



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO**

01162

13

**FACULTAD DE INGENIERÍA  
DIVISIÓN DE ESTUDIOS DE POSGRADO**

**"ESTIMACIÓN DE VARIABLES CLIMÁTICAS  
UTILIZANDO TÉCNICAS ESPECTRALES"**

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**TESIS**

**QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE**

**MAESTRÍA EN INGENIERÍA**

**(HIDRÁULICA)**

**P R E S E N T A :**

**MARCO ANTONIO | SALAS FLORES**

**DIRECTOR DE TESIS: M.I. JORGE SÁNCHEZ – SESMA**



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

## AGRADECIMIENTOS

ETERNAMENTE AGRADECIDO ESTARÉ CON MIS PADRES: **RODOLFO SALAS AMEZCUA Y OFELIA FLORES DE SALAS** QUIENES SIEMPRE ME ALENTARON, Y CONFIARON EN MI VOLUNTAD Y CAPACIDAD PARA LLEVAR A CABO ESTA TESIS.

A LA **UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO (UNAM)**, PORQUE NO SOLO ME OFRECIO FORMACION ACADEMICA SINO TAMBIÉN, Y MUCHO MÁS IMPORTANTE, FORMACIÓN HUMANISTA.

AL **CONSEJO NACIONAL DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA (CONACYT)**, PORQUE GRACIAS A SUS RECURSOS PUDE CURSAR MIS ESTUDIOS DE MAESTRÍA.

QUISIERA EXPRESAR UN ESPECIAL AGRADECIMIENTO A MI DIRECTOR DE TESIS, **M.I. JORGE SÁNCHEZ-SESMA** POR SU APOYO, MOTIVACIÓN, Y DESINTERESADOS CONSEJOS QUE HAN DEJADO HUELLA EN MI FORMACIÓN.

AL **INSTITUTO MEXICANO DE TECNOLOGIA DEL AGUA (IMTA)**, MIL GRACIAS POR LO RECURSOS MATERIALES Y HUMANOS A LOS QUE TUVE ACCESO, Y QUE FUERON DETERMINANTES EN MIS ESTUDIOS.

MI RECONOCIMIENTO A LOS COMENTARIOS Y SUGERENCIAS DE MIS SINODALES: **M.I. JOSÉ ALFREDO GONZALEZ VERDUGO, M.I. ERNESTO AGUILAR GARDUÑO, M.I. VICTOR MANUEL ARROYO CORREA, Y M.I. MIGUEL ÁNGEL MEJIA GONZALEZ**, QUE ENRIQUECIERON EL PRESENTE TRABAJO.

A TODOS LOS PROFESORES DE LA MAESTRÍA EN INGENIERÍA HIDRÁULICA QUE COLABORARON EN MI FORMACION TÉCNICA Y HUMANA.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## RESUMEN

No cabe duda que, uno de los factores del éxito o fracaso de las sociedades contemporáneas (con la complejidad que este adjetivo implica), es el conocimiento del medio ambiente que las rodea, y de los mecanismos físicos relacionados con este entorno.

Recientemente, el estudio del clima se ha convertido en una necesidad de primer orden para gobiernos y sociedad en general. Sobre todo si se acepta que el hombre ha afectado el clima global después del comienzo de la revolución industrial (aunque habría que avanzar en el estudio cuantitativo de su influencia). Sin embargo, existen estudios que revelan el carácter cuasi-periódico de algunas de las variables climáticas. Es por ello importante avanzar en la determinación de la influencia de las causas naturales que modifican el clima, así como en el carácter antropogénico en este mismo cambio.

En este trabajo se presentan los resultados de análisis estadísticos a variables climáticas, en el que se utiliza un método de análisis espectral (Sánchez-Sesma 1998) que considera primero la resolución temporal de las señales y después la disminución del efecto ventana. Para aumentar la resolución en la definición espectral en el dominio de las frecuencias, el método considera la fórmula de interpolación de Whitakker en el dominio del tiempo (Jenkins y Watts, 1974), y considerando que el análisis espectral de registros cortos siempre ha estado limitada por el efecto causado por las discontinuidades de la información temporal (conocidas como de ventana de información o "window" en inglés), que generan el fenómeno de dispersión o desparramamiento ("leakage" en inglés) se agrega un filtrado mediante el uso de una ventana de Hanning (Kay, 1988).

