerrar un valle y formar un lago, que inundó a las cercanías en varias ocasiones. Este glaciar se retiró hasta 1712, luego de una permanencia de 20 años consecutivos, tras su gran avance en 1680 (Ladurie, 1991).

Para el siguiente siglo, los avances glaciares se siguieron dando, presentando problemas graves—de nuevo—para 1722, 1730. Se tiene la idea de que cuando comienza el decrecimiento de los glaciares es para 1850, cuando ya no se dan los inviernos tan fríos o los veranos tan cortos que antes se habían dado; asimismo, varias poblaciones que se abastecían del agua del deshielo empiezan a tener problemas de escasez de agua. Se piensa que para la región del Valle de Chamonix este es el año que marca el punto de retorno de

² La ablación no es más que el proceso mediante el cual se da un desgaste de hielo o nieve, especialmente mediante la fundición de los mismos. La tasa de ablación no sería más que un índice para designar esa fundición en un glaciar (Hambrey y Alcan, 1992).

los glaciares. Durante los siguientes cincuenta años, el regreso de los glaciares a sus posiciones anteriores se va a dar también de manera vertiginosa, y se vuelven a dar fluctuaciones en las cosechas. Cabe señalar que no siempre se asoció a la PEG con malas cosechas, sino a una fluctuación en las mismas que antes no se había dado. También hay que reconocer que hubo zonas dentro del Chamonix en las que mejoraron en cierta medida sus cosechas, cuando se encontraban muy cerca de un glaciar. Por supuesto que esta no fue una situación general, sino más bien obedecía a condiciones específicas del terreno que se tratara.

Para el siglo XX, los glaciares habían disminuido tanto que difícilmente se reconocen, según los mapas de la época y las vistas de paisaje (registradas en pinturas), los lugares adonde llegaron en los siglos anteriores. Hubo algunos avances y retrocesos, pero nada comparado con el intervalo 1545-1850.

Otros sucesos

Por lo demás, no siempre se puede relacionar a un enfriamiento con una baja en las cosechas, ya que éstas también pudieron haber disminuido por una demanda económica baja, y no tanto por una causa climática. Esto es, sólo pueden ser un indicador de cambios en la temperatura, al margen de otros agentes que puedan contribuir a la producción agrícola. Está visto que durante la PEG se destruyeron muchos campos de cultivo por el avance glacial, así como se observaron cambios en la producción de vinos (en la escala de décadas incluso). Por ejemplo, en la región de Baden, Alemania, en donde los años de buen vino entre 1550 y 1620 tuvieron una frecuencia muy inferior al período 1480-1550. Un caso que llamó la atención fue el Támesis, el río que cruza Londres. El Támesis se congeló en 11 ocasiones en el s. XVII y en 22 ocasiones entre 1564 y 1565 y 1813 y 1814 (figura 1.2). Entre 1683 y 1684, se formaron cinturones costeros de hielo en el mar de 5km de anchura



Figura 1.2
Dos unágenes del Tamesis congelado, la primera en diciembre
de 1670 y la segunda en febrero de 1684. Las pinturas fueron
realizadas por Abraham Hovdius (Lamb, 1982).

en el Canal de la Mancha; en la costa de Holanda se cree que el cinturón de hielo tuvo una anchura de 40km.

b) Asia

El Himalaya, Montes Urales y el Cáucaso

El continente asiático resguarda a la mayor extensión glacial del mundo, con un área de 78000 km². Tres cuartas partes de ésta comprende al hielo de las islas asiáticas cerca de la región ártica, de la cual no hay información de antes del s. XX. Los glaciares siberianos se conocieron también apenas en este siglo, y aquellos en el Océano Pacífico en los últimos 40 años. De ahí que la atención se centra más en los glaciares de el Himalaya (cuya área helada es de unas treinta veces el área helada de Europa), en menor grado en los de el Cáucaso(723 km²) y los Montes Urales (28 km²).

A pesar de haber una extensión tan grande de hielo en el Himalaya, por razones históricas, geográficas y sociales no hay los datos suficientes para hacer un balance general del avance glacial en estos lares. La información disponible en cuanto a los Montes Urales, el Cáucaso y China, inclusive, es sobre el retroceso de los glaciares en el s. XIX. En el caso de los dos primeros, se detectaron dichos retrocesos hasta mediados del siglo XX, teniendo sus máximas reportadas entre 1880 y 1900. Se puede decir que el retroceso que hubo fue como de 800m, en lo general, llegando hasta los 2km.

El retroceso de estos glaciares hace pensar, por su similitud con el retroceso de los glaciares europeos, que también tuvieron un período de avance fuerte, presumiblemente durante la PEG. La única forma de inferirlo es a través de métodos indirectos como el análisis liquenométrico, o el decaimiento radiactivo del carbono 14 (¹⁴C) que se puede detectar en los anillos de los árboles, que registran el agua disponible en el árbol, y que proviene de la atmósfera. Dichos estudios se han realizado en el presente siglo, en

diferentes partes del continente asiático, pero no siempre han arrojado resultados concluyentes; en todo caso, se trata de resultados que ayudan a tener una idea cualitativa del avance glacial. A partir de los datos de radiocarbono, se ha podido inferir que hubo avance de los glaciares entre los siglos XIII y XV, y se cree que en la región central del Cáucaso se expandieron entre 1640 y 1680, y de nuevo entre 1780 y 1830. Se sabe que los siglos XVII, XVIII y XIX fueron fríos, con elevadas tasas de precipitación. Al parecer, los glaciares siguieron avanzando hasta 1849, para comenzar un retroceso en 1860. El retroceso predominó de 1910 a 1914, y de 1927 a 1933. La cubierta de hielo y nieve disminuyó en un 25%, según se calcula.

El retroceso, que se estuvo dando en lo general a finales del siglo pasado, no fue continuo, pues hubo períodos de detenimiento de los glaciares. Otro complejo glacial de importancia de la zona del Himalaya es el macizo de Nanga Parbat, que consta de 96 glaciares y cubre una extensión de 302 km². A partir de testimonios se sabe que sus glaciares sufrieron un retroceso entre 1856 y 1934. Por ejemplo, el glaciar de Sachen, tenía una morrena a una altura entre 18 y 28m por arriba de un lago, y para 1958 su altura era de 180m.

China

Para el caso de China, se tiene el mismo problema: la falta de información. Aunque se sabe que las temperaturas fueron bajas desde el s. XIV hasta el s. XIX, en comparación con el presente siglo, se cree, asimismo, que la época de mayor frío se dio alrededor de 1700. A partir del análisis liquenométrico, se ha podido determinar que el glaciar Xizang, del Tíbet, tuvo avances en 1818, 1871 y 1885. Los retrocesos se dieron desde finales del s. XIX, hasta 1960, aproximadamente.

c) Norteamérica y Groenlandia.

Los glaciares de Norteamérica se pueden hallar en lo que hoy es el norte de Estados Unidos (los estados de Wyoming, Montana, Idaho, entre otros) hasta las islas canadienses, pasando por Alaska. De hecho, por ese entonces se formaron asociaciones para el estudio de los glaciares (que después devinieron en centros de investigación), basándose también en la liquenometría y en el estudio de los anillos de los árboles. En el presente siglo se ha podido recoger una gran información al respecto, ya que se han contabilizado en Canadá, por ejemplo, más de 33000 glaciares, de tamaños pequeños, es decir, de alrededor de 300m de diámetro en promedio. En la región de Alaska, se tiene una gran extensión de más de 102,000 km² de hielo.

En el caso de América del Norte, las condiciones habían favorecido la expansión glacial a mediados del s. XVI, principios y mediados del siglo XVII, y durante todo el s. XVIII. Hay cálculos de temperatura, obtenidos indirectamente, que dicen que en la región de California, Oregon y Washington, posiblemente hubo un aumento de 1°C entre 1770-1850, lo que explicaría la recesión de glaciares en esa zona. Uno de los indicios que se ha podido encontrar es que se dio posiblemente un aumento glacial importante en el s. XVIII, en las regiones nombradas. Para el s. XIX, se tiene también una recesión glacial general, que en Alaska empieza antes, desde 1750 hasta 1785, a razón, en promedio, de 30 metros por año.

Groenlandia ha estado habitada desde el siglo décimo, cuando el clima era relativamente benigno. Hay algunos indicios de que las condiciones empezaron a empeorar hacia 1350. Hubo aumentos del hielo durante los siguientes siglos, aunque se sabe con seguridad que para 1729 el hielo en la región de Godthab había avanzado mucho, tal vez un centenar de metros; casos como éste sugieren también un aumento generalizado en el s. XVIII. Para la región oriental de Groenlandia, el aumento se dio durante todo ese siglo.

mientras que para la región occidental se dio a mediados de dicho siglo. Pero no se sabe cuando empezaron estos avances, ni si hubiese sido dominado por retroceso general después. Al parecer, durante todo el siglo anterior y el presente, se dieron fluctuaciones en la posición del hielo. A partir de las morrenas, se estima que hubo retroceso glacial a mediados del s. XIX, pero se dieron nuevos avances alrededor de 1880 y 1920. El retroceso general de glacial del s. XX se dio entre 1920 y 1940.

2. Registro de temperaturas y precipitación

Hay varias formas de dar a conocer las temperaturas en una región en una escala de siglos; se pueden dar promedios anuales de temperaturas en ese tiempo, o simplemente enunciar los casos más extremos. También se puede dar el índice térmico, que es la relación de el cambio en la temperatura a través de las estaciones conforme pasan los años. La mayoría de los datos de temperatura se obtuvieron de Suiza e Inglaterra, y se han tomado como válidos para Europa dado que son los más confiables.

Un buen indicador para hablar del enfriamiento lo da el índice térmico para Suiza, como se ilustra en la figura 1.3, donde también se muestra el índice de humedad. En principio, se observa enfriamiento progresivo de los inviernos desde la década de 1540 hasta el final de ese siglo, que mostraron una recuperación en 1620 y culminaron en la muy fría década de 1690. Se volvió a recuperar ese índice en el siglo siguiente, pero mostró de nuevo una etapa de anomalía fría de 1750 a 1780. Por otra parte, las primaveras y los veranos siguieron cursos paralelos entre sí, aunque sus cambios de década a década son más fuertes que en el caso de los inviernos. Las primaveras de la década de 1690 y los veranos de la década de 1570 y de 1810 a 1819 fueron extremadamente fríos. Hubo veranos muy húmedos en Suiza desde 1570 hasta la década de 1620. Asimismo, hubo veranos húmedos muy recurrentes en Suiza en las décadas de 1690, 1720 y 1730, y de 1760 a 1780. Se cree, por ejemplo, que los años de humedad en 1570-1600 y en 1690-1740 estimularon el gran

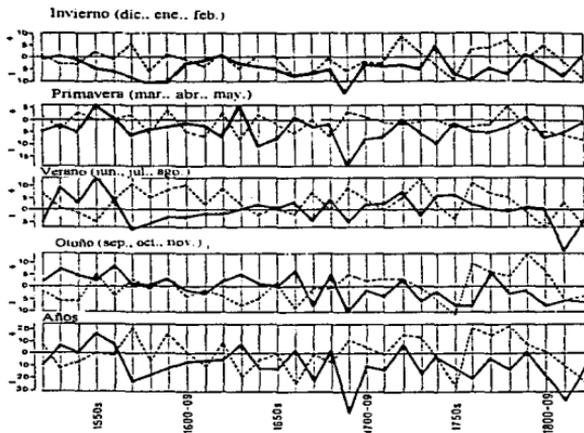


Figura 1.3

Índice térmico (línea continua) e índice de humedad (línea puntada) para cada estación del año en Zurich, Suiza, promediado por décadas desde 1525-1529 y 1530-1539 hasta 1820-1829. Los índices se definen como el número de meses indudablemente calurosos (o húmedos) menos el número de meses indudablemente fríos (o secos), respectivamente (Lamb, 1982).

avance glacial de los Alpes suizos. Ninguna de las otras estaciones, durante la PEG, mostró periodos de décadas en las que hubiera gran humedad, a excepción de los otoños en el periodo 1570--1810 y en menor grado los otoños de 1550, 1570, 1590 y el periodo 1690-1720. Cabe mencionar que hubo otoños calurosos en las décadas de 1630, 1660, 1680 y 1770. y en todos los casos se dieron giros hacia otoños más fríos. Los otoños de la década de 1690 son un buen ejemplo de ello. A partir de análisis estadísticos, obtenidos de observaciones meteorológicas, y de condiciones promedio en las mismas, se ha podido establecer que el cambio en la temperatura superficial (ΔT) entre 1683 y 1700 para Zúrich fue 1.5°C menor al promedio de 1900-1960 (Lamb, 1982). La mayor desviación calculada fue de $\Delta T = -2.2^\circ\text{C}$.

Para 1730 se dan condiciones de aumento de temperatura, aunque ello dura apenas una década. Por supuesto, este leve aumento no sustrajo a los glaciares de su crecimiento. Aparte de algunos años de calentamientos notables, como en las décadas de 1740, 1750, y 1780-8, no fue sino hasta finales del s. XIX y principios del s. XX que se logró establecer un calentamiento más duradero. Ya para entonces, la PEG estaba terminando.

En otras regiones del mundo hubo situaciones que actualmente no pueden ser explicadas—por la falta de datos—, pero que proveen información en cuanto a que se estaban registrando cambios drásticos en el clima. Para empezar, el Monzón, el ciclo de lluvias intensas que se da en la India, tuvo severas fallas, pues se alejó de su intensidad promedio. España tuvo fuertes sequías, mientras en el norte de África, se han obtenido datos de anillos de árboles, indicando una gran humedad en el s. XVII. En Japón se registraron años severos de sequía en 1700-1710. Los récords de frío reportados en Inglaterra y en Suiza se dieron en 1683-4 y en 1684-5, respectivamente (Lamb, 1982).

Se ha calculado que en Inglaterra, en la segunda mitad del siglo XVII, se tuvo un $\Delta T = -0.9^{\circ}\text{C}$, mientras que en la década 1690-9. $\Delta T = -1.5^{\circ}\text{C}$. Estos valores se encontraron también en otras partes de Europa, por lo que son tomados como los valores generales de decremento de la temperatura en la PEG (tablas 1.1 y 1.2).

De estos registros se concluye que el descenso en la temperatura en la PEG se sitúa entre los 0.9 y 1.5°C , teniendo una gran fluctuación debido, presumiblemente, a condiciones meteorológicas extremas y de carácter local. No es descartable la situación orográfica de cada región, ni tampoco las condiciones previas existentes en cada localidad, sobre todo en lo que respecta a estar rodeado de glaciares, lagos, mares u océanos. Es distinto el caso de Islandia, una extensión pequeña rodeada de agua, y por lo mismo sujeta a las corrientes marinas y a los témpanos de hielo que le circundaban, que el de los glaciares del valle de Chamoni, que descendían de las altas montañas en forma de avalancha. Aunque lo que se pueda decir en común de todas las situaciones expuestas sea demasiado general, al menos constituye una buena evidencia de que dicho descenso de la temperatura correspondió a un fenómeno de carácter global; que localmente tuvo diferentes formas de manifestación. Además, tuvo sus momentos más álgidos, a mediados del s. XVI, en los años 1689-1695, en el intervalo 1720-1740, culminando con el proceso a mediados del s. XIX. Las tablas 1.1 y 1.2 muestran los años en los que se dieron los extremos de temperatura (máximos y mínimos) desde 1850 hasta 1950. La tabla 1.1 se refiere a los inviernos más extremos, mientras que la tabla 1.2 se refiere a los veranos más extremos. Ahí se constata también que a las épocas de máxima temperatura les siguieron otras de mínima temperatura. Por lo menos dos inviernos con menos hielo en el mar Báltico ocurrieron en 1651 a 1653, y los inviernos de 1658 y 1659 tuvieron el efecto contrario. Es importante reconocer que también se dieron inviernos templados durante la PEG, así como veranos cálidos de temperatura

TABLA 1.1

Temperaturas promedio de diciembre, enero y febrero en los siete inviernos más fríos y más cálidos en la región central de Inglaterra entre 1859 y 1979, ordenados por severidad (Lamb, 1982), junto con el año correspondiente. El promedio de temperatura para el invierno entre 1850 y 1950 es de 4 °C

Inviernos más fríos (°C)	Inviernos más cálidos (°C)
-1.2 (1683-4)	6.8 (1868-9)
-0.4 (1739-40)	6.5 (1833-4)
-0.3 (1962-3)	6.3 (1974-5)
+0.4 (1813-14)	6.3 (1694-5)
+0.5 (1794-5)	6.2 (1795-6)
0.7 (1694-5)	6.1 (1733-4)
+0.7 (1878-9)	6.1 (1934-5)

TABLA 1.2

Temperaturas promedio de junio, julio y agosto en los catorce veranos más cálidos y los quince más fríos en la región central de Inglaterra entre 1859 y 1979, ordenados por severidad (Lamb, 1982), junto con el año correspondiente. El valor promedio para la temperatura entre 1850 y 1950 fue de 15.2°C.

Veranos más cálidos (°C)	Veranos más cálidos (°C)	Veranos más fríos (°C)	Veranos más fríos (°C)
17.6 (1826)	16.9 (1868)	13.1 (1725)	13.7 (1644)
17.5 (1976)	16.9 (1899)	13.2 (1695)	13.7 (1888)
17.1 (1846)	16.8 (1676)	13.4 (1816)	13.7 (1922)
17.0 (1781)	16.8 (1975)	13.5 (1860)	13.8 (1812)
17.0 (1911)	16.7 (1666)	13.6 (1823)	13.8 (1862)
17.0 (1933)	16.7 (1719)	13.7 (1674)	14.0 (1698)
17.0 (1947)	16.7 (1762)	13.7 (1675)	14.0 (1890)
			14.0 (1920)

extrema, comparables con los veranos de este siglo. Puede haber diferencias de una década, como se muestra para los inviernos de las décadas de 1680, 1690 y 1790, y los veranos de la década de 1670 y de 1720. Ello refleja la complejidad de asignarle un solo valor de ΔT negativo a este intervalo de años, por lo que se hace más adecuado asignarle el intervalo 0.9-1.5°C.

Capítulo II: Radiación Solar

Desde la formación de la tierra, hace 4500 millones de años, el sol ha jugado un papel preponderante como formador del sistema planetario que conocemos, y en particular para la tierra, accionó el conjunto de procesos físicos y químicos que permitieron que surgiera la vida. El sol es el principal motor del sistema climático y provee a la tierra de casi toda la energía que ésta necesita para que los sistemas biológicos puedan seguir evolucionando como lo han hecho desde que comenzó la vida. Por esta razón es necesario esbozar las características generales del sol en conjunto con sus manifestaciones magnéticas y radiativas para entender la manera en que emite radiación al exterior.

1. Características generales del sol

El sol es una estrella de tipo G2, esto es, está catalogada como un estrella de mediana edad ($\sim 5 \times 10^9$ años), con el máximo de su espectro en color amarillo. Pasarán todavía otros 5×10^9 años para que se convierta en una gigante roja, que corresponde a su siguiente fase evolutiva. La mayor parte de la masa del sol está concentrada hacia el centro ya que aproximadamente el 90% está en la mitad interior del volumen. Su densidad promedio es 1.4 veces mayor que la del agua, aunque cabe decir que en el núcleo tiene un valor de 150 g/cm^3 y en la superficie tiene un valor de 10^{-7} g/cm^3 . En cuanto a la temperatura del sol, se estima que en el núcleo alcanza los $1.5 \times 10^7 \text{ }^\circ\text{K}$, mientras que en la fotosfera tiene un valor de $6000 \text{ }^\circ\text{K}$. El sol es casi una esfera, pero hay una diferencia de 70 km entre el diámetro

ecuatorial y el polar (una diferencia de sólo 0.01%). En la tabla 2.1 se exhiben las propiedades más importantes del sol.

Tabla 2.1. Propiedades del sol (Jastrow, 1992)

Distancia de la tierra al sol	150 x 10 ⁶ km	
Radio	6.96 x 10 ⁵ km	
Masa	1.99 x 10 ³⁰ g	
Densidad	1.41 g/cm ³	
Temperatura Superficial	5800°K	
Periodo de rotación (días)	Manchas	Fotosfera
0° (ecuador)	25.0	26.0
30°	26.4	27.3
60°	—	32.5
80°	—	~35
Composicion: los elementos más abundantes en orden decreciente de fracción de masa (porcentual)	H ~75 He ~25 O ~1.0 C ~0.4 Fe ~0.15	Si ~0.1 N ~0.1 Mg ~0.09 Ne ~0.07

Generalmente se divide al sol en las siguientes capas (fig. 2.1) en sentido centrífugo: el núcleo, la zona radiativa, la zona convectiva, la fotosfera, la cromosfera y la corona solar. En el núcleo, se realiza la fusión de hidrógeno en helio; cada segundo se producen 10⁴⁰ átomos de helio. Esta es la fuente de energía del sol. La energía producida en el núcleo se transfiere hacia las capas superiores. El sol se encuentra en estado de plasma, por lo cual es difícil establecer sus fronteras.

En la zona radiativa el transporte de energía se da a través de radiación, que es producida por la fusión de hidrógeno en helio. Ahí se dan un sinnúmero de colisiones entre fotones y partículas cargadas, de tal manera que la energía se va transfiriendo hacia el exterior. Se estima que a cada fotón, proveniente del núcleo

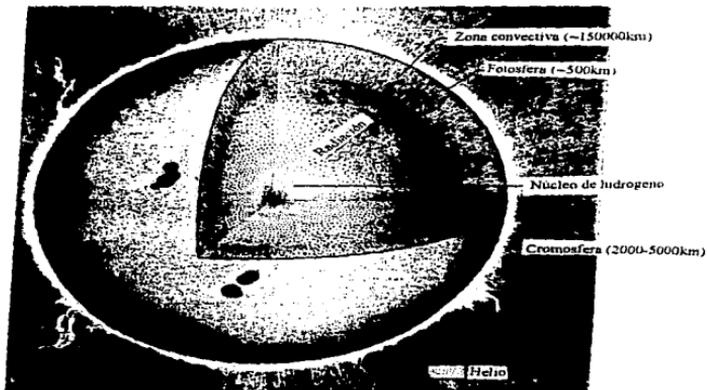


Figura 2.1

El sol visto en su interior: el núcleo, la zona radiativa, la zona convectiva, la fotosfera, la cromosfera y la corona solar. (Jastrow y Thompson, 1977)

del sol, le toma entre 10^4 y 10^5 años en llegar a la zona convectiva, debido a las colisiones que tiene con otras partículas.

En la siguiente capa, la convectiva, el transporte de energía se da por convección, donde se establece un movimiento de masas que transfiere calor y materia hacia la superficie. Esta parte del sol tiene efectos sobre la emisión radiativa, ya que buena parte de los fotones producidos en el centro del sol debido a la fusión nuclear son absorbidos en la capa convectiva, aumentando la temperatura de las parcelas de materia que ahí se encuentran. Este movimiento de celdas de convección, a primera aproximación, es útil para entender los procesos de transferencia de energía al interior del sol (figura 2.2), más no es suficiente para entender a detalle lo que realmente sucede; el modelo más acertado actualmente considera no uno sino tres ciclos convectivos en la dirección radial a partir del centro.

Una razón fuerte para argumentar que el sol no tiene fronteras claramente delimitadas es que se sigue detectando materia del sol a distancias tan grandes como las órbitas de la Tierra o Marte. Lo que se conoce como "frontera" viene siendo la región en la que, al terminar la zona convectiva, se encuentra la fotosfera (la definición del radio solar es, de hecho, la distancia del núcleo a la fotosfera). La fotosfera es la capa que se ve desde la tierra, donde se da la mayor cantidad de emisión de fotones en el espectro del visible. La fotosfera tiene un grosor de

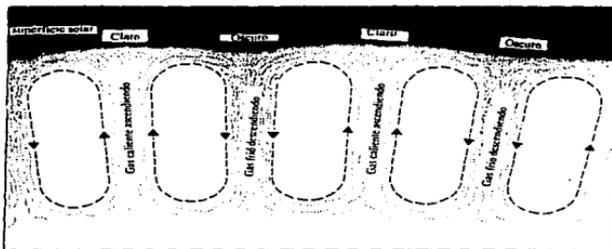


Figura 2.2

Flujo de calor y materia al interior de la zona convectiva (Jastrow y Thomson, 1977)

500km, pequeña comparada con el radio del sol (6.9×10^5 km). por otra parte, la cromosfera tiene un grosor de 3000km.

La cromosfera y la corona solar sólo son observables durante los eclipses totales de sol, debido a que su luminosidad es tan tenue que se ve opacada por la luz que sale de la fotosfera³. La cromosfera tiene una temperatura de $\sim 4000^\circ\text{C}$. Sus primeros 3000km están compuestos de átomos neutros de hidrógeno; en esa altura empieza a subir rápidamente la temperatura hasta que alcanza 10^6 °C cerca de su frontera exterior. A esta parte se le conoce como región de transición porque ahí comienza la corona solar. La cromosfera emite en algunas líneas espectrales, de las cuales las más intensas pertenecen al hidrógeno, al helio y al calcio (Bravo, 1987).

La corona solar es todavía más tenue, ya que tiene una densidad menor a 10^{-7} g/cm³, que es la densidad de la fotosfera. Durante los eclipses se le observa como el halo que rodea a la luna, de color rojo magenta. Dicho halo puede variar de acuerdo a si es época de máximo o mínimo en el ciclo de manchas solares (explicado en la siguiente sección): un halo uniforme se da en tiempos de máximo (figura 2.3) mientras que un halo no uniforme se da en tiempos de mínimo, que de hecho se observa como los pétalos de una flor (figura 2.4). Gracias a la corona se ha podido obtener mucha información del sol en lo que respecta a su campo magnético. En la figura 2.3 se notan dos regiones diametralmente opuestas que

³ Actualmente es posible ver a la corona solar sin necesidad de un eclipse, utilizando un coronógrafo, un telescopio hecho especialmente para opacar la luz proveniente del sol, quedándose solamente con la luz del limbo solar.



Figura 2.4 La corona solar durante un mínimo de manchas (Noyes, 1982).

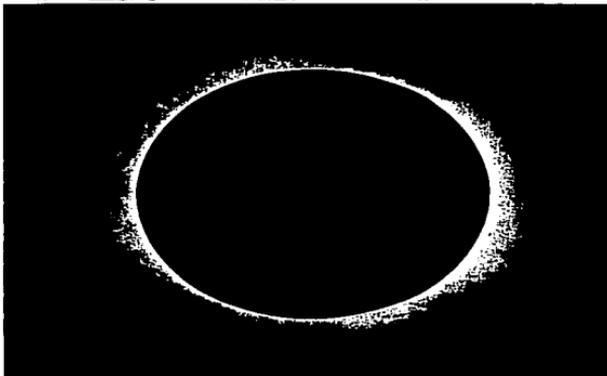


Figura 2.3 La corona solar durante un máximo de manchas (Noyes, 1982).

tienen un brillo ligeramente menor, con unas "puntas" saliendo del disco solar. Estas dos regiones corresponden a los polos del campo magnético del sol (que se asemeja al campo de un imán de barra). Cuando en el sol está en la época de máximo de manchas, ya no son evidentes las "puntas" saliendo de los polos, sino grandes corrientes de material salen del sol, en varias direcciones. La explicación que se da a estas dos configuraciones (máximo y mínimo de manchas en el sol) de la corona es que durante el máximo de manchas los tenues gases que se encuentran en la corona están expuestos a un campo magnético que tiende a cerrar sus líneas en torno a éstos y durante el mínimo de manchas los campos magnéticos son más abiertos, y el gas coronal puede esparcirse más fácilmente. La corona solar se extiende muchos millones de kilómetros, y aún no hay una explicación satisfactoria de por qué repentinamente aumenta la temperatura en la región de la corona hasta un millón de grados. La continuación de la corona solar es el viento solar, que es gas altamente ionizado provisto de una gran energía cinética, que consiste principalmente de protones (núcleos de hidrógeno) y electrones que se extiende a todo el sistema solar. El viento solar conduce a las líneas del campo magnético del sol en el espacio interplanetario, y por esa razón el campo magnético solar abarca prácticamente todo el sistema solar.

2. Manchas solares

Existen una gran variedad de fenómenos magnéticos en el sol, como se verá más adelante. El campo magnético solar resulta juega un papel preponderante en

los procesos radiativos en el sol, y una de tantas de sus manifestaciones es el de las manchas. Una mancha solar es una región de un campo magnético muy intenso, ubicada en la fotosfera (figura 2.5). Mientras que en la fotosfera el campo magnético tiene un valor promedio de 10 gauss, en el interior de una mancha el campo tiene un valor de miles de gauss. Su forma es circular en general y su diámetro puede variar, desde los 1000 kilómetros a cientos de miles de kilómetros. Se reconocen dos regiones dentro de la mancha: la umbra, que es el círculo interno



Figura 2.5 El sol con un grupo de manchas (Jastrow y Thompson, 1977)

de tonalidad muy oscura, y un círculo externo, la penumbra, de tonalidad más clara (figura 2.6). En cuanto a la tonalidad, cabe aclarar que la mancha no es realmente oscura, sino que irradia menos luz que sus alrededores, esto es, la temperatura de la

mancha es aproximadamente 1000°C menos que sus alrededores; por lo tanto, la energía que sale de ella es menor. Por supuesto, la temperatura de la umbra es menor que la de la penumbra. Una región que rodea a la mancha es la fácula. Las fáculas son mejor observadas en el limbo solar, y son las regiones más luminosas de la fotosfera.

Por lo general, las manchas son vistas en pares. Aunque en un principio no se entendió del todo este hecho, se ha visto que en realidad se trata de una formación de un campo magnético "regional", ya que al igual que un imán, se reconocen los dos polos: cada una de las manchas. De esta manera, las líneas de



Figura 2.6. Mancha solar (Noyes, 1982)

campo magnético salen de una de las manchas (negativa) y entran a la otra (positiva) (Fig.2.7).

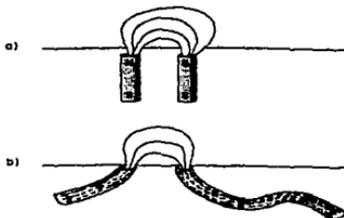


Figura 2.7. Las dos manchas son vistas como los dos polos de un imán (Noyes, 1982).

La producción de manchas obedece a un sistema complejo de fuerzas magnéticas. Las manchas se dan como resultado del anudamiento de las líneas de campo magnético alrededor del ecuador. Estas líneas generan zonas de polaridades muy intensas, creando "islas" magnéticas. Las manchas se crean a por boyancias sobre el plasma que subyace bajo la fotosfera. Ello provoca una disminución en la densidad de partículas y un calentamiento. Las líneas de campo se deforman con una componente vertical como resultado. En un principio se forman las "playas" solares, que son regiones de campo magnético intenso y un promontorio ligeramente grande, pero más adelante se forman las manchas, que tienen un campo magnético de miles de gauss. Por ello se cree que las manchas están en pares haciendo el símil de un imán de barra (Wentzel, 1989).

Desde hace más de 200 años se ha estudiado la producción de las manchas en el sol. Se ha visto que tienen cierta regularidad, esto es, que dicha producción alcanza un máximo cada 11 años, en promedio, aunque puede oscilar entre los 8 y

los 17 años. Se detectan tanto manchas individuales como grupos de manchas, que pueden tener entre 5 y 10 manchas. Una forma de cuantificar el número de manchas en el sol es mediante el número de Wolf (R_z) (Zirin, 1988):

$$R_z = K(10g + f) \quad (\text{ec. 2.1})$$

donde

g , es el número de grupos de manchas

f , es el número de manchas individuales

K , es el factor de correlación aplicado a las observaciones de acuerdo a cada método de observación.

Este factor es utilizado muy comúnmente para hacer estimaciones de la producción de manchas solares. Tómese en cuenta que el factor " f " se pone aparte debido a que en ocasiones pueden hallarse manchas individuales muy grandes. Otro factor utilizado es el promedio simple de manchas observadas al año (R).

A su vez, el campo magnético solar invierte su polaridad cada 11 años, de manera que se tiene ahí un ciclo de 22 años. Ambos ciclos no están necesariamente en fase, aunque se cree que guardan una estrecha relación entre sí. Se propone un modelo de dínamo solar, que generaría el campo magnético del sol, y que explicaría la producción de manchas, lo cual se verá más adelante (cap. IV).

3. Fenómenos relacionados con la irradiancia solar

Hay varias formas de conocer al sol, y una de ellas es conociendo sus posibles efectos, ya sea a través de su actividad magnética, o su radiación. Algunos

de los fenómenos que se van a tratar a continuación tienen relación directa con sucesos en la tierra, y nos permiten por tanto conocer indirectamente al sol. Al final de esta sección se esbozan brevemente otros fenómenos que ocurren en el sol y que dan información de la actividad magnética del mismo.

a) los anillos de los árboles

Una discusión que causó una gran polémica desde comienzos del presente siglo en torno al sol, fue la de los anillos de los árboles, que se visualizan al cortar un árbol y ver el corte transversal en el tronco. La polémica estiró justamente en las relaciones causa-efecto del sol con la tierra, un tema que actualmente es motivo de investigación. Durante mucho tiempo, se creyó que el sol modulaba directamente la producción de los "anillos" que se observan en un corte de un tronco de árbol (Eddy, 1979). Dichos anillos tienen una configuración concéntrica, son de tonalidades y grosor diferentes entre sí y se dan con cierta periodicidad; esto último fue el motivo de la polémica: ¿Sería posible que la producción de dichos anillos estuviera modulada por la producción de manchas solares en el sol, que tienen un ciclo promedio de once años? En un principio se pensó que la relación podría ser casi directa, ya que los anillos llegan a mostrar una periodicidad de entre 6 y 10 años pero no se logró correlacionar, ya que los máximos de manchas no coincidían con el comienzo de un anillo, por ejemplo (los anillos no se dan necesariamente año por año, eso puede variar de árbol con árbol; los anillos de algunos árboles se dan cada 5 años). Sin embargo, los anillos de los árboles han

servido como un parámetro de fechamiento, muy importante para la medición de ^{14}C en la atmósfera.

No se ha podido demostrar fehacientemente que las manchas solares modulan la formación de anillos en los árboles, por varias razones: en primer lugar, no coinciden los máximos y/o mínimos de producción de manchas con el oscurecimiento y/o aclaramiento de los anillos; además, está visto que la formación de anillos responde a una variedad de factores, tales como los ciclos hidrológicos, el tipo de árbol (ya que el grosor de los anillos es diferente) y las condiciones climáticas propias del lugar en donde se encuentren los árboles.. Estos factores son los que realmente juegan un papel preponderante en la formación de los anillos (Eddy, 1978). Sin embargo, al ser relacionados con el carbono radiactivo dan información útil, como se verá en la siguiente sección.

b) El isótopo de ^{14}C

A pesar de la indemostrable tesis de la relación entre las manchas y los anillos, cierto es que cualquier árbol, así como cualquier organismo del mundo vegetal, contiene moléculas de carbono 12 (^{12}C) y del isótopo radiactivo del carbono, el carbono 14 (^{14}C). Las concentraciones de ^{14}C con respecto a las de ^{12}C son muy pequeñas pero medibles, y esto reviste una gran importancia en cuanto a los procesos de fotosíntesis y de liberación de oxígeno en las plantas. Como parte del decaimiento radiactivo que se da en la materia orgánica, es posible determinar

la cantidad de ^{14}C en un momento dado a partir de una muestra actual. De ahí se concluye que los árboles, a través de sus anillos, pueden proveer información de la concentración de ^{14}C a través del tiempo. Los organismos biológicos fijan el ^{14}C y el ^{12}C del aire, de manera que se puede conocer de manera indirecta la concentración de ^{14}C en el aire con el tiempo.

La concentración de ^{14}C ha permitido conocer cambios relacionados al sol a través de una serie de eventos encadenados. La tierra está envuelta por su propio campo magnético, que aunque es de una magnitud pequeña (~ 3 gauss), la protege de los rayos cósmicos provenientes del exterior, así como del viento solar. Así como la tierra tiene un campo magnético envolviéndola, a su vez este campo es envuelto por el campo magnético del sol. Los rayos cósmicos, que son partículas cargadas con una gran cantidad de energía ($\sim 10^{14}$ eV), sufren desviaciones de parte de ambos campos, tanto el solar como el terrestre. Aún así, se logran filtrar rayos cósmicos a la atmósfera terrestre, y su efecto en primera instancia es el de combinarse con los átomos de nitrógeno, logrando producir átomos de ^{14}C , un átomo inestable, isótopo del carbono. De esta forma, la producción de ^{14}C está íntimamente ligada a las intensidades de los campos magnéticos terrestre y solar, ya que de éstos depende la entrada de más o menos rayos cósmicos. Es decir, si hay cambios en el campo magnético del sol, se observan cambios en la producción de ^{14}C en la estratosfera. De ahí pasará a estar bien mezclado en la atmósfera. Al ser fijado el ^{14}C atmosférico por la vegetación, y calculado en sus concentraciones para

una época dada, se está midiendo indirectamente la mayor o menor entrada de rayos cósmicos a la atmósfera terrestre, y por ende se está detectando menor o mayor intensidad, respectivamente, en el campo magnético solar. Esto es, si se da un máximo solar, o bien, un sol con una gran actividad magnética, el campo magnético solar, en los alrededores de la campo magnético terrestre, impedirá la entrada a un mayor número de rayos cósmicos, y por tanto, disminuirá la producción normal de ^{14}C en la atmósfera. Si disminuye la actividad magnética solar, aumentará la producción de ^{14}C en la atmósfera (Eddy, 1977a).