Los resultados obtenidos permiten proponer el método de análisis espectral como una herramienta para el estudio y análisis de frecuencias de variables climáticas; además ofrece la posibilidad de su pronóstico (con las limitaciones propias de este tipo de métodos), que permitiría atenuar los daños económicos y sociales causados por eventos extremos o de períodos prolongados en el tiempo, como las sequías.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## ABSTRACT

There is no doubt that one of the main factors for complex societies to succeed, is the understanding of the surrounding environment, and also the physical phenomena affecting them.

Currently, the research on climate has become a prior necessity for governments and societies. Especially if we accept that mankind has influenced the global climate after the beginning of the industrial revolution (Although it remains to determine the quantitative aspect of this influence). Nevertheless, there exist some studies revealing that some climatic variables could have components of cuasi-periodic behaviour, with probable physical links. That is why, it is important to continue studying the influence of natural causes modifying the climate, and the antropogenic influence of this climatic change.

This work shows the results of statistical analyses to the prediction of some climatic variables, in which a spectral analysis method (Sánchez-Sesma, 1998) is used; the method takes into account the resolution in time, and the decrease in the "window" effect. To improve the resolution of the spectral definition in the frequencies domain, this method used the interpolation formula defined by Whitakker in the time domain (Jenkins & Watts, 1974). On the other hand, Spectral analyses of short time series (records) have been limited by the effect of discontinuities of the information through time (known as the "window" effect), that could lead to a leakage phenomenon, that is why, a filter process has been added using a Hanning Window (Kay, 1988).

The results do allow to recommend the method as a tool in the study and analyses of climatic variables. In addition the method does offer the possibility of the prediction of those variables, with limited applicability, but in some cases helping to diminish the economical and social loses caused for extreme events, or long-period phenomena such as droughts.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

# ÍNDICE

Resumen	i
Abstract	ii
Índice	iii
<b>CAPITULO 1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>CAPITULO 2. Antecedentes</b>	<b>4</b>
<b>CAPITULO 3. Análisis de las Oscilaciones Climáticas</b>	<b>7</b>
3.1 Registros de Variables Globales	7
3.1.1 Presión	7
3.1.2 Temperatura	9
3.1.3 Precipitación	11
3.2 Análisis de la precipitación en México	13
<b>CAPITULO 4. Oscilaciones de la actividad geofísica</b>	<b>16</b>
4.1 Eras Glaciares	16
4.1.1 La Teoría de Milankovic	16
4.1.2 La Síntesis Moderna	17
4.2 Actividad Solar y variaciones climáticas	19
4.3 Geomagnetismo	24
4.4 Actividad Volcánica	28
4.5 Fenómeno El Niño – Oscilación del Sur (FENOS)	32

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

<b>CAPITULO 5. Técnicas Espectrales</b>	<b>35</b>
5.1 Series de Tiempo y Espectros	35
5.1.1. La Función de autocovarianza y el espectro	37
5.2 Filtros Digitales	39
5.3 Modelos Paramétricos de Series de Tiempo	39
5.4 Análisis de Fourier	40
5.4.1. Serie finita (discreta) de Fourier	40
5.4.2. Series de Fourier	42
5.4.3. Integrales de Fourier	43
5.5 Longitudes finitas de registro (Efecto ventana)	44
<b>CAPITULO 6. Modelo de Pronóstico Climático</b>	<b>46</b>
6.1 Planteamiento del método	46
6.2 Cálculo de parámetros	47
6.3 Discretización del método	48
6.3.1. Interpolación temporal de la serie	48
6.3.2. Determinación del espectro de frecuencias	48
6.3.3. Algoritmo de Aplicación	50
<b>CAPITULO 7. Aplicación y evaluación del método de     pronóstico</b>	<b>51</b>
7.1 Precipitación	52
7.1.1. Aplicación a la república mexicana	52
7.1.1.1 Pronóstico invernal	54
7.1.1.2 Pronóstico de verano	57
7.2 Temperatura	60
7.2.1 Temperaturas Máximas de CONABIO	60
7.2.2. Temperaturas del sur de los EE.UU. (Texas)	70
7.3 Presión Hemisférica (Indice de Oscilación del Sur)	78

**TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN**

**CAPITULO 8. Conclusiones y Recomendaciones** 81

**Bibliografía** 83

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



## CAPITULO 1

### INTRODUCCIÓN

A través de la historia el hombre ha necesitado siglos para conocer la forma en que la atmósfera afecta sus actividades elementales; necesitó muchos siglos más para aprender a beneficiarse de las ventajas que ofrecían determinadas condiciones meteorológicas y evitar las pérdidas y la destrucción que acarreaban otro tipo de condiciones (climáticas). Los pueblos que asimilaban bien estas enseñanzas, prosperaban; los que no las asimilaban, prosperaban menos o desaparecían de la Tierra.

El florecimiento de sociedades complejas (mutuamente dependientes) produce un desarrollo tal que, la ruptura de cualquiera de los enlaces existentes entre la atmósfera y los seres humanos, afecta a un número cada vez mayor de personas.

Una sociedad que se proponga crecer en complejidad, tomando decisiones cada vez más acertadas a lo largo de su marcha, deberá invertir parte de sus recursos en el fomento de actividades científicas, entre ellas las que consideren el estudio del clima.

Dentro del presente estado del arte en meteorología, los pronósticos del tiempo para una región dada raramente son precisos para un lapso de tiempo más allá de dos días. Los pronósticos a largo plazo (más allá de 30 días) basados en la modelación en computadora de sistemas atmosféricos son marginalmente efectivos y los cambios a largo plazo del clima son el cuestionamiento de cualquiera.

El único modo en el cual este estado de asuntos puede ser mejorado es mejorar la predictibilidad del clima. Las técnicas estándar, pueden ser únicamente mejoradas introduciendo nuevos conceptos de los trabajos sobre sistemas climáticos totales.

Las oscilaciones del clima se tratarán en el capítulo 3. En primer término se revisarán, a grosso modo, algunos de los importantes descubrimientos que evidencian un comportamiento oscilatorio de las variables globales mejor registradas, a saber:

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

precipitación, temperatura y presión; en segundo término se analizarán las particularidades de la precipitación en México y en forma específica algunos casos de series largas de precipitación, que nos aportarán valiosa información sobre la tendencia de la precipitación por región, en contraste con la precipitación nacional.

En el capítulo 4 las oscilaciones de la actividad geofísica ocuparán nuestra atención. Se expondrán en forma breve, la teoría de Milankovi y la síntesis moderna sobre el ritmo de las glaciaciones, ambos trabajos son piedras angulares en la búsqueda de los posibles mecanismos físicos de las fluctuaciones climáticas; por ejemplo, la relación del clima y el Sol, en la cual ciertos investigadores creen haber encontrado un vínculo entre la precipitación en latitudes tropicales, con el ciclo actividad solar (aproximadamente de 11 años), además de la existencia de una relación entre el magnetismo terrestre y los cambios climáticos.

Las técnicas espectrales serán expuestas, en el capítulo 5, como una valiosa herramienta en la investigación de componentes periódicas dentro de las series de tiempo (actividad geofísica y variables globales).

El modelo de pronóstico propuesto, que es una herramienta de análisis y predicción (a través de técnicas espectrales) de variables climáticas y globales, quedará expuesto en el capítulo 6. Dicho método considera la presencia de diferentes efectos como: variaciones periódicas, el bloqueo y modificación de la transparencia atmosférica causada por las erupciones volcánicas superficiales, así como por el incremento de los gases que causan el efecto invernadero.

El capítulo 7 dirigirá su atención en la aplicación del modelo de pronóstico. En primer lugar se considera el análisis de la precipitación en México, dividiendo para ello al país en 27 regiones. El método es aplicado justo después a la temperatura; es aplicado en primer término a las temperaturas máximas de tres estaciones climatológicas localizadas en el

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

noreste del país, y en segundo lugar a las series de temperaturas ambientales de tres divisiones climáticas en Texas (según la clasificación del National Weather Service los EE.UU.). Una última aplicación se hace a la variable presión atmosférica (hemisférica), tomando la serie de Oscilación del Sur como base.