Hasta el presente siglo se comenzó a utilizar la radioactividad como herramienta para medir cuánto tiempo transcurrió en una muestra orgánica dada desde que se depositó una cantidad conocida de muestra, o bien, la cantidad de muestra existente en un tiempo inicial a partir de la cantidad de muestra actual. El ^{14}C ha sido ampliamente utilizado para este propósito en muestras geológicas, en fósiles y particularmente, en los anillos de los árboles. El tiempo de vida media del ^{14}C es de 7000 años, y es por ello que provee información geológica importante. Los anillos de los árboles han dado una muy buena información de la composición de la atmósfera debido a la absorción del ^{14}C en la madera y a que ellos mismos sirven como instrumento para hacer un fechamiento. El ^{14}C se deposita en el anillo formado en un cierto año, los anillos siguientes van cubriendo al del año o época correspondiente y la cantidad de ^{14}C se queda "atrapada" en ese anillo. Por ser radiactivo va decayendo con el tiempo de manera exponencial:

$$N = N_0 2^{-t/r}, \quad (2.2)$$

donde

N es la cantidad de material presente

N_0 es la cantidad de material inicial

r es el tiempo de vida media

Se tienen entonces dos parámetros, que son la cantidad inicial, N_0 , y el tiempo transcurrido, t . Al tomar una muestra se conoce N , la cantidad de muestra presente, y dependiendo del problema a tratar se asignará la variable (el tiempo de vida media es un dato conocido). Ello obliga a conocer al otro parámetro por otros métodos. Conociendo los ciclos hidrológicos del árbol y la periodicidad para sus anillos es posible conocer el tiempo transcurrido desde que el ^{14}C se depositó en ese anillo, y empezó el proceso de decaimiento radiactivo. De aquí se hace obvio que para obtener la función de concentración de ^{14}C con el tiempo se hace necesario calcular el contenido "actual"—en el momento de hacer la medición—de ^{14}C de cada uno de los anillos.

c) auroras

Las auroras son un fenómeno observable en el cielo en las latitudes altas, con una incidencia de una al año, aproximadamente. Se trata de una cortina luminosa en el cielo, que puede durar varias horas y se puede ver a simple vista. Se forman en la ionosfera, región en donde se encuentran muchas partículas en estado excitado, así como iones libres. Las partículas libres de esa capa son excitadas por la entrada de electrones provenientes del viento solar, llegando a estados

energéticos específicos; una vez que han llegado a dichos estados y regresado a sus estados atómicos base, liberan fotones, cuya longitud de onda está dentro del espectro del visible. Esto constituye la aurora, que se ve como una ráfaga de diferentes colores atravesando el cielo. Las auroras son observables en las latitudes altas debido a que en esas regiones el campo magnético terrestre ofrece menor resistencia a la entrada de las partículas cargadas provenientes del exterior.

Las auroras son entonces indicadores de cambios en el estado de actividad solar, ya que un sol activo tenderá a producir más auroras, y uno menos activo producirá menos. Por esta razón se toma también a las auroras como indicadores de la actividad solar, entendiéndola a ésta como el conjunto de fenómenos magnéticos (en su mayoría) que ocurren en el sol, tales como son las manchas, las espículas, las ráfagas, entre otros.

Otros fenómenos

En la atmósfera del sol se dan otros fenómenos físicos que ayudan a dar razón de su actividad: las ráfagas, las espículas, las playas y las protuberancias (Jastrow y Thompson, 1977).

Las ráfagas son eyecciones coronales explosivas de energía que lanzan partículas y radiación al espacio exterior. Por lo general sus pies se encuentran cerca de los grupos manchas y siguen al ciclo de manchas. Llegan al máximo de

intensidad en cuestión de minutos, y desaparecen en un período entre 10 y 15 minutos hasta horas después, dependiendo de su tamaño. Pueden alterar el estado de la ionosfera, y ello se detecta cuando interfieren en las radiocomunicaciones. Las espículas, por su parte, son lenguas o puntas de material luminoso que emana de la cromosfera, y llegan a tener una altura que varía desde unos cuantos cientos hasta miles de kilómetros. Las playas solares son una condición altamente perturbada en el gas que hay sobre las manchas, recuérdese que son en cierta forma las antecesoras de las manchas. Se les encuentra en regiones por encima de la fotosfera (a veces aún en donde no hay manchas) con una gran intensidad de campo magnético. Por último, las protuberancias son masas de gas que son vistas en la corona, muy por arriba de la superficie solar. Es un gas más frío y más denso que la corona, y de ahí su luminosidad menor.

Capítulo III: El Mínimo de Maunder

Se han obtenido registros de las manchas solares desde la época de los griegos con Teofrasto, discípulo de Aristóteles en el s. IV a.C., así como en la civilización china, la cual registró de manera sistemática la aparición de manchas desde el siglo siguiente. Aunque en un principio éstos se utilizaban como indicios para "predecir eventos políticos", tuvo que pasar mucho tiempo para que se hiciera un conteo sistemático de las manchas que aparecían en el sol. que inclusive en la época de Galileo se pensaba que eran "nubes" en el sol.

El Mínimo de Maunder (MM) es un período de (aproximadamente) 70 años (1645-1715) en el que, según los archivos recabados hasta el momento, prácticamente no hubo producción de manchas solares. Esto ha traído la oportunidad de estudiar otros aspectos del sol, tales como el cambio en la irradiancia solar, debido a cambios en su actividad. Afortunadamente existen otros indicios que ayudan a justificar que en efecto, dicho suceso sí se dio, al margen de mediciones de la época.

1. Variabilidad solar

Hasta hace poco tiempo se creía que la energía en forma de radiación electromagnética proveniente del sol no cambiaba, de manera que era llamada "constante solar". A raíz de la puesta en órbita de satélites alrededor de la tierra, se

han podido hacer mediciones más precisas, obteniendo como resultado que la irradiancia solar (S) no es constante.

La (S) se define como la radiación electromagnética que nos llega a la tierra por unidad de área, en todo el espectro de longitudes de onda, en dirección perpendicular a la tierra y a la distancia media entre el sol y la tierra. Esa fue también la definición de la "constante solar" (S_0), se le llamó así en un principio porque durante años se tomaron a S y a S_0 como la misma, pero ahora se ha podido establecer una distinción gracias a los métodos establecidos para medir la irradiancia (En este caso, solamente vamos a hablar de S en general). El principal problema radicaba en que si se mide la irradiancia en la tierra, la irradiancia medida no es la total que nos llega del sol porque parte de ella ha sido absorbida en la atmósfera. Se midió S en las montañas, después se enviaron globos, y por último se han encargado de medirla los satélites que orbitan a la tierra. En la actualidad existen dos aparatos confiables para medir la S fuera de la atmósfera terrestre: el ACRIM (Active Cavity Radiometer Irradiance Model) y el ERB (Earth Radiation Budget), que están a bordo de satélites. Cabe aclarar que para escalas de tiempo pequeñas es posible tomar a la S como una constante, ya que su variación es de 0.1% en escalas de años o décadas (asociado al ciclo de manchas en el sol). De ahí viene la idea de una irradiancia constante, debido a que no era posible medir esa variación con los aparatos de antes. El valor utilizado para este trabajo es de 1367

W/m², que es el promedio moderno observado por Hoyt en 1986 utilizando el radiómetro ACRIM (Hoyt *et al.*, 1992).

2. Registro de manchas solares

En la antigüedad, la observación de manchas solares tuvo una clara connotación política, ya que fue utilizada como presagio de cambios en el gobierno o en otras estructuras de poder. Dichos archivos permanecieron (prácticamente) en el olvido, y la única evidencia que había de avistamientos de manchas en el sol provenía de diarios personales, o apuntes de aficionados. A principios del s.XVII se inventó el telescopio, y con la aportación de Galileo a la astronomía se inició una nueva etapa en la observación de objetos en el espacio, entre los que destacan los satélites alrededor de Júpiter y Saturno, los cráteres en la luna, la primera división en el anillo alrededor de Saturno, así como un conocimiento más detallado del movimiento planetario, y en especial, de las manchas en el sol (no sólo se utilizó el telescopio, también se proyectaron imágenes de las manchas mediante juegos de espejos y lentes, con los que se lograron mediciones precisas). Galileo mismo registró muchas manchas, en el transcurso de semanas e inclusive meses⁴, y de esta manera pudo constatar que rotaban con el sol, aunque a diferentes velocidades dependiendo de la latitud solar. Pero el trabajo de otros astrónomos del s. XVII, tales como Shove, autor de *Selenographia* y Hevelius, autor de la *Rosa Ursina*, fueron los que aportaron los datos realmente importantes, ya que hicieron una

⁴ De hecho, se cree que se quedó ciego por esa razón, por ser un observador consuetudinario del sol.

descripción detallada del movimiento de las manchas (figura 3.1), así como su caracterización por sus tamaños, brillos y agrupaciones. Los primeros registros hechos con telescopio de las manchas data de 1610, y de ahí en adelante se hicieron siempre observaciones del sol. Desde 1612 se hicieron modelos sobre la región de la umbra y la penumbra de las manchas, y para 1625 se conocía ya la zona fáculas de las manchas.

En 1801 el astrónomo William Herschel, con base en las investigaciones de Lalande en su obra *Astronomie*, escrita en 1792, discutió resultados de las observaciones del sol, y a partir de ellas aseguró que de 1645 a 1716 la producción de manchas había sido muy baja, contrastando con las observaciones que siguieron en el s. XVIII. Dicha discusión no fue muy tomada en cuenta, hasta que el aficionado Heinrich Schwabe escribió un artículo en el año de 1843 sobre el ciclo solar, estableciendo que la producción normal de manchas oscilaba con un periodo (aproximado) de once años, constituyendo así la primera conjetura seria que se hacía sobre la producción de manchas en el sol. Rudolf Wolf, director del observatorio de Berna, recopiló el conjunto de datos que se habían tomado de las manchas para construir un patrón, del cual estableció que de 1848 en adelante es confiable, de 1818 a 1847 es bueno, de 1749 a 1817 es cuestionable y de 1700 a 1748 es pobre. Wolf no se metió a organizar el patrón de manchas para los años anteriores a 1700 y se desconoce el motivo. Se cree que no encontró el ciclo que él esperaba y que decidió quedarse con lo que él conocía por "normal"; sin embargo,

se pudo haber topado con resultados extraños, como lo sería una baja producción de manchas (Eddy, 1976).

El astrónomo William Spörer hizo una investigación en 1895 sobre las manchas del s. XV, de donde dedujo que se había dado otra disminución en el número de manchas producidas. A finales del siglo pasado, el científico inglés E.W. Maunder se interesó ampliamente por el ciclo de manchas. Al hurgar entre los archivos de la Real Sociedad Astronómica e investigar la producción de manchas en los últimos doscientos años, se dio cuenta de que había un intervalo en donde la producción de manchas era claramente inferior a lo normal. Este hecho le hizo investigar las causas de la misma y tratar de hacer conexiones de ciclos de manchas con fenómenos terrestres. Maunder intuyó que podía haberse dado un cambio climático debido a esa baja producción, más eso no lo pudo demostrar, porque en esa época no habían muchos conocimientos del sol en cuanto a su irradiancia y a procesos internos de producción de energía; además, las tecnologías de ese entonces no podían hacer siquiera una medición de la irradiancia solar, amén de los escasos conocimientos sobre teoría del clima en ese entonces. En 1922, Maunder volvió a publicar un artículo resaltando el problema de la ausencia de manchas en un período de la historia reciente, pero no logró atraer la atención de la comunidad científica. Finalmente, dicha discusión fue puesta de nuevo en la mesa hasta 1976 por el astrónomo John Eddy, quien abordó éstas y otras evidencias y conocimientos

actuales en torno a este suceso. A raíz de esa rediscusión se le nombró a este período, que va de 1645 a 1715, como el Mínimo de Maunder (MM).

El Mínimo de Maunder es, por definición, un intervalo de 70 años en la historia reciente en la cual la producción de manchas en el sol disminuyó respecto a la normal a tal grado de que en varios años la producción fue de cero manchas. El promedio anual de manchas fue de 2, aproximadamente siendo que el promedio normal es de ~30 (Eddy, 1976).

Consta en algunos documentos que cada vez que hubo un avistamiento de una mancha se publicaba un artículo al respecto, de manera que representaba en ese momento algo nuevo. En todo el período del MM se vieron manchas en no más de quince ocasiones, siendo que en épocas normales de mínimo, por ejemplo, es raro que pase un mes sin que se vea una sola mancha. En 65 años solamente fue visto una sola vez un grupo de manchas en el sol. Pasaron 32 años sin que se viera una sola mancha en el hemisferio norte del sol (de 1672 a 1704). Las manchas que se vieron en todo ese período fueron vistas individualmente y en las latitudes bajas del sol. El número total de manchas observadas desde 1645 hasta 1715 fue menor que lo que se ve en un año activo bajo condiciones normales.

La discusión de si se produjeron o no manchas durante el MM generó dudas sobre si hubiera sido posible que en vez de "evidencia de ausencia" hubiese habido

"ausencia de evidencia", esto es que los aparatos de la época o las circunstancias no hubiesen permitido las observaciones de las manchas en el sol, induciendo con ello la idea de que no hubo manchas. Sin embargo, existe una serie de factores que niegan tal afirmación, en el sentido de que en principio, si habían los equipos suficientes, de una tecnología avanzada, para registrar cambios en el sol; aunque no hubiese mucha gente dedicada a la investigación, ya habían sociedades de astrónomos que publicaban consuetudinariamente. Recuérdese que en ese siglo vivieron Kepler, Galileo, Newton, Halley, Huygens, Flamsteed, entre otros. Cabría señalar que los aparatos utilizados para observar las manchas no distan mucho tecnológicamente hablando de los aparatos utilizados actualmente. Otra duda que había era si hubiese sido posible que las observaciones hubiesen estado obstaculizadas por nubes o lluvia, pero no parece haber problema en ese sentido (Eddy, 1976). Por estas razones se cree que en la época había tanto la tecnología necesaria como los recursos humanos suficientes para llevar la investigación a cabo.

Otra duda que había trataba sobre la confiabilidad de los datos de manchas que se han recogido hasta ahora. Cabe mencionar que los datos provienen de diferentes autores, posiblemente con distintos métodos y grados de incertidumbre. En épocas recientes, quienes se han dedicado a estudiar la historia del registro de manchas solares han tenido que recurrir inclusive a revisar cada proceso de obtención de información, con el fin de consolidar un criterio uniforme y general

de la cantidad de manchas vistas y de sus respectivos tamaños. Lo que se ha obtenido ha sido el registro del número de manchas, el número de grupos de manchas, el movimiento de las mismas al rotar el sol y en algunos casos las áreas que ocupaban. En lo general se tiene un patrón de manchas congruente, esto es, un patrón que logró poner a tono las diferentes observaciones; pero la única manera en que esto se pudo haber dado es con una congruencia (en general) entre los distintos conjuntos de datos obtenidos.

En los análisis actuales se hace una división del MM, estableciendo que la primera parte es de menor producción de manchas que la segunda, y que el momento del cambio se da por el año de 1695. En la segunda parte del MM se empieza a dar un repunte, aunque muy tímido, de la producción de manchas, y es para 1715 que comienza la producción de manchas para constituir el patrón que actualmente se conoce como "regular". El valor asociado a la producción de manchas era el número de Wolf (R_w) (ec. 2.1), que toma en cuenta el tamaño de la mancha, así como el promedio anual de producción de manchas (R).

El patrón que construyó Wolf ha servido para establecer un tipo de comportamiento del sol en cuanto a la producción normal de manchas (figura 3.2). Las continuas observaciones que se hicieron desde el s. XVII permitieron crear un patrón continuo de dicha producción. Lo que se observa a partir de 1700 es la serie de altibajos en el número de manchas solares, que constituye el ciclo normal. El

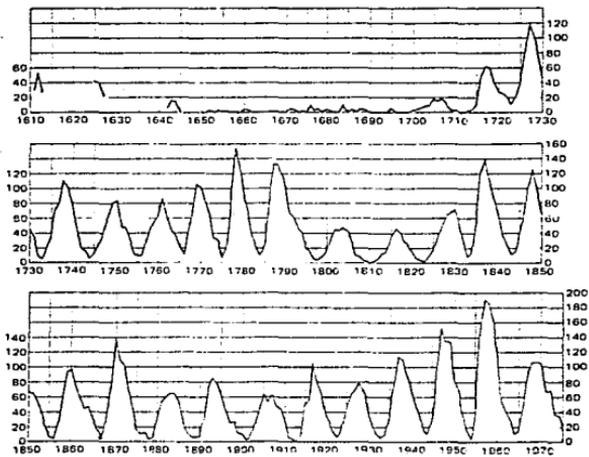


Figura 3.2 Producción de manchas solares desde el s. XVII hasta 1980 (Eddy, 1977b).

periodo de dicho ciclo es en promedio 11 años, aunque puede variar entre los 8 y los 17 años. Los tamaños de los picos van creciendo a lo largo de 8 picos hasta llegar a un pico de mayor intensidad. Esto ha generado la idea de que existe también un ciclo de 90 años dentro de la variación normal de la producción de manchas, como una envolvente de dicha oscilación; sin embargo, lo anterior no se ha podido demostrar del todo. De donde sí se parte con mucha seguridad es cuando al observar los picos de máximos y mínimos que se han obtenido desde 1700 hasta ahora es que si hay una regularidad en la oscilación, de manera que se cree que el ciclo puede ser utilizado para predecir la producción de manchas en el futuro. Por esa razón se cree que Wolf no se aventuró a establecer la baja producción de manchas, ya que no encajaba con los datos que se tenían de la producción "normal" de manchas. Es de extrañarse que transcurrieron más de 230 años desde la invención del telescopio para que se mostrara la realidad del ciclo solar; ello ha hecho pensar que el MM había puesto en una situación difícil el análisis de la producción de manchas, por no haber regularidad desde el principio.

Maunder fue el que reunió todos los datos correspondientes para establecer que se había dado una baja producción de manchas. Siempre hubo el problema de que el factor de error con el que habían sido tomados los datos durante el MM era de 2 manchas, pero se pudo establecer con claridad que hubo varios intervalos de tiempo en los que el número de manchas fue de cero: de 1656 a 1660, 1661, 1671, 1689 a 1695, 1695 a 1700, 1710 y 1713.

Tabla 3.1. Promedio anual de manchas solares (R), junto con los datos aportados por Waldmeier (Eddy, 1977). Los términos máximo y mínimo se refieren a los años en que hubieran correspondido máximo o mínimo, según sea el caso.

año	R	Waldmeier	año	R	Waldmeier	año	R	Waldmeier
1642	6		1667	0		1692	0	
1643	16		1668	0		1693	0	Máximo
1644	15		1669	0		1694	0	
1645	0	Mínimo	1670	0		1695	6	
1646	--		1671	6		1696	0	
1647	--		1672	4		1697	0	
1648	--		1673	0		1698	0	Mínimo
1649	--	Máximo	1674	2		1699	0	
1650	0		1675	0	Máximo	1700	2	5
1651	0		1676	10		1701	4	11
1652	3		1677	2		1702	6	16
1653	0		1678	6		1703	8	23
1654	2		1679	0		1704	9	36
1655	1	Mínimo	1680	4	Mínimo	1705	18	58
1656	2		1681	2		1706	15	29
1657	0		1682	0		1707	18	20
1658	0		1683	0		1708	8	10
1659	0		1684	11		1709	3	8
1660	4	Máximo	1685	0	Máximo	1710	2	3
1661	4		1686	4		1711	0	0
1662	0		1687	0		1712	0	0
1663	0		1688	5		1713	2	2
1664	0		1689	4		1714	3	11
1665	0	Mínimo	1690	0	Mínimo	1715	10	27
1666	0		1691	0				

El valor de R en 1695 fue de 6. En la tabla 3.1 se presentan los valores de R, el valor promedio anual estimado de manchas en el sol, de 1642 a 1715 y los datos de Waldmeier (Eddy, 1976) en cuanto a la naturaleza de la oscilación de la producción acumulada normal de manchas.

La realidad de un mínimo en la producción de manchas, para la época de Maunder, era casi irrefutable. El patrón anterior es especialmente fiel al mostrar como a partir de 1700 se comienzan a incrementar las manchas producidas por año, y como empieza a evolucionar el ciclo para tener un patrón regular. De no haber

sido por esa regularidad en el ciclo de manchas no sería relevante hablar de un mínimo.

3. Otras huellas del MM

El Mínimo de Maunder (MM) es conocido ampliamente por la baja producción de manchas, lo cual se constató de varias manchas. Existe también otro tipo de indicadores de una anomalía solar, que se presentaron durante el MM. Estos indicadores han fortalecido esa idea. A continuación se presentan los otros indicadores de comportamiento anómalo del sol durante el MM.

a) El carbono 14

Al incorporar el decaimiento del ^{14}C y el comportamiento del sol, se hace posible hacer un seguimiento de la actividad solar durante el MM. Más aún, debido al tiempo de vida media tan grande del ^{14}C es posible conocer indirectamente la actividad solar mucho tiempo antes del MM, hasta el año 5000 a.C. Lo que ha sucedido entonces es que el archivo de ^{14}C que iba a ser utilizado para conocer la situación particular del MM ahora puede ser utilizado en un intervalo de tiempo mucho mayor. Es decir, es posible obtener el comportamiento magnético del sol de los últimos 7000 años (Eddy, 1977a).

Cuando hay baja actividad solar, el campo magnético solar se debilita y deja pasar más rayos cósmicos al interior de la atmósfera terrestre; dichos rayos tienen

un efecto destructivo en las moléculas del aire y promueven la generación de isótopos. Por esta relación inversa se esperaría que para el MM las concentraciones de ^{14}C fuesen grandes. Las mediciones corroboraron lo anterior, las concentraciones de ^{14}C traían un ligero decremento después del período correspondiente a la Edad Media, muestran un aumento en el período 1550-1600 (aproximadamente), disminuyen nuevamente y en el período de la segunda mitad del s. XVII muestran una cresta de nuevo. Al invertir la figura de producción de ^{14}C es posible empalmar las concentración de ^{14}C terrestre con la producción de manchas solares (figura 3.3).

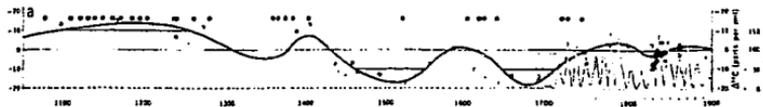


Figura 3.3 La correlación negativa entre el ^{14}C y la actividad magnética. Se incluye la producción de manchas solares, para que se pueda comparar ésta con la producción de ^{14}C (Eddy, 1978)

De esta forma, ambas curvas tienen un comportamiento parecido. Esto constituye una prueba más de la existencia del MM: los cambios en la concentración de ^{14}C revelan cambios en la actividad solar, y en particular, revelan baja actividad solar, lo que se traduce en baja producción de manchas, por ser éstas manifestaciones de dicha actividad. Con este método indirecto se despeja aún más la duda de la ausencia de evidencia o la evidencia de ausencia, en favor de la segunda.

El registro de ^{14}C permitió obtener información del campo magnético hasta el 5000 a.C. Al visualizar la variación de dicha concentración con el tiempo, es observable que las variaciones seculares que se encuentran ahí no tienen un patrón fijo o cíclico, sino que lentamente van aumentando en las cercanías del MM. Es decir, es posible trazar una envolvente a la variación milenaria de la concentración de ^{14}C y obtener un "ciclo" de 1000 años de periodo (fig. 3.4). Esta envolvente correspondería al efecto del campo magnético terrestre, que en las cercanías de la atmósfera terrestre es más fuerte que el campo magnético del sol. La tendencia que ha mostrado hasta este siglo es el de un campo magnético más intenso. Se cree que es posible que en los próximos cincuenta años el sol tenga mayor actividad, lo cual podría traer más manchas, y mayor liberación de energía. Por lo demás, el registro de ^{14}C ha mostrado que posiblemente se dieron otras variaciones parecidas a las del MM en los últimos mil años; asimismo, se han dado épocas de gran actividad solar, y con ello, una irradiancia posiblemente mayor. La coincidencia de un caso así con un intervalo temporal de la Edad Media (s. XII), en donde se dieron calentamientos en varias regiones europeas, durante siglos, hace pensar en una relación directa entre actividad solar y temperatura terrestre. El aumento de la concentración de ^{14}C entre 1550-1600 correspondería al mínimo de manchas estudiado por Spörer, que justamente lleva su nombre. Dicho mínimo no cuenta con muchos datos que lo justifiquen.

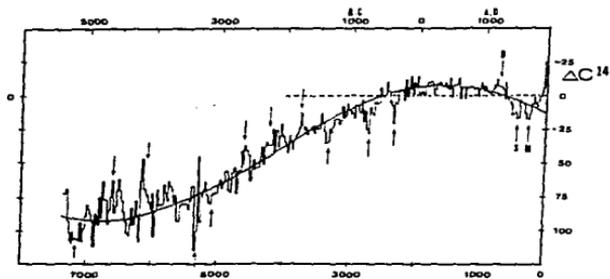


Figura 3.4
 Variación del ^{14}C en los últimos 7000 años. La curva que se traza como envolvente corresponde al campo magnético de la tierra. Se denotan con 'S' y 'M' a los mínimos de Sporer y Maunder, respectivamente. 'GM' corresponde al Gran Máximo de la Edad Media (Eddy, 1977b)

b) Auroras

Las auroras han sido documentadas desde el s. XII y son una fuente de información del estado del sol porque son producto de eyecciones de masa coronal, hoyos coronales y demás fenómenos ocurridos en el sol, todos ellos ligados a un estado activo. La correlación, salvo algunas excepciones, es directa: un sol activo emitirá mayor cantidad de partículas cargadas al exterior, de donde se producirán más auroras. En el hemisferio norte hay toda una franja donde son observables: Groenlandia, Siberia, Escandinavia, Islandia, Canadá y Alaska; para los propósitos de la obtención de datos, la región de Suecia, Escocia y Noruega es la que podría proveer más datos para hacer una comparación, y son lugares en donde se ven también auroras aunque en menor cantidad. Para esta zona se esperarían de 25 a 200 auroras por año que es el normal actual. Para el área de Londres, por ejemplo, se esperaría que en un lapso de 70 años se vieran aproximadamente 500 auroras, ya que es de una latitud más baja. En las regiones donde habitaban los astrónomos de la época se esperarían entre 300 y 1000 noches de aurora en el mismo lapso.

El catálogo que se hizo sobre las auroras revela que sólo se observaron auroras en 77 ocasiones en todo el mundo entre 1645 y 1715, de las cuales 20 fueron reportadas en un intervalo activo pero breve que va de 1707 a 1708. Durante 37 años dentro del periodo del MM no fue reportada una sola aurora en todo el mundo. Prácticamente todos los reportes de auroras se hicieron en la

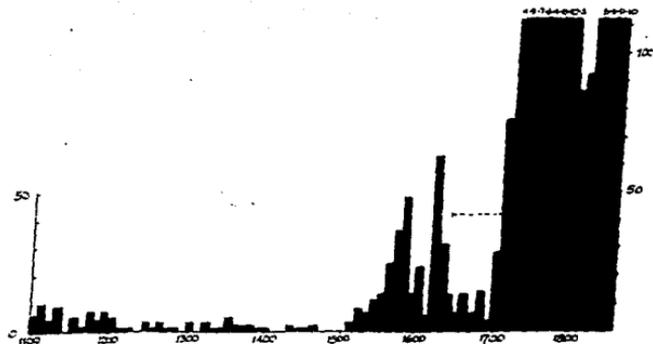


Figura 3.5

Número de auroras observadas por década desde el siglo once, para las latitudes 0-66°N. Las auroras después de 1715 tienen que ir multiplicados por los números mostrados en la parte alta derecha de la gráfica. El periodo del Mínimo de Maunder corresponde a la línea quebrada. (Eddy, 1977b)

parte norte de Europa (Eddy, 1976): Noruega, Suecia, Alemania y Polonia. De 1645 a 1708 no se reportó una sola aurora en Londres. La siguiente aurora vista en marzo de 1716 hizo que el astrónomo Edmund Halley escribiera un artículo especial en donde explicaba la naturaleza de las auroras (él contaba ya con 60 años de edad y nunca había visto una).

Un punto crucial en el análisis de auroras es el aumento vertiginoso de avistamientos desde el inicio del s. XVII. Hoy en día se cree que el artículo de Halley puso de moda la observación de las auroras, pero aún así resulta muy significativo el que la producción de auroras hubiese cambiado drásticamente a partir de 1715. Para los estudiosos del catálogo de auroras es difícil discernir entre lo físico y lo sociológico. De cualquier forma la presencia del MM en el registro de auroras es real y constituye una evidencia más de la baja actividad solar.

d) Corona solar atenuada

Otro fenómeno relacionado con el sol y el MM es el de la corona solar disminuida en brillo y tamaño. Resulta que durante los eclipses totales del sol puede ser vista, ya que al verse el sol oculto por la luna, se observa el halo que corresponde al de la corona, más la luz zodiacal, que no es más que luz dispersada por la misma luna. Desde la tierra, la corona se observa de color rojizo, y según los que la han visto así, ofrece un espectáculo singular. A la luz de la corona se le

llama luz K y a la de la luz zodiacal se le llama luz F, por el espectro de absorción correspondiente. potasio y flúor, respectivamente.

Al parecer no hay ningún reporte de avistamiento de la corona durante el MM, ya que el eclipse dura muy poco tiempo, y además se sabe que en esa época el eclipse era utilizado para calcular movimientos relativos entre tierra y luna, y que las primeras investigaciones serias sobre la corona solar comenzaron en el s. XIX. Los reportes que sí hay de la luz que se vio en los eclipses de entonces es en realidad luz zodiacal. Kepler pareció haber visto la luz coronal, aunque antes de que se diera el MM. Durante todo el periodo que comprende al MM se dieron 63 eclipses, pero solamente 8 de ellos se debieron de haber visto en las regiones donde trabajaban los astrónomos de la época. Las observaciones no concuerdan con lo que se ve normalmente de la corona durante el eclipse; curiosamente, en 1715 se describió la observación de una luz rojiza, tal y como se le describe ahora. Ello contrasta con las observaciones realizadas por amateurs en 1652, 1698, 1706, 1708; además, no se hicieron dibujos al respecto. Para el final del MM se tienen observaciones con dibujos de la corona, lo cual indica que presumiblemente en el MM la corona solar estuvo muy disminuida.

Capítulo IV: Física del Sol durante el Mínimo de Maunder

En el capítulo III se delinearón en términos generales las características externas del componamiento del sol durante el MM, y es necesario realizar el cálculo de la disminución de la irradiancia solar a partir de datos indirectos y de las observaciones actuales hechas con los radiómetros ACRIM y ERB. En primer lugar, hay que parametrizar la rotación solar y la producción de manchas solares (ésta última queda expresada en el valor de R_z) para calcular la irradiancia solar durante el MM. Su forma de obtener datos es diferente, lo cual hace incomparables las mediciones de irradiancia solar.

I. Magnetismo solar

El campo magnético del sol es sumamente complejo, ya que además de generar una serie de fenómenos tales como ráfagas, manchas, playas y espículas, se asocia hacia el interior con intercambios de energía y materia en la zona convectiva. Hoy en día se cree que la irradiancia del sol está fuertemente influenciada por su campo magnético. Esto es, que el campo magnético modula la cantidad de energía saliente.

En principio, el campo magnético se extiende de polo a polo, y puede ser visualizado como un imán de barra interior orientado de norte a sur. Así, las líneas de campo magnético salen del polo norte, envuelven al sol y desembocan en el polo sur. Al mismo tiempo, el sol rota de este a oeste sobre su propio eje en las coordenadas del sistema heliográfico; dicho sistema es tal que el este y el oeste se encuentran invertidos, coincidiendo con el este y oeste terrestre. La rotación del sol alrededor de su eje no es uniforme. En las zonas ecuatoriales la velocidad angular es mayor que en las latitudes altas.

De esta forma, las manchas a 10° de latitud pueden hacer una revolución alrededor del sol en 27.4 días, mientras que las de latitudes altas como los 50° pueden tardarse diez días más. En la figura (4.1) se observa esquemáticamente una carrera entre manchas a diferentes latitudes y en la figura (4.2) se observa el período de rotación en función de la latitud. La línea continua corresponde a la región donde se encuentran las manchas. A este fenómeno se le conoce como rotación diferencial.

La rotación diferencial juega un papel primordial en la formación de manchas. Las líneas de campo magnético se ven deformadas por ésta debido a que se encuentran en su superficie. Las líneas de campo, que originalmente iban en la dirección norte a sur, comienzan a verse arrastradas hacia el oeste en el disco solar. El campo magnético, que originalmente tenía prácticamente una sola componente, llamada poloidal, comienza a desarrollar una componente en la dirección azimutal, ya que las líneas de campo magnético comienzan a enredarse alrededor del ecuador (figura 4.3). Dicha componente, también llamada toroidal, empieza a fortalecerse con el tiempo, al enredarse más líneas y es entonces que surgen las manchas solares en pares y a medias latitudes. La mancha más cercana a los polos es transportada por una serie de mecanismos hacia regiones en las cuales contribuye el cambio de polaridad magnética. Una vez que ha sucedido lo anterior, de duración de once años, el sol invierte su polaridad: la líneas de campo salen ahora del polo sur (ahora positivo) y entran al polo norte (ahora negativo). Ello hace que se tengan las situaciones inversas en los dos hemisferios. De hecho, una componente toroidal es generada por la poloidal del ciclo anterior. De esta forma, el campo magnético solar tiene un ciclo de 22 años, en los que su polaridad se intercambia entre ambos hemisferios cada once años. Aunque se ha querido establecer una relación entre la producción de manchas —de ciclo de

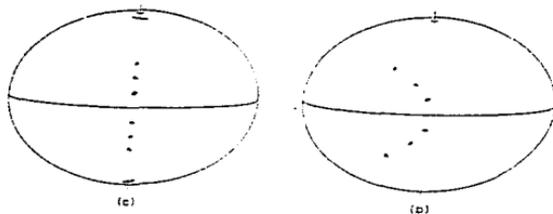


Figura 4.1 La rotación diferencial: una carrera imaginaria entre manchas que comienzan en el mismo meridiano en el disco solar. (Noyes, 1982)

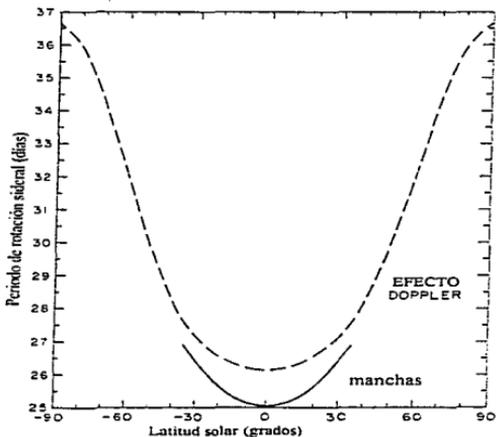


Figura 4.2 El periodo de rotación en función de la latitud. (Noyes, 1982)

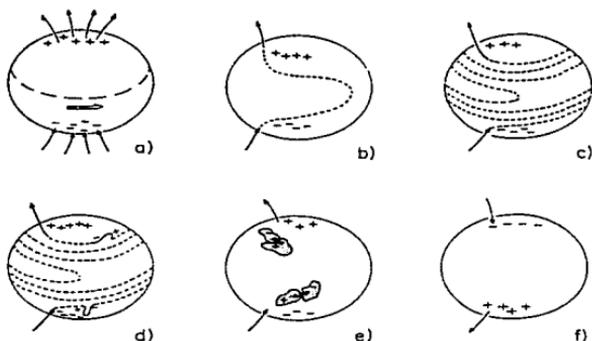


Figura 4.3 Ciclo magnético de las manchas: a) Al comienzo del ciclo de 11 años, el campo magnético va de sur a norte. b) La rotación diferencial empieza por alargar a las líneas de campo en las regiones ecuatoriales. c) Las líneas se empiezan a enredar en las latitudes altas del sol, y la magnitud del campo aumenta. d) Los campos se hacen boyantes y emergen de la superficie. e) Al romper el campo la superficie, los campos crean regiones bipolares activas. f) Al final del ciclo, las polaridades magnéticas se van hacia los polos geográficos, reemplazando a las polaridades anteriores. Las polaridades locales norte y sur de las regiones ecuatoriales se cancelan entre sí (Noyes, 1982)

once años—con el ciclo del campo magnético (de 22 años), no ha sido posible, ya que aún se desconoce por qué el sol cambia de polaridad.

La velocidad con la que las líneas se anudan alrededor del ecuador está dada por la velocidad angular (Ω).

La producción de manchas, que tiene un ciclo de once años, comienza en las latitudes medias, 40° aproximadamente, el máximo se da en la latitud de 20° y el mínimo en el ecuador. El efecto neto resultante de dicha producción es la figura de la “mariposa”, que se observa en cada ciclo (Figura 4.4). La terminación de un ciclo dado puede traslaparse con el comienzo del siguiente, o sea que es posible observar manchas en la región del ecuador y

en la latitud de 50° al mismo tiempo. Por esa razón se hace evidente la existencia de un ciclo hasta que han pasado varios años de que terminó.