Para concluir, en el capítulo 8, estarán expuestas las conclusiones y recomendaciones pertinentes de este trabajo.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

## CAPITULO 2

### ANTECEDENTES

El hombre ha habitado la tierra únicamente durante un período climático muy inusual (Fairbridge, 1992). Está estimado que cerca del 99% de la historia de la tierra ha abarcado condiciones climáticas cálidas y más estables y que, en intervalos de cerca de 250 millones de años, la actividad glacial mayor ha producido climas fríos en oposición al clima "normal". Cada edad del hielo ha sido caracterizada por sucesivos avances y retrocesos de los glaciares y acompañada de fluctuaciones climáticas. Todo lo que el hombre ha experimentado ha sido el clima extremadamente variable de las últimas etapas de la más reciente edad del hielo, la cual, aunque se puede estar alejando, puede permitir varios avances y retrocesos.

Para examinar los cambios climáticos en el pasado, estos se pueden dividir en tres grandes categorías según el período estudiado:

1. Períodos en el orden de millones de años: PALEOCLIMATOLOGÍA.
2. Períodos en los últimos milenios: GEOCRONOLOGÍA.
3. Períodos con registros climáticos.

Lo anterior es útil debido a las evidencias de que en nuestra era (cenozoica), ciclos climáticos menores se superpusieron a las tendencias principales de manera que las regiones cubiertas de hielo se ensancharon poco a poco.

Aunque es claro que ha habido fluctuaciones climáticas en el pasado, lo que es menos claro es la regularidad de los cambios climáticos. En cuanto al ritmo de las glaciaciones la teoría de Milankovi sugiere que son debidas a tres factores principales: la precesión de los equinoccios, la variación de la excentricidad de la órbita terrestre y el ángulo de inclinación de la tierra.

Las principales teorías actuales tratan de explicar los cambios climáticos con los efectos de los disturbios solares sobre las condiciones atmosféricas. El ciclo undecenal de las manchas solares oscila entre 7 y 16 años. Un aumento en las manchas solares generalmente está acompañado por condiciones más frías, húmedas y de mayor número de tormentas y una disminución está asociada con un clima más seco y cálido. En esta forma, un aumento en la actividad solar parece producir temperaturas más bajas en la tierra. La solución a esta paradoja puede estar en los efectos de insolación variable en la circulación atmosférica general.

Por si esto fuera poco, un fenómeno de calentamiento del Océano Pacífico ecuatorial que cambia el comportamiento climático, ha afectado vastas regiones del globo. Típicamente, El Niño/Oscilación del Sur (ENOS) ocurre de cada tres a siete años cuando masas de agua cálida en la parte superior del Oeste (del pacífico ecuatorial) son llevadas hacia el Este y salen de la costa Sudamericana.

El alcance del ENOS puede extenderse más allá del pacífico ecuatorial. Conforme el agua cálida es llevada hacia Sudamérica produce abundantes tormentas eléctricas más al este que lo usual.

Cuando un equipo de investigadores detectó una región móvil de agua cálida anormal en el pacífico norte, ellos creyeron que es el eco del poderoso niño de 1982-1983. Otro equipo relacionó el ENOS del pacífico a un modelo similar de calentamiento en el océano índico. Esto sugiere que, para pronosticar con fiabilidad al ENOS, los científicos deben tomar en cuenta la influencia de los pasados niños y los eventos climáticos que ocurren a miles de kilómetros del océano pacífico.

A pesar de estos problemas los investigadores se mantienen aún confiados que el predecir la zona, tiempo y efectos del niño continuará mejorando.

Otra teoría mantiene que puede ser que parte de los aumentos globales de temperatura de los últimos 100 años son debidos a la actividad humana que quema combustibles fósiles, tales como carbón y petróleo, despidiendo óxido de carbón a la atmósfera.

Aún así, es importante que nos demos cuenta que los cambios climáticos largos no se realizan de modo uniforme y constante, sino más bien avanzan con fuertes oscilaciones: en

ciertos períodos son más calientes, y en otros más fríos, pero al fin alcanzan un límite de umbral, cuando el deterioro climático es rápido y absoluto.

# ANÁLISIS DE LAS OSCILACIONES CLIMÁTICAS

## 3.1 REGISTROS DE VARIABLES GLOBALES

### 3.1.1 PRESIÓN

Los primeros estudios de los registros de clima se concentraron en las mediciones de la presión atmosférica, o a menudo, en el cambio en la diferencia de presión entre diferentes partes del mundo. Esto parece que se adoptó por dos razones principales. Primero, el uso de las lecturas de presión promediadas tienden a prevenir algunas de las fluctuaciones extremas que ocurren en otras variables, en forma notable en los registros de precipitación. Esta reducida variabilidad significa que puede ser posible detectar ciclos “reales” más fácilmente. Segundo, y más importante, el examen de las diferencias de presión entre localidades ampliamente apartadas tiene la ventaja de concentrarse en los cambios de los patrones de clima globales. Esto previene el problema de fluctuaciones locales las cuales frecuentemente pueden complicar el trabajo con los registros de temperatura o precipitación. Además, donde se han hecho intentos para vincular las variaciones periódicas en el clima con influencias externas (por ejemplo, las manchas solares o las perturbaciones astronómicas), la evidencia de los patrones globales distorsionados por estos efectos físicos tienden a ser más convincentes que aquellos en que la influencia es meramente localizada.

Ciertas variaciones regulares en los patrones climáticos llamadas a menudo “oscilaciones”, que tienen una larga historia meteorológica, han sido identificadas en muchas partes del mundo para diferentes épocas del año. Mencionaremos a dos de ellas. La primera es el comportamiento de las anomalías de la presión sobre el Atlántico norte. La segunda es el comportamiento de los patrones de presión sobre los Océanos Índico y Pacífico en los trópicos el cual puede representar una parte crucial en la máquina global climática.

Las investigaciones en las décadas de los 1920's y 1930's mostraban que había una tendencia en la presión a ser anormalmente baja cerca de Islandia en el invierno cuando es alta cerca de las Islas Azores en el sudoeste europeo. En la última parte de los 70's en el Centro Nacional para la Investigación Atmosférica en Boulder, otra investigación mostró, confirmando lo anterior, que la presión en la región de la baja Islandia está negativamente

correlacionada con la presión sobre el Pacífico norte y sobre el sur de los 50° N del Atlántico norte, que es el mediterráneo y el oriente medio, pero correlacionada positivamente con la presión sobre las montañas rocosas.

Un análisis espectral de estos patrones de anomalía mostró que, únicamente la Oscilación cuasi-bienal (aproximadamente 2 años) apareció consistentemente, aunque las periodicidades significativas de baja frecuencia ocurrieron para algunas partes de los campos de presión, pero no para todos ellos.

Otros estudios de los patrones de presión sobre el Atlántico Norte se han presentado con resultados ligeramente diferentes. Una investigación en la Unidad de Investigación Climática de East Anglia sobre ciertos aspectos de los campos de presión en el invierno en el Atlántico Norte sobre los períodos de 1871 a 1974, el cual representó el 20% de la varianza, produjo marcados máximos a los 2.2, 3.4, 5 y 11 años. Un análisis de filtro de estos datos para examinar períodos más largos a 10 años mostró que la relación con el máximo en la actividad solar (manchas solares) varió en el tiempo. Las series estaban en fase en la década de los 1880's y entre 1920 y 1960, pero el vínculo se rompió entre 1890 y 1920 y después de 1960.