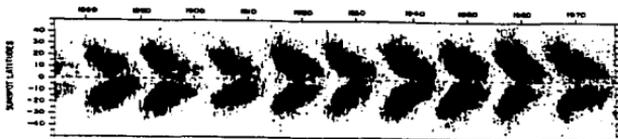


Figura 4.4 Producción de manchas en función del año (eje horizontal) y de la latitud (eje vertical). (Eddy, 1978)

Las manchas están rodeadas de fáculas, que son regiones con condiciones magnéticas distintas y más calientes. A primera aproximación, la irradiancia solar se ve parcialmente impedida para salir por donde se encuentra una mancha dado el campo magnético intenso. No obstante, las zonas faculares irradian más energía que la que obstruye una mancha. El efecto neto es que sale más energía en un sol con manchas que en un sol sin manchas. La correlación entre la producción de manchas, R_s , con la irradiancia solar no es muy buena, ello quiere decir que el número de manchas no es suficiente como dato para cuantificar la irradiancia solar. La irradiancia tiene que ser modelada también en función de otros factores. Las regiones activas, según se ha encontrado, hace variar la irradiancia en 0.1% en una escala de décadas.

2. Modelación del sol para el Mínimo de Maunder

En esta sección se describirá el cálculo de la irradiancia solar llevado a cabo por Mendoza (1996). Un parámetro importante a tomar en cuenta en el sol es la magnitud de su

velocidad angular promedio (Ω). Según algunos estudios, es posible modelar la irradiancia solar a partir de la Ω . Al aumentar los valores de Ω y aumentar la rotación diferencial, aumentan el grado de envolvimiento de las líneas de campo magnético, aumentando la producción de manchas, como una primera aproximación. Sin embargo no es suficiente el valor de la $\Delta\Omega$, también hay que tomar en cuenta otros parámetros, tales como los espectros de algunas líneas de emisión del sol que son observables desde los satélites. Las líneas espectrales observadas corresponden al calcio (HK). Estudios recientes muestran que existe una correlación lineal entre las líneas de calcio (HK) con la velocidad angular (Skumanich, 1972):

$$HK / HK_0 = \Omega / \Omega_0 \quad (\text{ec. 4.1})$$

El sufijo ()₀ significa valor actual.

Esta correlación lineal positiva ayuda a relacionar la emisión de líneas en ciertas longitudes de onda con la actividad magnética, ya que un promedio de Ω más grande es un indicador de mayor actividad del campo magnético.

Como ya se dijo, el MM fue una época que se caracterizó no sólo por una baja producción de manchas, sino también de corona disminuida y una baja actividad magnética, reflejada en ausencia de auroras e indirectamente, de una mayor penetración de rayos cósmicos en nuestra atmósfera. Este cúmulo de evidencias, junto con las observaciones de la época en que se constató que la velocidad angular (Ω) fue menor pero más diferencial, sirve para suponer un campo magnético de menor intensidad al normal. También hay indicios de un diámetro solar mayor.

Del sol se reconocen dos estados: el sol quieto y el sol activo. La definición de sol quieto es un sol sin manchas, ráfagas o cualquier otra actividad de carácter magnético. El sol activo, en consecuencia, es un sol con todas las manifestaciones magnéticas. El sol quieto tiene típicamente, un mínimo de manchas, pero sus valores no son generales para todos los mínimos de manchas. Por ello es importante aclarar que el sol quieto del MM no corresponde con el sol quieto conforme a las definiciones actuales, ya que en el sol quieto actual, tiene un mínimo de manchas, 5 al año, con algunas manifestaciones magnéticas propias del sol. El sol quieto del MM se caracterizó por tener cero manchas en largos intervalos temporales, una corona solar disminuída, entre otras manifestaciones, lo cual lo hace un sol anómalo. El MM es entonces un estado especial del sol, no solamente una época de baja producción de manchas, ya que el estado de anomalía duró mucho más tiempo que lo que dura cualquier mínimo registrado fehacientemente hasta ahora.

Se han tenido que inventar varios parámetros para medir la irradiancia del sol, en virtud de la complejidad del problema que representa el factor de manchas en la irradiancia. En este respecto, la función S_c corrige la irradiancia del sol por el efecto de manchas. Se ha encontrado una relación lineal entre la S_c y la producción de líneas de calcio (White *et al*, 1992):

$$S_c = -(13.6 \pm 0.5) + (160 \pm 6)K \quad (\text{ec. 4.2})$$

A su vez, la relación entre S_c y la S está dado por (Mendoza, 1996):

$$S_c = S - S_{Q_0} (1 + P_s) \quad (\text{ec. 4.3})$$

donde S_{Q_0} es la irradiancia de sol quieto tomada como referencia y P_s es la función de atenuación debida a las manchas (*dimming function*). Nótese como S_c es tomada como una

irradiancia total del sol sin la contribución de las manchas. Es decir, es una primera aproximación al cálculo de lo que sería la irradiancia del sol de no haber manchas, bajo el supuesto de que las manchas disminuyen la irradiancia saliente del sol; esa situación en particular sólo es aplicable al MM. Por otra parte, se ha podido establecer también una relación lineal entre las mediciones solares de K , que es la emisión en calcio integrada, y las emisiones estelares de HK (White *et al.*, 1992):

$$HK = 0.04 + 1.53 K \quad (\text{ec. 4.4})$$

Sustituyendo el valor de K en la ecuación (4.2) a partir de (4.4), después de haber sustituido a HK en la ecuación (4.1), se obtiene la siguiente expresión para la irradiancia total del sol durante el MM, S_{QMM} , para la cual se considera que el número de manchas es cero ($P_s = 0$) (Mendoza, 1996):

$$S_{\text{QMM}} = -13.6 + 160 \{[(\Omega_{\text{MM}} / \Omega_{\text{e}}) HK_{\text{e}} - 0.04] / 1.53\} + S_{\text{Qe}} \quad (\text{ec. 4.5})$$

Esto es, se obtiene finalmente la irradiancia solar durante el MM en términos de $(\Omega_{\text{MM}} / \Omega_{\text{e}})$. Los parámetros de la velocidad angular se encuentran expresados en la tabla 1, para lo cual se tomaron en cuenta los registros del sol de la época, de las pocas manchas observables, para determinar la velocidad angular. Se incluyen los valores de las intensidades de las líneas de emisión del calcio (HK) actuales, así como los valores del sol quieto actual. Cabe recordar que al periodo del MM se le reconocen dos etapas: el Mínimo de Maunder "profundo", que va de 1660 a 1700, y la segunda etapa, con mayor cantidad de manchas, que va de 1701 a 1719. Para la primera etapa están consideradas 51 manchas observadas en todo ese período, vistas por abajo de los 10° de latitud; para la segunda etapa, están consideradas 200 manchas. La velocidad angular fue menos diferencial que para la etapa profunda pero aún así más diferencial y de menor magnitud que en el presente.

La velocidad angular es calculada en términos de la distancia sucesiva entre puntos por los que pasa una mancha con respecto al diámetro solar, existe un error de 2% cuando se hace el cálculo del movimiento de una mancha a lo largo de dos días. Aún así, dado que puede haber varias observaciones de la mancha a través del disco solar, el error al observar una mancha individual es de 0.6%. En cuanto al diámetro del sol, se sabe que aparentemente hay un exceso de 7 segundos de arco en la época del MM comparado con datos actuales, siendo que hay una incertidumbre de ~ 1 segundo de arco para cada medida. Sin embargo, la atmósfera terrestre pudo haber ampliado el tamaño solar aparente. Pero de acuerdo a otros cálculos, una sobreestimación de 7 arcos de segundo disminuiría en un 0.35% la velocidad angular. La Ω en el ecuador decreció en un 2% en 1666-1719 con respecto a datos actuales, de donde decreció en un 6% en la latitud 20° . De aquí se sigue que los errores no juegan un papel relevante en el decremento de la Ω , por lo que se puede decir que dicha disminución fue real.

Los valores de HK observados para el sol oscilan entre 0.164 y 0.178 como el ciclo solar va de un mínimo a un máximo. En los centros de supergranulación del sol, que son las celdas de convección más grandes en la fotosfera, se tiene un valor mínimo de 0.123, asociado con valores promedio de flujo magnético. Al introducir los valores de la tabla 1 en la ecuación (4.5) se obtienen los valores de irradiancia solar total durante el MM, que a su vez se subdivide en las dos etapas. El promedio de irradiancia se incrementó al final del MM, debido a que hubo un aumento en la rotación diferencial del sol, provocando un aumento de Ω_{lat} / Ω_e . Las irradiancias absolutas derivadas de ACRIM son menores que los resultados de ERB, porque las mediciones de S_{Co} de ACRIM son consistentemente menores que los reportados por ERB. Ello refleja que hay diferentes calibraciones de los dos instrumentos en cuanto a la irradiancia solar.

Para hacer una comparación entre la irradiancia del MM con la de los valores actuales, cabe mencionar que éstos son: de ERB (1978-1993), 1371.92 W/m², y de ACRIM

Tabla 4.1: Parámetros utilizados para calcular la irradiancia solar durante el Mínimo de Maunder (Mendoza, 1996), donde R_z es el número de Wolf para las manchas, Ω_{min} es la velocidad angular durante el Mínimo de Maunder, Ω_e es la velocidad angular actual normal, S_{\odot} es la irradiancia solar de sol quieto, y HK_e corresponde a la emisión de líneas de hidrógeno y potasio

R_z	Ω_{min} (grad/día)	Ω_e (grad/día)	S_{\odot} (W/m ²)	HK_e
1.457	13.97	14.48	1371.38	0.164
10.256	14.15		1366.99	0.123

(1980-1988), 1367.46 W/m². En la tabla 4.2 aparecen los valores de la irradiancia solar, calculados con la ecuación (4.5), para las dos etapas, y para cada uno de los posibles valores de HK_e .

Tabla 4.2: Promedio de irradiancia solar total para el sol quieto durante el Mínimo de Maunder (Mendoza, 1996)

Periodo	S_{QMin} (W/m ²)	
	ERB	ACRIM
1666-1700	1370.14 ^a	1365.75 ^a
	1366.01 ^b	1361.62 ^b
1701-1719	1370.36 ^a	1365.97 ^a
	1366.17 ^b	1361.78 ^b

(a) Estimaciones para el flujo de actividad mínima solar $HK_e = 164$

(b) Estimaciones para el flujo de actividad mínima solar $HK_e = 0.123$

En la tabla 4.3, se muestran las diferencias porcentuales de los valores de la irradiancia solar entre el MM y los actuales. Se puede obtener un límite superior para los porcentajes al calcular el flujo mínimo de *Ca II HK* y el flujo de irradiancia del sol quieto para el MM con los valores actuales. Estos valores son $S(1979)=1373.33$ W/m² de ERB, y $S(1980)=1368.27$ W/m² de ACRIM. Los resultados aparecen en las columnas 4 y 5 de la tabla 4.3.

Tabla 4.3: Porcentajes de la irradiancia solar total durante el MM con respecto a valores actuales (Mendoza, 1996)

Periodo	%ERB	%ACRIM	%ERB	%ACRIM
1666-1700	-0.11 ^a	-0.13 ^a	-0.53	-0.49
	-0.43 ^b	-0.43 ^b		
1701-1719	-0.11 ^a	-0.11 ^a	-0.52	-0.47
	-0.42 ^b	-0.42 ^b		

(a) Corresponde a HA_{12} = 0.164

(b) Corresponde a HA_{12} = 0.123

De la tabla 4.3 se toman los valores necesarios para calcular el cambio climático durante el Mínimo de Maunder. Nótese como ambos métodos (ACRIM y ERB) llegan a resultados parecidos; la diferencia en los datos radica en las líneas de emisión de hidrógeno y potasio, con las cuales se obtienen dos valores: -0.11 y -0.43% de cambio en la irradiancia para el Mínimo de Maunder profundo (1645-1700), y -0.11 y -0.42% para la segunda etapa. De lo anterior se ve que en realidad, en términos de irradiancia, las dos épocas fueron muy parecidas, a pesar de que en la segunda hubo más manchas.

Por último, las columnas 4 y 5 resultan de comparar el mínimo flujo solar (0.123) y el flujo del sol quieto para el Mínimo de Maunder con valores modernos de irradiancia solar. Los valores son $S(1979)=1373.33 \text{ W/m}^2$ de ERB y $S(1980)=1368.27 \text{ W/m}^2$ de ACRIM.

Capítulo V: El Modelo Termodinámico del Clima

En este capítulo se hace una descripción del Modelo Termodinámico del Clima (MTC) (Adem, 1991), utilizado para simular el clima durante el Mínimo de Maunder. Para ello se describe en principio al sistema climático en general, para poner en contexto al MTC.

1. El sistema climático

La atmósfera se divide en varias capas, dependiendo de la variación de la temperatura con la altura: la troposfera, la estratosfera, la mesosfera y la termosfera. Puede haber subdivisiones dentro de alguna de éstas capas, pero lo importante es que es en la troposfera donde se dan los intercambios de calor con la superficie, en donde se encuentran las nubes, el vapor de agua, el bióxido de carbono, así como donde los vientos realizan también esos intercambios. En esta capa es donde el gradiente térmico es de $-6^{\circ}\text{C}/\text{km}$, aunado al hecho que durante las noches se invierte (casi siempre) el gradiente de temperatura vertical. La troposfera tiene una altura de 12 km en promedio, puede variar desde los 8 hasta los 15km, dependiendo de la latitud y de la estación del año y del tipo de orografía de la que se trate. En la estratosfera es donde se encuentra el ozono, un gas de invernadero que (a pesar de sus bajísimas concentraciones) se encarga de invertir el gradiente térmico. La estratosfera protege a la tierra de los rayos ultravioleta.

El sistema climático no comprende solamente a la atmósfera, sino también a la capa continental, la capa de mezcla del océano, la cubierta de hielo y nieve, y la cubierta vegetal.

Por clima se entiende el promedio de condiciones meteorológicas en periodos de un mes y mayores (años, décadas); se puede hablar de clima en un sitio determinado, en una región amplia o incluso en el mundo entero (Garduño, 1994). Las variables climáticas interactúan entre sí a diferentes escalas tanto espaciales como temporales, y en ocasiones llegan a cruzarse unas escalas con otras dentro de un mismo ámbito, espacial o temporal.

Entre las variables del sistema climático se toman en cuenta la temperatura del aire y de los océanos, la presión, la velocidad de los vientos horizontales, la velocidad de las corrientes oceánicas, la humedad relativa, la insolación recibida, el albedo (porcentaje de irradiancia reflejada al incidir sobre una superficie), los coeficientes de turbulencia, transferencia de calor, entre otros. Para escalas de miles de años, se toman en cuenta también los parámetros orbitales, tales como la oblicuidad (inclinación del eje terrestre sobre el plano de la eclíptica) y la precesión (rotación del eje terrestre alrededor de un eje vertical imaginario perpendicular al plano de la eclíptica). A su vez puede haber otro tipo de perturbaciones al sistema climático, como por ejemplo, el material emanado de las erupciones volcánicas, diferencias en la composición de la atmósfera, sobre todo la concentración de los gases de invernadero (el vapor de agua, el bióxido de carbono, el metano y el ozono), la nubosidad, los cambios en la cubierta de hielo y nieve, así como la evapotranspiración³ de la cubierta vegetal, que introduce cambios considerables en la humedad. El polvo volcánico, al tratarse de partículas suspendidas (aerosoles), refleja la luz solar y la dispersa, por lo que, dependiendo de la magnitud de la erupción de la que se trate, se registran disminuciones en la temperatura global por un lapso de entre 3 y 5 años después de la erupción. Por su parte, los gases de "invernadero" son aquellos que logran absorber, gracias a los modos normales de vibración y rotación de sus moléculas, la radiación de onda larga proveniente de la tierra. Su efecto en la atmósfera es el de incrementar la temperatura del aire. Su importancia es enorme, de no haber gases de invernadero en la atmósfera la temperatura promedio de la tierra sería de -18°C (Hartmann, 1994).

La cubierta de hielo y nieve, que comprende a los dos polos, más la que se encuentra en las altas montañas y cordilleras en el mundo, crece en el invierno debido al enfriamiento natural que se da por la época del año; con el aumento radiativo en primavera y verano (con el aumento en la temperatura) decrece en su extensión horizontal. La importancia de esta

³ La evapotranspiración es el proceso en el que se remueve agua de una superficie con un cambio de fase de líquido a vapor. Es la suma de la evaporación y transpiración. Transpiración es el paso del agua desde las plantas a la atmósfera a través de los poros de las hojas, llamados estomas, que cumplen a su vez la función de ser el punto de entrada del bióxido de carbono requerido para la fotosíntesis.

capa es que además de tener una temperatura por abajo del punto de congelación del agua, la reflexión que ofrece es muy grande. esto es, su albedo es de hasta 80%, lo cual favorece que no se derrita al absorber poca energía*. El suelo tiene diferentes valores de albedo, el desierto tiene un albedo como de 30%. por ejemplo, mientras que las zonas boscosas y vegetales tienen un albedo de ~20% . pero el problema del suelo es que no tiene una conductividad calorífica grande, y por ello no es capaz de almacenar energía. El transporte de energía al interior del suelo no tiene mucha relevancia climática. El albedo en el mar es de hasta 8% en las latitudes medias y del 12% cerca de los polos, debido a la inclinación con la que llegan los rayos solares.

El océano funciona como almacenador de energía. Puede tardar hasta un mes en liberar cierta energía, aproximadamente, debido a dos razones fundamentales: el volumen de agua que representa y la gran capacidad calorífica del agua.. Se da también un transporte de calor horizontal en el mar. En los primeros cien metros de profundidad del mar es donde se da el intercambio de calor entre el agua que ha aumentado su temperatura debido a la irradiación entrante y el agua de profundidades mayores que se encuentra a menor temperatura. Esta capa de intercambio de calor y transporte de energía es conocida como la capa de mezcla. En las profundidades mayores a cien metros no hay un efecto apreciable de la radiación entrante en un lapso de meses e inclusive décadas. El efecto sería solamente en la escala de miles de años. En esa escala también se ubican las corrientes marinas de grandes profundidades (>1000m), que completan un ciclo en miles de años e introducen cambios apreciables en el intercambio de calor con la capa de mezcla, pero sólo en esa escala. Por lo demás, el viento horizontal que roza la superficie del mar le transfiere movimiento al mar, así como en la capa de mezcla se da un transporte vertical de calor debido a las corrientes marinas. El mar resulta ser entonces un gran almacenador de energía en cualquier escala mayor al de un mes, ya que es el tiempo que tarda en responder.

* Esto genera un retroalimentador, del cual se hablara mas adelante.

Las nubes son conjuntos de minúsculas partículas de agua en estado líquido, que tanto reflejan, absorben, reemiten como dejan pasar radiación solar. Su interacción con el clima no es aún clara, ya que hay muchos factores inmersos en la capa nubosa, como la evaporación, fusión, así como una absortividad selectiva de la irradiancia que les llega. Por ello resulta difícil modelar el aspecto energético de las nubes. El principal problema con la modelación de las nubes, es que dado un cambio climático, no es fácil saber de qué manera va eso a aumentar o disminuir la capa nubosa. Tienen un albedo de 30% aproximadamente.