“Cuando la presión es alta en el océano pacífico, tiende a ser baja en el océano índico desde África hasta Australia”. Así es como Sir Gilbert Walker describió en sus artículos en los años 20's y los 30's del siglo XX lo que él llamó la Oscilación del Sur (OS) y la cual recientemente quizá se ha convertido en el índice más intensamente investigado de patrones de presión atmosféricos a gran escala. Esto se debe a dos factores. Primero, la OS es uno de los más notables ejemplos de la variabilidad del clima interanual a escala global. Sobre el océano Pacífico la OS es asociada con considerables fluctuaciones en la precipitación, la temperatura superficial del mar, la intensidad de los vientos, y ha sido vinculada con eventos climáticos extremos alrededor del mundo. El segundo factor es el que relaciona íntimamente la OS con los eventos del NIÑO en el pacífico tropical, de tal forma que el fenómeno El Niño Oscilación del Sur es ampliamente conocido en los círculos climatológicos como FENOS (ENSO por sus siglas en inglés a El Niño Southern Oscillation).

Para considerar la evidencia de un comportamiento cíclico se pueden usar las series preparadas por Peter Wright en la Universidad de East Anglia en 1975. Esto consistió de índices en las series de tiempo para cada una de las cuatro estaciones para los años desde 1851 a 1974. En la práctica, debido al fuerte vínculo entre la OS y las anomalías en las



temperaturas superficiales del mar hay una marcada persistencia entre los valores observados en estaciones sucesivas. Esto quiere decir que el análisis de las series de tiempo ya sea de las partes invernal o de verano (consideradas como de seis meses) de cada año o los valores anuales producen resultados casi idénticos que trabajando con los valores estacionales.

El punto de vista estándar con respecto a las periodicidades en la OS es que mientras que ella tiene un periodo promedio de alrededor de tres años, es bastante irregular en su naturaleza, teniendo entre eventos mayores un rango desde dos a diez años, para identificar ciclos. Uno de los trabajos recientes del servicio meteorológico de Nueva Zelanda alega que la OS puede ser más regular de lo que se supone. El análisis espectral de los valores anuales de la OS muestra una serie de máximos, los más marcados de los cuales son a los 3, 3.75, alrededor de los 6, alrededor de los 9 y de 10 a 12 años. El máximo más pronunciado es a los seis años. Este análisis ha sido combinado con estudios con filtro para periodicidades más largas que los 5 años. Esto muestra que la periodicidad de los seis años estuvo bien definida en este siglo, pero muchos menos marcada antes de 1900. Las fluctuaciones más largas mostraron un patrón poco obvio.

### **3.1.2 TEMPERATURA**

Una serie de temperaturas mensuales preparada por el Prof. Gordon Manley para la parte central baja de Inglaterra es el registro homogéneo más largo de temperatura en el mundo. Se extiende atrás en el tiempo hasta 1659.

Manley tuvo que lidiar con algunos obstáculos que parecían insalvables. Antes de 1760 algunos de los mejores registros dependían de termómetros expuestos en habitaciones bien ventiladas, orientadas hacia el norte y sin exposición al fuego (podemos entender lo anterior como habitaciones que no contaban con algún tipo de calefacción: chimeneas, estufas, etc.). Además antes de 1752 no fue posible encontrar registros con los cuales comparar los de Inglaterra de esa época (a menos que se tomará en cuenta la diferencia entre el calendario Gregoriano y el Juliano adoptado en Inglaterra hasta 1752).

Sin embargo los esfuerzos de Manley han producido una serie la cual provee una fuente particularmente útil en la investigación sobre la evidencia de ciclos en la temperatura de Inglaterra, en una escala de tiempo desde los 2 a los 200 años. Un análisis de la oficina meteorológica del Reino Unido para esta serie trabajando con los datos desde 1700 a 1950

usando el método de máxima entropía (maximum entropy spectral analysis, MESA) produjo los siguientes resultados: el análisis primero removió la tendencia lineal a largo plazo que contenía cerca del 20 % de la varianza; las características significativas en el espectro son los períodos de 2.1 y 2.2, 3.1, 5.2, 7.6, 14.5, 23 y 76 años. El primer máximo, el cual puede ser relacionado con la oscilación cuasi-bienal, contiene cerca del 10 % de la varianza total y es significativa en 5 % del nivel. Algunos de los picos de frecuencia más bajas pueden bien ser el resultado de interacciones no lineales entre las periodicidades de frecuencias más altas, pero el máximo de 23 años que contiene cerca del 8 % de la varianza y es significativo en 1% del nivel, puede ser asociado con el doble ciclo de las manchas solares. El espectro también es interesante debido a que ciertas características están ausentes. En particular, alrededor de los 11.5 años sólo hay una débil característica. Tampoco hay evidencia del ciclo lunar de 18.6 años.