Los vientos medios y la turbulencia transportan energía, trayendo consigo cambios considerables en el clima y en la vegetación. Los "eddies" o ciclones, que se originan a partir de remolinos de aire hasta convertirse en gigantes masas de aire transportándose, cambian los valores del gradiente horizontal de temperaturas, esto es, que es posible cambiar la temperatura de una región debido al movimiento de masas de aire; éste fenómeno es conocido como advección. El problema que presenta éste y otros movimientos de aire es que son turbulentos, en general no se comportan de manera lineal y eso hace difícil su modelación.

2. Descripción del modelo

El modelo del clima utilizado en este trabajo es un modelo de balance de energía, ya que el fenómeno más importante es principalmente en el almacenamiento de energía en el océano, la superficie y en la atmósfera. Los modelos de balance de energía son utilizados para calcular cambios climáticos a grandes escalas, e incluyen el efecto de vientos horizontales. Las variables de salida de un modelo así son en general temperatura superficial, del océano, troposférica media, humedad relativa, y cubierta de hielo y nieve (criosfera), principalmente.

El MTC de Adem consiste de una capa atmosférica de 10 km de altura, que incluye una capa de nubes con extensión horizontal, una capa oceánica de entre 50 y 100m de

profundidad (la de mezcla) y una capa continental de grosor despreciable. También incluye una cubierta de hielo y nieve. Tanto la cubierta de hielo y nieve como la capa nubosa son variables en su extensión horizontal, ya que son generadas por el modelo por medio de parametrizaciones semi-empíricas. Las ecuaciones básicas utilizadas en el modelo son aquellas de la conservación de la energía térmica en la atmósfera, el océano y la capa continental. Se usan los promedios mensuales de las variables y se consideran válidas las ecuaciones de balance hidrostático, del gas ideal y de la continuidad para dichas variables promediadas. Se toma como constante la razón de enfriamiento adiabático (Adem, 1962).

La ecuación para la atmósfera es la siguiente:

$$ca \frac{\partial T_m}{\partial t} - caK \nabla^2 T_m = E_1 + G_2 + G_3 \quad (\text{ec. 5.1})$$

la ecuación para el océano es la siguiente:

$$h\rho_w c_w \frac{\partial T_s}{\partial t} = E_1 - G_2 - G_3 \quad (\text{ec. 5.2})$$

Para la capa continental se reduce a:

$$0 = E_1 - G_2 - G_3 \quad (\text{ec. 5.3})$$

donde ∇ es el operador gradiente horizontal en dos dimensiones, t es el tiempo, T_m y T_s son las desviaciones de las temperaturas troposférica media y de la superficie oceánica a partir de valores constantes de cada una, c y c_w son los calores específicos del aire y del agua, respectivamente y a es una constante proporcional al promedio de densidad del aire y ρ_w es la densidad del agua, los términos $ca \frac{\partial T_m}{\partial t}$ y $h\rho_w c_w \frac{\partial T_s}{\partial t}$ son los cambios locales de energía térmica en la atmósfera y en el océano, respectivamente, $caK \nabla^2 T_m$ es una parametrización semi-empírica del término de advección de la energía debida a remolinos horizontales y K es el coeficiente de Austausch (arbitrario) correspondiente; E_1 y E_s son las tasas a las cuales el calor es agregado por radiación en la atmósfera y en el océano, respectivamente. G_2 , G_3 y G_3 son las razones a las cuales la energía es agregada por transporte vertical turbulento por medio de calor sensible, por evaporación (ambos en la superficie) y por condensación del vapor de agua (en las nubes), respectivamente.

E_T , E_p , G_s , G , y G , son parametrizadas como funciones de T_m y de T , y de sus derivadas con respecto del mapa de coordenadas (x,y); también las parametrizaciones de estas funciones de calentamiento y de transportes se obtienen a partir de leyes físicas y de principios de conservación complementados por datos observacionales, de tal forma que las fórmulas utilizadas son semi-empíricas. Las derivadas temporales de las temperaturas son sustituidas por diferencias finitas, para las cuales se usa un escalón de tiempo de un mes. Se obtiene finalmente una ecuación diferencial elíptica de segundo orden para T_m . La ecuación se resuelve como una ecuación de diferencias finitas usando el método de relajación de Liebmann (Thomson, 1979). La integración se realiza sobre el hemisferio norte utilizando una malla de 512 puntos, sobre una proyección estereográfica polar con una distancia constante entre puntos de 817km (Adem, 1979). Dicha malla se observa en la Figura 5.1.

Para la cubierta de hielo y nieve, se supone que coincide con la isoterma de 0°C. El modelo selecciona de 2 campos de albedo superficial para cada punto, uno con hielo y nieve permanentes (valor normal para agosto), y el otro con hielo y nieve en todas partes lo cual es tomado del valor normal para enero en los puntos en los que hay hielo o nieve en ese mes, e igual a 45% cuando no hay nieve o hielo en ese mismo mes.

El modelo se corre dos veces: la primera, utilizando valores observacionales para describir el campo "normal" de temperaturas, y la segunda con la inclusión de los forzamientos. En el ciclo anual, la recién calculada isoterma de 0°C es utilizada para calcular el albedo superficial (Adem, 1982). Los cálculos empiezan en agosto con los valores normales del albedo superficial dados para ese mes. Con estos valores prescritos comienza un proceso de ajuste, en el cual los valores iniciales para un mes dado son en realidad los correspondientes al albedo generado para el mes anterior; en cada mes el modelo realiza un ajuste interno hasta que se obtiene la isoterma de 0°C. Después de generar de nuevo la temperatura superficial (y otras variables), el proceso de ajuste se repite

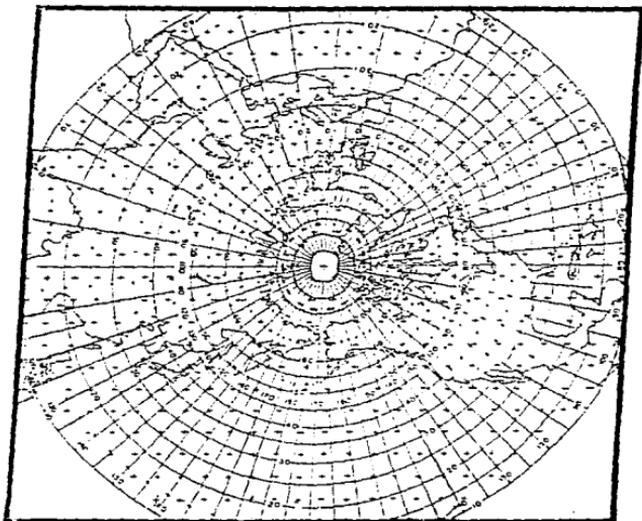


Figura 5.1 La región de integración del MITC. (Adem, 1979)

mes con mes hasta que las temperaturas calculadas entre dos años consecutivos, para el mismo mes, sean menores a 0.01°C en cada punto. Esta condición se satisface por lo general después de cuatro o cinco ciclos e implica que en la solución, la cubierta de hielo y nieve generada internamente, acoplada a la isoterma de 0°C , ha alcanzado una situación estable. Ello se consigue después de que el experimento se corrió en la computadora por un espacio correspondiente a entre 6 y 8 años (Adem, 1991).. La simulación se hace de manera usual, corriendo el modelo dos veces: primero con el valor actual de S y después con el valor del Mínimo de Maunder. La diferencia entre los dos resultados nos da el cambio climático, el cual consiste de las anomalías calculadas de las variables climáticas. S es proporcional a E_{τ} , y a E_s (Garduño y Adem, 1995).

De manera aparte, el modelo ha logrado incorporar la absorptividad para onda larga correspondiente al vapor de agua y al bióxido de carbono atmosféricos como función de la presión atmosférica, la temperatura y el contenido del gas. Se asume a la capa atmosférica como un cuerpo negro para la absorptividad del CO_2 y del vapor de agua, pero ambos componentes no absorben en todo el espectro; absorben en intervalos selectos. En algunas ocasiones se tienen que incluir ventanas, esto es, en los casos en los que un componente absorbe en un cierto intervalo y el otro No. Las parametrizaciones fueron dadas por Smith y Ramanathan (Garduño y Adem, 1988). El contenido de vapor de agua es expresado como función de la temperatura superficial, la temperatura media troposférica y la extensión horizontal nubosa, que son variables calculadas en el modelo. De ello se abunda más adelante en la sección 6.2.

3. La irradiancia solar y el CO_2 atmosférico

El valor de S_0 , el promedio de la irradiancia solar, no cambia en un intervalo de diez años en más de 0.1%, aproximadamente. Su valor estimado por los satélites es de 1367 Wm^{-2} . En el modelo siempre se introduce un valor del parámetro S_0 , que puede tomar otros valores. El modelo se ha aplicado al tomar un decremento de S de 0.43% con respecto al

valor actual, este valor es el promediado para ese periodo asumiendo que $HK_0 = 0.123$. En todo caso, el valor de S_0 sirve como un factor de forzamiento del sistema climático, ya sea positivo o negativo. En este trabajo, se disminuyó el valor de S_0 al valor que tuvo durante el Mínimo de Maunder.

El bióxido de carbono (CO_2) es un gas que es producido por el mundo animal, vegetal e industrial, y forma parte de los procesos de fotosíntesis y de respiración de los seres vivos y es fundamental para el clima. Su concentración en la atmósfera es de vital importancia para el mantenimiento de la vida, ya que al ser gas de invernadero ayuda a mantener cierta temperatura atmosférica. Sus concentraciones en el aire pueden ser registradas por métodos diversos para llegar a saber cuánto CO_2 había hace unos cuantos miles de años. Por su rápido aumento en los últimos doscientos años, debido a la quema de combustibles en la industria, y por el transporte en general, se han hecho estudios acerca de sus relaciones con el sistema climático y con el probable aumento en la temperatura en los próximos 50 años (Garduño y Adem, 1982) debido a esta presencia. Por ello, también sirve como un factor de forzamiento⁷ al modelo climático, y su inclusión no es para hacerse a un lado. Tiene un efecto apreciable al aumentar la temperatura del aire en caso de incrementarse. De esta forma, para el caso de la simulación del clima, se obtendrá el valor de la concentración del CO_2 para el MM, con el fin de obtener un resultado más aproximado a la realidad de entonces.

4. Retroalimentadores

Se define a un retroalimentador como un mecanismo en el que una porción de la salida de la acción de un sistema es agregado a la entrada y en consecuencia altera la salida (Henderson-Sellers, 1987). El resultado de un mecanismo cíclico como éste es la amplificación o la disminución de un efecto. Si se obtiene una cantidad menor que al inicio, entonces el retroalimentador es negativo, y si se obtiene cantidad mayor que al inicio,

⁷ Un forzamiento es un factor externo al sistema climático, que puede cambiar de valor con el fin de hacer una simulación. Es un valor de entrada.

entonces el retroalimentador es positivo. Los retroalimentadores positivos incrementan una perturbación mientras que los negativos la decrecientan.

Retroalimentador de hielo

Ya se había mencionado que el albedo de la capa de hielo y nieve es de 80%. Nótese que si el hielo fuera de otro tono que no fuera el blanco, algún color más oscuro, entonces absorbería más calor y aumentaría su temperatura, probablemente fundiéndolo. Es justamente el albedo tan grande que tiene lo que le permite absorber poca energía y conservar ese estado físico. Si por un forzamiento externo disminuye la temperatura, se favorece el crecimiento de la capa de hielo que ya hay y se dan las condiciones para que la extensión horizontal de hielo crezca. Al haber más hielo, se mantiene la temperatura fría que ya había y puede crearse hielo en donde no había. Es decir, el aumento de hielo hizo, a través de una baja temperatura, que se creara más hielo. Por ello el retroalimentador de hielo es positivo.

Retroalimentador de vapor de agua

El vapor de agua, invisible, se encuentra en un 90% por abajo de los 5km de altura. Su contribución al clima es muy grande, por varias razones: es un gas de invernadero, forma parte en los procesos de formación de nubes, además de los fenómenos meteorológicos como el monzón, el Niño y los huracanes. El vapor de agua absorbe por lo general radiación de onda larga, proveniente de la reemisión de energía de parte del suelo. El resultado es un aumento en el calor almacenado por la molécula, que se manifiesta mediante la vibración y rotación. Por lo tanto, se da un aumento en la temperatura del aire en la troposfera. Como se observa una creciente evaporación cuando aumenta la temperatura, y al haber más vapor de agua se amplía el efecto invernadero, el retroalimentador es positivo.

Retroalimentador de nubes

Este retroalimentador es el menos conocido de los tres, ya que el análisis de sus espectros no hace concluyente que se trate de un retroalimentador positivo con la temperatura. En la comunidad científica internacional no se ha dado el consenso en ese respecto porque en ciertas simulaciones climáticas se justifica tanto un aumento como un decremento en la cubierta nubosa.

En el MTC se incorpora a la cubierta nubosa como un retroalimentador positivo, suponiendo un valor fijo de la humedad relativa (Garduño *et al.* 1993). Bajo ésta hipótesis, el decremento de la nubosidad (extensión horizontal de nubes) asociado al incremento en la temperatura amplifica el calentamiento en 50%. La correlación negativa entre estos dos factores permitió construir un retroalimentador positivo.

En resumen, los tres retroalimentadores del MTC son positivos. Aunado a los retroalimentadores, los forzamientos de la irradiancia solar y de la concentración de CO₂ pueden ser alterados a elección para obtener nuevos escenarios climáticos, y con ello se amplían las posibilidades. Lo que sigue entonces es hacer combinaciones de los 3 retroalimentadores y los 2 forzamientos, para evaluar la contribución de cada factor particular al modelo termodinámico del clima.

**ESTA TESIS NO DEBE
SALIR DE LA BIBLIOTECA**

Capítulo VI: Simulación del Clima durante el Mínimo de Maunder

Para saber si hubo o no un posible cambio climático durante el Mínimo de Maunder, hay que hacer varias consideraciones. En primera instancia, es imposible modelar todas las situaciones físicas de una época, ya que representan demasiados datos, y éstos no sólo involucran a las variables climáticas, sino también condiciones externas tales como la vegetación, la salinidad de los mares, tal vez algunos parámetros orbitales, así como forzamientos de distintos tipos. Con el Modelo Termodinámico del Clima (MTC, de Julián Adem) se obtienen patrones generales del posible cambio de temperatura durante ésta época, en la forma de mapas de contornos de temperatura superficial, temperatura del océano, temperatura troposférica media, campos de precipitación y de albedo superficial. Nótese que este trabajo trata de calcular el posible cambio climático debido a cambios en la irradiancia solar durante el Mínimo de Maunder, y a ello se construye el análisis de la irradiancia. Aquí no se resuelve el problema del origen de la Pequeña Era Glacial, de la cual, por cierto, el Mínimo de Maunder es sólo la etapa más intensa. Para simular el cambio climático, se necesita el nuevo valor de la irradiancia solar; además, las concentraciones de CO_2 ($[\text{CO}_2]$) han crecido notablemente en los últimos dos siglos y es necesario ajustar el valor de $[\text{CO}_2]$ al valor que tuvo en aquel entonces. De esta forma, el modelo se corre con dos forzamientos, con el fin de estimar el clima de entonces.

1. Las variaciones del CO_2 en la atmósfera

El bióxido de carbono es el gas de invernadero más abundante en la atmósfera después del vapor de agua. Juega un papel fundamental en relación con la cubierta vegetal, y actualmente, es motivo de investigación por su aumento desmedido en la atmósfera en los últimos 200 años, ya que $[\text{CO}_2]$ ha aumentado en más de 25%. Dicho aumento se debe a la combustión de hidrocarburos a nivel mundial y a la deforestación⁴. Ambos efectos tienen

⁴ Al deforestar, se deja de asimilar el bióxido de carbono que se iba a utilizar para la fotosíntesis y además el CO_2 absorbido en vida se libera, con todo esto aumenta la cantidad de bióxido de carbono a nivel local. Como se deforesta mundialmente, esto ya tiene una implicación global.

un origen antropogénico; antes de 1750, que es cuando comienza dicho crecimiento, se notaba una variación de tipo oscilante en los cálculos de $[CO_2]$, aunque muy pareja, alrededor de un valor. De hecho, como dicho crecimiento coincide con la Revolución Industrial, al nivel anterior a la Revolución Industrial se le conoce como nivel preindustrial. Por ser el CO_2 gas de invernadero de importancia para el sistema climático, el MTC tiene que tener como forzamiento al CO_2 ajustado para esa época. Desde principios de este siglo, las concentraciones del bióxido de carbono han aumentado de unos 300 a 350 ppmv⁹, lo cual ha preocupado a la comunidad científica sobre los posibles efectos que ello pudiera tener en el sistema climático y en la vida vegetal, animal, y humana en general. Dado que es un gas de invernadero, se teme un aumento de temperatura debido a su elevada concentración.

En la escala de décadas el CO_2 ha registrado un aumento que ajusta una exponencial. Los mejores datos tomados al respecto se han generado desde 1958 en el Observatorio de Mauna Loa; también se miden las concentraciones de CO_2 en burbujas de aire que quedaron atrapadas en los glaciares del Vostok (Siberia) y de la Antártida hace miles de años. Con la ayuda de los satélites artificiales se obtienen espectros de absorptividad y concentraciones diarias del gas. En un principio el aumento de $[CO_2]$ fue percibido en lo que después se llamó el efecto Suess: repentinamente disminuyeron las concentraciones de ^{14}C medidas en los anillos de los árboles en este siglo, y como no había razón para que llegaran de pronto menor cantidad de rayos cósmicos, este efecto sólo podía haber sido generado en la tierra. Lo que sucedía era que el carbono vegetal utilizado en el petróleo estaba siendo liberado, pero ese carbono data de millones de años, y se encuentra desprovisto de ^{14}C ; al aumentar las emisiones de CO_2 por la quema de combustibles fósiles, aumentaba la cantidad de ^{12}C pero disminuía porcentualmente la cantidad de ^{14}C . El efecto

⁹ partes por millón en volumen de aire. Es la unidad más utilizada para describir concentraciones de un gas en la atmósfera.

Suess es entonces el fundamento de que el aumento del bióxido de carbono atmosférico se debe a la de combustibles fósiles (Lambert, 1985).

La curva del crecimiento de $[CO_2]$ puede ser apreciada en varias escalas; en la escala de años, para los últimos cuarenta años, se nota una función de carácter exponencial en franco crecimiento (figura 6.2). Desde hace 150 años se ha dado un crecimiento medido indirectamente; desde hace 40 años se ha llevado un monitoreo directo en Mauna Loa de $[CO_2]$.

El CO_2 tiene un ciclo biológico, y forma parte de procesos físicos y químicos en el océano, el subsuelo y la biomasa continental. El intercambio de CO_2 entre la biomasa continental y el océano se da principalmente a través de la atmósfera: de ahí que lo más interesante es el intercambio biomasa continental-atmósfera y el intercambio atmósfera-océano. También hay biomasa en el fondo del océano, donde está la mayor cantidad de compuestos carbonatados (los compuestos carbonatados son producidos a partir del CO_2 que se encuentra en el suelo), pero prácticamente no entra en juego en el intercambio con la atmósfera (salvo en escalas de miles de años).

El mar absorbe cerca del 40% del bióxido de carbono que se produce en la tierra, tanto de manera natural como artificial. Esto es, el mar es un gran depósito de bióxido de carbono. Se cree que tiene un límite, pero éste aún se desconoce. La capa de mezcla del océano (profundidad 50m) es la que interviene en el intercambio de CO_2 con la atmósfera.

La biomasa continental utiliza al CO_2 para los procesos de respiración y fotosíntesis en los seres vivos. Las sabanas y pastizales absorben más CO_2 por metro cuadrado que los bosques, y ello redundaría en que contienen más compuestos carbonatados en el subsuelo, por ejemplo. Dichos compuestos tienen una concentración de CO_2 , ya que lo absorben del

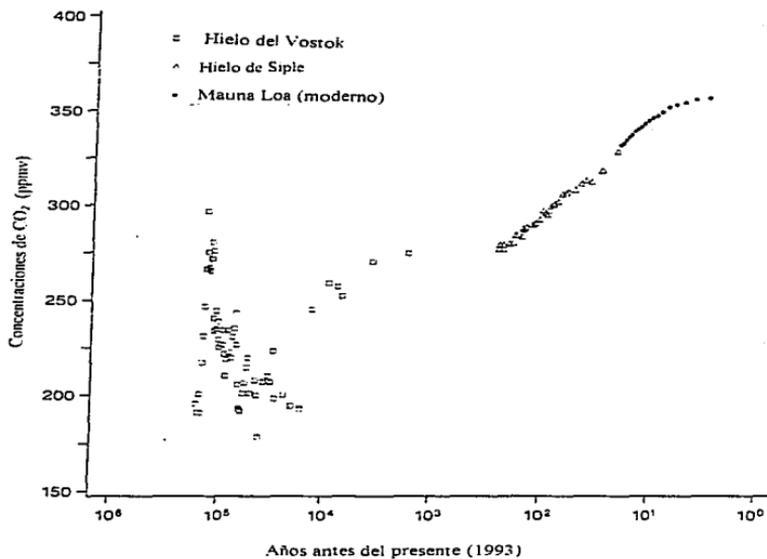


Figura 6.1
 Concentración de CO₂ desde hace 10000 años.
 Gráfica semilogarítmica. (Boden *et al.*:TRENDS'93)

aire, pero su medición no es sencilla. Por esa razón es difícil estimar la cantidad de CO_2 asimilada por la biomasa continental.

El ciclo biológico en el que está inmerso el CO_2 está hecho de tal forma que el excedente de CO_2 en los procesos biológicos es muy pequeño comparado con los órdenes de intercambio del gas entre los distintos escenarios. Lo que sí es importante entender es que la circulación del CO_2 en la atmósfera muestra una gran complejidad debido a la cantidad de factores que están involucrados en ella. La circulación de CO_2 tiene causas estacionales y geográficas; pero al margen de estos factores, el aumento de $[\text{CO}_2]$ debido a la antropogenia, el que ajusta una exponencial, va montado sobre la variación anual de $[\text{CO}_2]$.

Concentración de CO_2 en el MM

El Mínimo de Maunder (1645-1715) corresponde a una época anterior a la Revolución Industrial. El valor de $[\text{CO}_2]$ tiene que ser ajustado para introducirlo en el modelo, de manera que pueda correrse el modelo con un valor de $[\text{CO}_2]$ de entonces (Garduño y Adem, 1992). Para obtener ese dato se utilizaron dos gráficas del IPCC (International Perspectives on Climate Change), la primera gráfica, semi-logarítmica (figura 6.1), para hablar de concentraciones remontadas a miles de años atrás (basada en los hielo del Vostok) y la otra (figura 6.2) basada en otras fuentes, incluyendo al Observatorio de Mauna Loa (Boden, 1993). A partir de éstas gráficas se obtuvo una concentración de 280 ppmv para el llamado nivel preindustrial con el cual coinciden otros autores (Houghton, 1994). Cabe señalar que al parecer durante el MM no se aprecia una variación fuerte en dicha concentración, de tal forma que puede decirse que es constante para esa época. Ello representa una disminución del 22% respecto al valor actual de $[\text{CO}_2]$ utilizado normalmente en el modelo, que es de 360 ppmv.

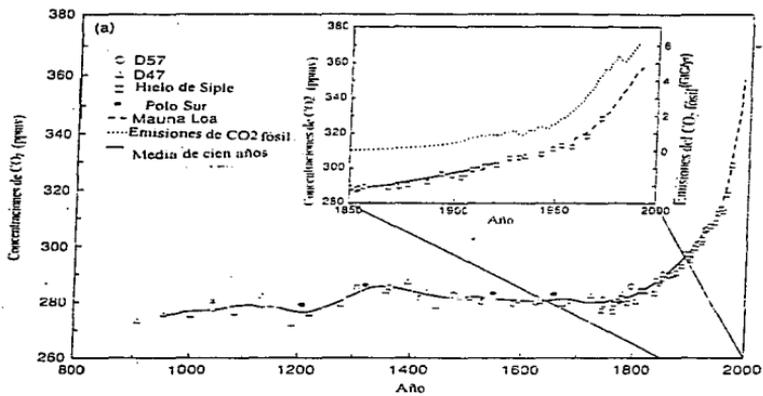


Figura 6.2
Concentración del CO₂ desde el año 1000 (Houghton, et al. IPCC95)

2. El espectro de absorción calculado en el modelo

El bióxido de carbono (CO_2) y el vapor de agua (H_2O) presentes en la atmósfera absorben la radiación infrarroja de origen terrestre, y de ahí que sean gases de invernadero. El CO_2 se encuentra bien mezclado en la atmósfera, mientras que el 90% del H_2O se encuentra abajo de los 5 kms. de altura sobre el nivel del mar.

Para introducir la absorción de estos dos gases atmosféricos en el MTC es necesario conocer su comportamiento espectral a lo largo de todas las longitudes de onda posibles. La absorptividad de un gas, definida como la fracción de energía que absorbe de toda la que le llega, es función de la longitud de onda (λ) y depende del contenido del mismo y de las variables atmosféricas tales como la presión, y las temperaturas superficial y troposférica.

El MTC supone que los procesos radiacionales de los gases atmosféricos se comportan de acuerdo a las leyes de Kirchoff, por lo tanto hablar de espectro de emisividad es igual que la absorptividad. La absorptividad (α) del CO_2 y del H_2O está modulada por la curva de radiación de cuerpo negro de Planck a la temperatura terrestre de equilibrio correspondiente (Fig. 6.3).

La absorptividad de ambos componentes ha sido tomada de la investigación de varios autores para la inclusión en el MTC por parte de Garduño y Adem (1992).

El espectro actualmente incorporado al MTC se basa en los trabajos de Smith (1969) y de Ramanathan (1976). Ramanathan da las expresiones correspondientes a la emisividad para la molécula del agua en longitudes de onda menores que $12.5\mu\text{m}$; dicho intervalo ($0, 12.5\mu\text{m}$) se parte en dos: el intervalo de ($0, 8.3\mu\text{m}$) es de la banda de vibración y rotación de la molécula, y el de ($8.3, 12.5\mu\text{m}$) es de la banda del continuo de H_2O . Ramanathan da una expresión para cada uno de los intervalos mencionados en función de la cantidad

equivalente del gas, que a su vez depende de la presión y de la temperatura. Smith (1969) da una expresión de las absorptividades del H₂O y del CO₂ en función del número de onda ν ($1/\lambda$) con una resolución de 5 cm^{-1} (para la cual se hace el cambio de variable de n a λ y se toman particiones de micra en micra), del contenido del gas y la temperatura y presión equivalentes, definidas como promedios verticales pesados con la distribución del gas en la atmósfera. Los intervalos de validez de la fórmula de Smith son (12.2, 19.8 μm) para el CO₂ y (12.5, 50 μm) para el H₂O. De esta forma se tiene modelada la absorptividad del H₂O desde el comienzo del espectro hasta los 50 μm . De ahí en adelante la absorptividad para el H₂O es de 1, esto es, está saturada.

En este trabajo preparamos el espectro de absorción del CO₂ para el nuevo valor que había que introducir y que corresponde al nivel preindustrial. Como ya se vio, las bandas del CO₂ y el del H₂O coinciden en el intervalo (12, 19 μm), y para ello se tiene que hacer un cálculo de la combinación de ambas absorptividades, suponiendo que sus transmisividades se multiplican (Smith, 1969):

$$a_{AB} = 1 - (1 - a_A)(1 - a_B) \quad (\text{ec. 6.1})$$

donde A se refiere al H₂O y el B al CO₂. Esto se hace para cada uno de los intervalos de $1\mu\text{m}$ en el espectro. Para $\lambda > 20\mu\text{m}$ resulta que $a_B = 0$. Más aún, de la relación de Smith (1969) se obtiene $a_A = 1$ para $\lambda > 22\mu\text{m}$. Por ello el espectro combinado se encuentra saturado para $\lambda > 22\mu\text{m}$. La fórmula de Smith cumple para $\lambda < 12\mu\text{m}$, y por ello se supone que en el intervalo (0, 12 μm) el único que actúa es el H₂O, ya que en ese intervalo se aplica la fórmula de Ramanathan (1976). De esta forma, el intervalo de coexistencia de ambos gases es (12, 19 μm). Una vez hechos estos cálculos, se obtiene el espectro amplificado. La absorptividad es introducida en las ecuaciones de balance de radiación para cada intervalo.

Smith utiliza unidades de cm a STP para hablar de concentración de un gas en la atmósfera. Ese contenido del gas es tomado como el grosor de un gas medido en cm en condiciones STP. Para el H₂O esto es el agua precipitable. Para calcular la absortividad es necesario determinar el perfil vertical del gas en la atmósfera en función de la presión y de la temperatura y de ahí se obtiene la presión y la temperatura equivalentes que requiere la fórmula de Smith y los contenidos efectivos que requiere Ramanathan.

Las unidades de concentración para Smith y Ramanathan son cm, pero las concentraciones del CO₂ atmosférico suelen reportarse en proporciones, como lo son ppmv (partes por millón volumen) y ppmm (partes por millón en masa). El cálculo de las equivalencias entre unidades fue otro aspecto importante de este trabajo. Para ello se supuso la hipótesis de Avogadro, que el CO₂ se encuentra bien mezclado en la atmósfera, y que la razón entre las presión parcial de un gas y la presión del aire es igual a la razón entre las masas totales de ambos en la atmósfera. Denotando como f_v a la fracción de un gas en volumen, y a h su altura a STP en cm, se obtiene

$$h = 5.228 \times 10^5 [\text{cm}] \frac{f_v}{0.6581 + 0.3419 f_v} = 7.944 \times 10^5 [\text{cm}] f_v, \quad (\text{ec. 6.2})$$

La aproximación es válida si las concentraciones del CO₂ son muy pequeñas, como se da en este caso. Aún en una duplicación del gas en la atmósfera la diferencia entre lo obtenido por la fórmula completa y la aproximación es de 0.06%. Asimismo, también se logró obtener una relación entre las fracciones en masa y en volumen en la atmósfera para el CO₂:

$$f_m \cong 1.519 f_v, \quad (\text{ec. 6.3})$$

Con estas conversiones fue posible incluir el nuevo valor de CO₂ para el Mínimo de Maunder, ya que todas las referencias encontradas utilizan la concentración en ppmv. Las unidades de cm son muy utilizadas, en especial para medir la concentración de ozono

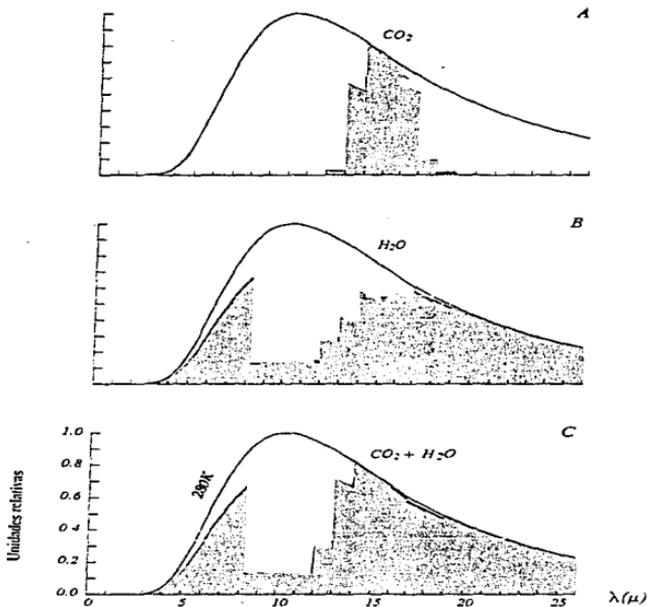


Figura 6.3

Espectros de emisión atmosférica usados en el MTC: energía normalizada emitida por la atmósfera con el contenido actual de CO_2 . Las partes A y B son los espectros para CO_2 y para vapor de agua, respectivamente. La parte C es el espectro para ambos gases combinados. Los espectros se ilustran con la curva de Planck para 280K, pero esta temperatura es variable en los modelos.

(O₃); en ese caso, dado en mm, por las bajas concentraciones del ozono, son conocidas como unidades Dobson.

3. Inclusión en el modelo de los forzamientos y retroalimentadores

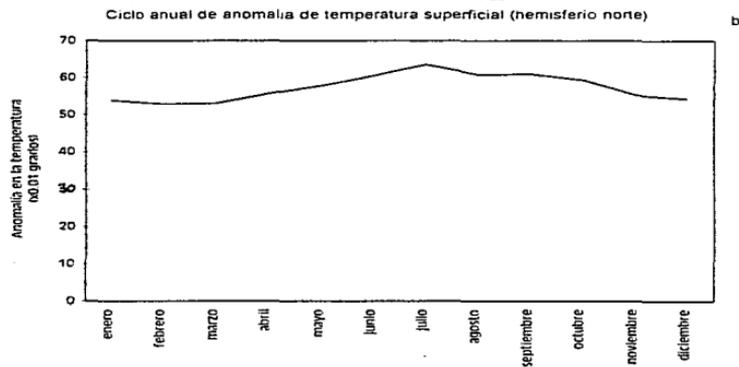
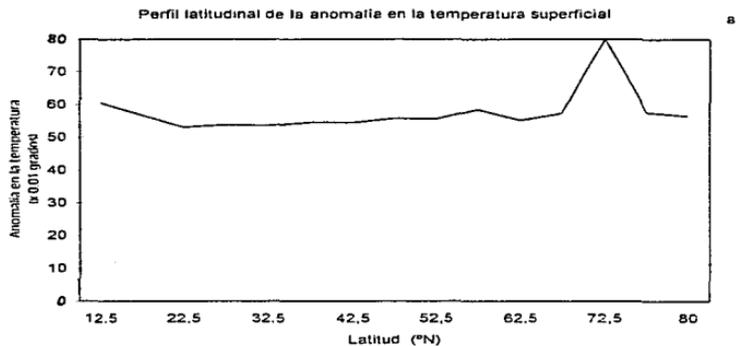
Como se mencionó en el capítulo anterior, es necesario calcular un valor de la irradiancia solar con el fin de introducirlo en el modelo para simular el clima de la época del Mínimo de Maunder. Se obtuvieron dos valores, de acuerdo al análisis que se hizo de la producción de manchas, para la disminución de la constante solar: 0.11% ($HK_0 = 0.164$) y 0.43% ($HK_0 = 0.123$). Se escogió para el modelo el de la anomalía más fuerte para simular la situación más aguda que se pudiera haber dado (-0.43%). Es meritorio señalar que aunque el Mínimo de Maunder profundo tuvo menos producción de manchas que la otra etapa, al final el cambio de irradiancia para las dos épocas es prácticamente el mismo (ver tabla 4.3).

Con la introducción de la irradiancia solar disminuida se puede ya modelar el clima durante el MM (Menúoza et al, 1996). Pero como el modelo incluye también los tres retroalimentadores, se pueden hacer 16 combinaciones posibles de corridas para el modelo, ya que la irradiancia disminuida es un forzamiento presente en todas las corridas. Se hicieron los experimentos más representativos, los que podían dar una estimación del efecto que tenían cada uno. Fueron realizados en total 7 experimentos distintos, que están representados en la tabla 6.1. Las cruces se refieren a los forzamientos o retroalimentadores incluidos. En el primer experimento se modificó solamente la irradiancia, obteniendo una disminución en la temperatura de 0.28°C. En el segundo experimento se varía la irradiancia y se deja variar la criosfera (capa de hielo y nieve). Al ser la criosfera un retroalimentador positivo, su inclusión refuerza el enfriamiento. Su contribución al decremento de

Tabla 6.1. Simulación del clima durante el Mínimo de Maunder. Cómputo de la anomalía en el promedio anual de temperatura superficial sobre el hemisferio norte, utilizando el Modelo Termodinámico del Clima de Adem. Para cada uno de los experimentos se indica mediante una cruz (x) la utilización de un forzamiento (col. 2) o retroalimentador (col. 3). El forzamiento de irradiancia se utilizó en todos los casos. En la columna 4 se muestra la anomalía en la temperatura

Experimento	Forzamientos		Retroalimentadores			Cambio en la Temperatura (°C)
	Irradiancia	CO ₂	Criosfera	Nubes	Vapor	
1	x					-0.28
2	x		x			-0.29
3	x		x	x		-0.29
4	x	x				-0.40
5	x	x			x	-0.49
6	x	x		x	x	-0.49
7	x	x	x	x	x	-0.55

temperatura de salida es de 0.01°C. Para la tercera corrida, en la que se incluye el retroalimentador de nubes, el efecto no es tan fuerte, ya que el valor permanece igual: -0.29°C. Para el cuarto experimento se toman los dos forzamientos sin ningún retroalimentador; el cambio es notable: -0.40°C, es decir, el forzamiento del CO₂ incrementa en un 42% el efecto de enfriamiento. Ello le da peso a éste forzamiento y le reconoce su importancia en el sistema climático. Para los experimentos 5 y 6 se tienen ambos forzamientos y el retroalimentador de vapor de agua en ambos, el de nubes en uno. Con el retroalimentador de vapor de agua se obtiene un aumento de 0.09°C en la anomalía; al incluir a las nubes en el experimento numérico (exp. 6), la anomalía permanece igual: -0.49°C. Para el último experimento, se incluyen ambos forzamientos y los tres retroalimentadores. Este caso sería el de la situación más realista, es decir, la configuración general para el clima durante esa época. El valor que se obtiene es -0.55°C al promediar todos los puntos correspondientes a las celdas que forman el mapa, y con ello se ve que los retroalimentadores aumentan su efecto en un 38% al enfriamiento. Esto es, la combinación



Gráfica 6.4 Anomalia en la temperatura superficial calculada por el Modelo Termodinámico del Clima, con los dos forzamientos y los tres retroalimentadores incluidos.

a) Perfil latitudinal de la anomalía en la temperatura promedio anual. b) Ciclo anual de la anomalía en la temperatura promedio para el hemisferio norte.

de los retroalimentadores junto con el forzamiento del CO₂; casi duplican (aumento de 96%) el enfriamiento generado por el forzamiento de la irradiancia.

El MTC exhibe sus resultados en la malla correspondiente al hemisferio norte, y a cada celda de la malla le asocia un valor. El mapa que corresponde al experimento 7 (el cual no se incluye) es un campo muy uniforme en realidad, que varía entre 0.5 y 0.7°C en general, y que en realidad no es muy interesante. Esta uniformidad sirve para establecer que el enfriamiento se dio en prácticamente todas las latitudes del hemisferio norte. La figura 6.4a muestra el perfil de anomalía de la temperatura superficial en función de la latitud, para la cual se observan los -0.55°C desde latitudes bajas hasta las latitudes altas, específicamente hasta la latitud 72.5, donde la anomalía es de -0.8°C. En la figura 6.4b se muestra la anomalía de temperatura superficial lo largo del año; se observa una anomalía de -6.0°C para el verano, con un máximo en julio; el valor de -0.55°C se alcanza en invierno.

La cubierta de hielo y nieve, en el experimento 7, registró también una anomalía en la región del estrecho de Bering, la península de Kamchatka y parte de Alaska, hasta las cercanías con la península escandinava, lo cual coincide con el perfil latitudinal de temperatura superficial, en donde se observó la máxima anomalía en las latitudes altas (75°N).

Finalmente, G₃, convertido a precipitación, tuvo una anomalía negativa para los océanos y una positiva para los continentes. La anomalía en la precipitación se observa en la figura 6.5a para el ciclo anual y en la figura 6.5b para el perfil latitudinal. En la primera se observa un máximo de anomalía en la primavera y en el otoño, mientras que para el verano se observa una anomalía menor, pero aún positiva. En la segunda figura se observa un máximo de anomalía cerca del trópico, una variación menor en las latitudes medias, y para las regiones cercanas al polo una anomalía negativa.

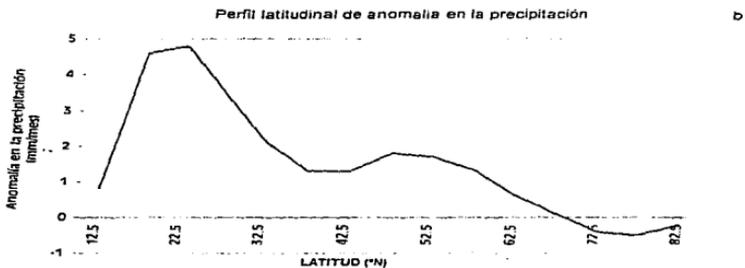
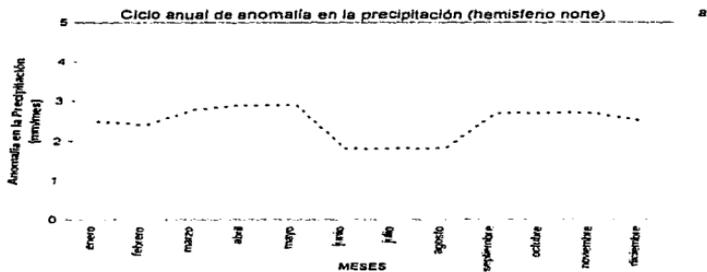


Figura 6.5 Anomalia en la precipitación calculada (mm/mes) por el Modelo termodinámico del Clima para el Mínimo de Maunder, para el caso en que fueron incluidos los dos forzamientos y todos los retroalimentadores (experimento 7). a) Ciclo anual de anomalía en la precipitación para el hemisferio norte. b) Perfil latitudinal de anomalía de la precipitación promedio anual.

DISCUSION

La Pequeña Era Glacial (PEG) duró cerca de 300 años, de 1550 a 1850. mientras que el Mínimo de Maunder (MM) duró 70 años: 1645-1715. Es decir, el MM queda totalmente inscrito dentro de la PEG, y por ello, no es posible sostener al MM como la causa del enfriamiento a nivel global llamado PEG, pero sí es necesario señalar que durante el MM se dieron la mayor parte de los inviernos y veranos más fríos, como se ve en las tablas 1.1 y 1.2. De igual forma, sabemos que el avance glacial tuvo máximos históricos en varias regiones de Europa entre 1689 y 1695, etapa que queda enmarcada dentro del MM profundo.

En este trabajo se incorporó una disminución en la irradiancia de 0.43%, que dio una disminución de 0.55°C en la temperatura de equilibrio, lo cual está dentro de un rango aceptable; la inclusión del forzamiento de CO₂ aumentó en 42% la magnitud del enfriamiento con respecto al obtenido con el solo forzamiento de la irradiancia solar. Un cambio de esta magnitud es apreciable en el sistema climático, a pesar de un cambio tan pequeño en la irradiancia solar.

En general, los modelos de balance de energía son más sensibles a la disminución en la irradiancia solar que a un aumento en la misma. En los experimentos realizados siempre se incluyó el forzamiento de la irradiancia solar, y ese factor fue más de la mitad de la anomalía encontrada para el enfriamiento. El efecto del forzamiento del CO₂ contribuyó en un 42%. 4% más que la combinación de los tres retroalimentadores juntos. El retroalimentador de nubes no hizo sentir su presencia en el experimento en que estaba el retroalimentador de criosfera, ya que la anomalía en la temperatura permaneció igual (experimento 3); sin embargo, al incluir el retroalimentador de criosfera a los otros dos (experimento 7) junto con ambos forzamientos, el cambio fue de 0.06°C. esto es, el peso de

ese forzamiento se hizo sentir. En el experimento 5, por ejemplo, se había tenido una anomalía de -0.49°C en la temperatura, y al incluir el retroalimentador de nubes no contribuyó de nuevo al enfriamiento, ya que la anomalía quedó igual. De aquí se demostró que frente a los otros dos forzamientos el retroalimentador de nubes no logra hacer un efecto apreciable. Por su parte, el retroalimentador de criosfera contribuyó en 0.01°C al pasar del experimento 1 al 2, no ayudó al retroalimentador de nubes en el experimento 3 para aumentar el efecto, pero sí contribuyó en buena medida con el experimento 7, ya cuando habían sido utilizados para la simulación los otros dos retroalimentadores. El retroalimentador de vapor de agua mostró un reforzamiento de la anomalía de 0.09°C , en el experimento 5, cuando ya había sido modelado el clima con los dos forzamientos. Tampoco ayudó al retroalimentador de nubes en el experimento 6, cuando fue modelado junto con las nubes y fue importante su presencia en el experimento 7, en donde se incluyeron a todos los retroalimentadores y forzamientos. Por lo tanto, importa mucho el orden con el que sean introducidos los forzamientos. Se notó un efecto muy tenue en el retroalimentador de nubes, y fuerte en los otros dos, tal vez más fuerte en el de vapor de agua. El resultado obtenido concuerda con lo obtenido por Reid (1991), que encontró que el decremento en la temperatura de equilibrio terrestre debido a una posible disminución de entre 0.1 y 0.5% de la irradiancia solar sería entre 0.2 y 1°C .

En el capítulo 1 se había establecido que el intervalo más probable para entender a la PEG era entre 0.9 y 1.5°C , según el análisis de temperaturas de Zúrich; sin embargo esto es sólo un grupo de datos para un solo lugar, y ello no hace un campo ni un ciclo anual de temperaturas. Hoy en día se sabe que en los trópicos el enfriamiento no fue tan fuerte, y por ello se esperaba que el enfriamiento en las latitudes más bajas hubiese sido más pequeño: el mapa de temperatura superficial del experimento muestra en las cercanías al ecuador entre -

0.5 y -0.4°C de anomalía, mientras que en el polo el valor está entre -0.8 y -0.7°C . Es decir, es consistente con el hecho de que en las latitudes bajas fue menor el enfriamiento. Por lo demás, el valor obtenido de -0.55°C es el promedio para todo el hemisferio. El MTC obtuvo una anomalía muy fuerte en 10°N latitud para la precipitación, y en especial para todo el ciclo anual (figura 6.5a, b). Esto coincide con los datos del periodo del MM, en la que se registraron una mayor cantidad de lluvias. La anomalía positiva de precipitación durante este periodo sí está bien documentada. Coincide también en que las lluvias se daban más en el otoño y en Europa. El MTC obtuvo un máximo de precipitación en otoño y en la región de Europa.

Por el tipo de datos manejados en la PEG, no es posible comparar el grado de avance glacial reportado en el capítulo 1 con la malla del MTC, ya que cada celda tiene 800km de largo, contra 2km de avance real glacial. A escala global, la mejor resolución de celda es de 60km; ni aún en esa escala sería visible el avance glacial real. Es posible aumentar la resolución de una malla, pero el tiempo de cómputo involucrado se multiplica en miles de veces.

CONCLUSIONES

El Mínimo de Maunder (~1645- ~1715) fue un periodo de baja producción de manchas solares, una corona atenuada (observada durante los eclipses), y una velocidad angular de rotación menor. En la tierra se observaron pocas auroras, y por lo que se sabe ahora, la producción de ^{14}C en la atmósfera terrestre aumentó, como corresponde a una actividad solar menor. A esta anomalía en el sol se le asoció una disminución en la irradiancia utilizando para ello su velocidad angular menor (Mendoza, 1996). El Mínimo de Maunder (MM) coincide con el periodo de la Pequeña Era Glacial (PEG), que comenzó en ~1550, cuando se dieron los primeros avances glaciales en Europa. Dicho avance glacial se dio hasta ~1850, pero la etapa de mayor avance en muchas regiones se dio en la segunda mitad del s. XVII, en especial en la última década, cuando se congeló el Támesis (fig. 1.2), cuando se dieron los avances glaciales más fuertes en Suiza, Islandia, la península escandinava y otros, así como cuando se registraron la mayoría de las temperaturas más bajas en Suiza (tablas 1.1, 1.2) y en Inglaterra (fig. 1.1) en toda la PEG; también se dieron en promedio mayor cantidad de inviernos fríos que inviernos cálidos que en cualquier otra década (fig. 1.3).

El principal objetivo de este trabajo, de calcular la anomalía en la temperatura durante el MM producida por una baja irradiancia solar debida a una actividad solar disminuida, se logró porque para ello se utilizó el Modelo Termodinámico del Clima de Adem (MTC). Para ese efecto se introdujeron dos forzamientos, de irradiancia solar y de concentración de CO_2 . Según Mendoza (1996), la causa de la anomalía solar, expresada finalmente mediante una baja en la irradiancia, se encontró en una velocidad de rotación solar menor. Dicha velocidad fue utilizada para, mediante las parametrizaciones de las líneas de emisión de calcio que son un proxy de la actividad magnética solar, calcular la disminución en la irradiancia solar. El resultado se obtuvo con dos valores de referencia (ACRIM y ERB) y además se dividió en dos partes, ya que al Mínimo de Maunder se le

reconocen dos etapas. una profunda (1666-1700) y la otra con una producción de manchas parecida a la actual (1701-1719). Los resultados de ACRIM y ERB no difieren en realidad, aunque se obtuvieron diferentes anomalías de la irradiancia de acuerdo a cada etapa. De los dos valores se tomó el de mayor anomalía : -0.43% (Garduño *et al.* 1997). Este valor fue introducido en el MTC para la simulación climática, junto con el valor de la concentración de CO₂, 280 ppmv, que se obtuvo a partir de registros de concentración de CO₂ en burbujas atrapadas en el hielo glaciar y del observatorio de Mauna Loa (figs. 6.1 y 6.2). El MTC utiliza el valor de 360ppmv para la concentración actual, por lo que la disminución fue de 22%. Esta disminución fue introducida en el cálculo del espectro de absorción del CO₂ del MTC, el cual reforzó el enfriamiento. Con los dos forzamientos introducidos (irradiancia y CO₂) se calculó el cambio de temperatura superficial hemisférica asociado, haciendo combinaciones con los mecanismos retroalimentadores (nubes, vapor de agua, criosfera), los cuales amplifican el enfriamiento, pero de manera no lineal, esto es, que importa la secuencia con la que los retroalimentadores son introducidos al modelo.

El MTC resultó ser una herramienta eficaz para estimar el cambio climático (en temperatura y precipitación); la inclusión de los dos forzamientos (irradiancia y CO₂) y de los tres retroalimentadores, nubes, criosfera y vapor de agua, permitieron crear un escenario aceptable de acuerdo a los datos del MM.

El resultado fue una disminución de 0.28°C en el promedio anual hemisférico de temperatura superficial sólo con la irradiancia disminuida. La inclusión del forzamiento del CO₂ aumentó la anomalía de temperatura a -0.40°C, es decir, un incremento de 42% en el enfriamiento. La inclusión de los retroalimentadores aumentó la anomalía en un 38% al llegar al valor final de -0.55°C, esto es, que el efecto combinado de todos casi duplica (con 96% de aumento) la disminución de la temperatura debida exclusivamente a la irradiancia disminuida durante el MM.

Además del enfriamiento, se calculó una anomalía positiva en el MM para la precipitación, en especial para el otoño. Los datos concuerdan en el signo de la anomalía observada. El modelo también calculó crecimiento de la cubierta de hielo y nieve para la región del Estrecho de Bering y Alaska, así como para la parte costera de Rusia. También se detectó creación adicional de hielo en la región de Groenlandia.

BIBLIOGRAFIA

ADEM J., On the theory of the general circulation of the atmosphere. *Tellus*, XIV, (1962). 102-115.

ADEM J., Low resolution thermodynamic grid models. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 3, (1979). 433-451.

ADEM J., Simulation of the annual cycle of climate with a thermodynamic numerical model. *Geofisica Internacional*, 21, (1982). 229-247.

ADEM J., Review of the development and applications of the Adem thermodynamic model. *Climate Dynamics*, 5, (1991). 145-160.

BODEN T.A., D.P. KAISER, R.J. SPANSKI, and F.W. STOSS (eds.), *Trends'93: A Compendium of data on Global Change/Introduction*. ORNL/CDIAC—65. Carbon Dioxide Information Analysis Center. Oak Ridge National Laboratory. Oak Ridge, TN, USA. (1994). 984 pp.

BRAVO S., *Encuentro con una estrella*. Colección "La Ciencia desde México", 38. Fondo de Cultura Económica (FCE). México (1991). 141 pp.

EDDY J., The Maunder Minimum. *Science*, 192, (1976). 1189-1196.

EDDY J., The case of the Missing Sunspots. *Scientific American*, 236, (1977a). 80-92.

EDDY J., Historical evidence for the existence of the solar cycle. En White O.R. (ed), *The Solar Output and its Variation*. Colorado Associated University Press. Boulder, Colorado. (1977b). 53-71.

EDDY J., *The New Solar Physics*. AASS Selected Symposium 17. Boulder, Co., USA. (1978). 275pp.

GARDUÑO R., *El veldioso clima*. Colección "La Ciencia desde México", 127, FCE, México. (1994). 170 pp.

GARDUÑO R., and J. ADEM. Interactive long wave spectrum for the thermodynamic model. *Atmósfera*, 1, (1988). 157-172.

GARDUÑO R., and J. ADEM. Calentamiento global calculado con el modelo termodinámico. *Ciencia*, 43, (1992). 11-14.

GARDUÑO R., and J. ADEM. Parameterization of cloudiness as a function of temperature for use in a thermodynamic model. *World Resource Review*, 5, (1993). 246-253

GARDUÑO R., and J. ADEM, Initial radiative perturbations and their responses in the Adem thermodynamic model. *World Resource Review*, 6, (1994), 343-349.

GARDUÑO R., J. ADEM, and B. MENDOZA, Contributions of preindustrial CO₂ and climate feedbacks on the Maunder Minimum cooling. Artículo en *World Resource Review*. (1997).

GROVE J., *The Little Ice Age*. Routledge. New York. (1988).480 pp.

HAMBREY M., and J. ALEAN, *Glaciers*. Cambridge University Press. New York. (1992). 201 pp.

HARTMANN D., *Global Physical Climatology*. Academic Press.London. (1994). 408 pp.

HENDERSON-SELLERS A., *A Climate Modelling Primer*. John Wiley & Sons. (1987). 217 pp.

HOUGHTON J., *Global Warming, the complete briefing*. Lion Publishing, USA. (1994). 192 pp.

HOUGHTON J.T., L. G. MEIRA FILHO, B.A. CALLANDER, N. HARRIS, A. KATTENBERG and K. MASKELL. (eds). IPCC, *Climate Change 1995. The Science of Climate Change (WGI)*, Cambridge University Press. (1996).

HOYT D.V., H.L. KYLE, J.R. HICKEY and R.H. MASCHHOFF, The Nimbus 7 solar total irradiance: A new algorithm for its derivation. *Journal of Geophysical Research*, 97. (1992), 51-63.

JASTROW R., and M. THOMPSON, *Astronomy: Fundamentals and Frontiers*. John Wiley & Sons. 3a ed. (1977), 552 pp.

LADURIE E., *Historia del clima desde el año mil*. Fondo de Cultura Económica. México, (1991). 522 pp.

LAMB H., *Climate, History and the Modern World*. Methuen. London, GB. (1982). 387 pp.

LAMBERT, G., El dióxido de carbono en la atmósfera. *Mundo Científico*, 7, (1985). 848-857.

MENDOZA B., Solar irradiance during the Maunder Minimum. *Geofísica Internacional*. 35, (1996). 161-168.

MENDOZA B., R. Garduño, and J. Adem. The impact of solar irradiance on the Maunder Minimum climate. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, (1997). Artículo en prensa.

NOYES R., *The Sun, Our Star*. Harvard University Press. Cambridge, Massachussets, USA. (1982). 263 pp.

RAMANATHAN V., Radiative transfer within the Earth's troposphere and stratosphere: a simplified radiative-convective model. *Journal of Atmospheric Science*, 10. (1976), 219-227.

REID G., Solar total irradiance variations and the global sea surface temperature, *Journal of Geophysical Research*, 96. (1991). 2835-2844.

SMITH W.L., A polynomial representation of carbon dioxide and water vapor transmission. E.S.S.A. Tech. Rep. N.E.S.C. 47, (1969).

SKUMANICH A., Time scales for Ca II emission decay, rotational braking, and lithium depletion. *Astrophysics Journal*, 171, (1972), 565-567.

WENTZEL D., *The restless Sun*. The Smithsonian Institution, (1989). 279 pp.

WHITE O.R., A. SKUMANICH, J.L. LEAN, W.C. LIVINGSTON and S. KEIL, The Sun in a noncycling state. *Publications of the Astronomical Society of the Pacific*, 104, (1992), 1139-1143.

ZIRIN H., *Solar Physics*. Cambridge University Press. (1988). 432 pp.