Un análisis más comprensible apoyado por el Ministerio Alemán para la investigación examinó la evidencia de los ciclos en los datos mensuales, así como anualmente para el período entre 1660 y 1977. El espectro de varianza de los valores anualizados fue de manera general similar al producido por la oficina meteorológica del Reino Unido. Hubo, sin embargo, interesantes diferencias las cuales muestran *los problemas de usar longitudes de registro y técnicas matemáticas ligeramente diferentes*. Al final de las bajas frecuencias las características significativas son a los 25 y los 100 años de manera opuesta a las características de 23 y 76 años. Estas diferencias están, de hecho, dentro de las incertidumbres estadísticas de las técnicas utilizadas para producir el espectro. Pero, dado que sólo a menudo el vínculo con otros procesos físicos depende de la coincidencia entre periodicidades observadas, es importante enfatizar las diferencias que pueden ocurrir usando aproximadamente la misma serie y la misma forma de análisis.

Las discrepancias entre los dos análisis de los valores anuales son, sin embargo, pequeñas comparadas con las diferencias entre el espectro de varianza para cada mes. El ciclo de 100 años es únicamente significativo en agosto, septiembre, octubre y diciembre, mientras que hay una fuerte señal de 200 años en enero, y menos en febrero y marzo. Estos ciclos están ausentes en otros meses, aunque abril, junio y especialmente noviembre tienen un ciclo de 67 años. El ciclo anual de 25 años está compuesto de una variedad de características mensuales de variable significación desde los 22 a los 33 años entre marzo y agosto, pero que están ausentes en otros meses. Entre los 9 y los 15 años existen solo algunas características de poca significación sin un patrón consistente. Similarmente, hay una acumulación de características alrededor de los 5 años, pero estas son discontinuas sobre un considerable rango de la frecuencia, y son mayormente de baja significación y desaparecen

en varios de los registros mensuales. La mayoría de los meses muestran un máximo característico entre los 2.9 y 3.9 años, pero otra vez son esparcidos sobre un considerable rango de las frecuencias. El patrón más consistente está en el rango de 2.1 a 2.8 años donde cada mes tiene por lo menos un máximo. En particular, el rango de 2.2 a 2.4 años aparece frecuentemente y es a menudo altamente significativo. Esto otra vez sugiere la evidencia de la oscilación cuasi-bienal.

### 3.1.3 PRECIPITACIÓN

De todas las áreas de periodicidades más largas posibles, el ciclo de 20 años en las sequías en el medio oeste de los Estados Unidos es probablemente el más intensamente investigado. Esto se debe a dos factores. Primero, la depresión de los años 30's y las subsecuentes sequías en los Estados Unidos han tenido importantes consecuencias económicas para los Estados Unidos y el resto del mundo, dada el importante papel jugado por la producción de grano Norteamericano en el mercado mundial. Segundo la extensión geográfica y la comprensible naturaleza de los registros meteorológicos hace posible un extenso examen de los ciclos.

Es importante resaltar el trabajo de Robert Currie del Instituto de ciencias de la atmósfera de la Universidad de Nueva York. Usando las técnicas de máxima entropía ha mostrado clara evidencia de los ciclos en la producción de maíz en Iowa. Las dos características más importantes ocurren en los períodos alrededor de los 10-11 años y 18-20 años.

Currie ha descubierto que el primer ciclo está inequívocamente presente en los datos de temperatura de las estaciones meteorológicas de los Estados Unidos, pero únicamente en aquellas que se encuentran al este de las montañas Rocallosas y a altas latitudes más allá de los 35° N; indica además que el área afectada corresponde exactamente a la región donde las trayectorias de las depresiones en el cinturón de vientos dominantes del oeste penetran a través del continente, es decir, la manifestación del vórtice circumpolar<sup>1</sup> vinculado con el ciclo de actividad de las manchas solares.

---

<sup>1</sup> Configuración de vientos del oeste que se ondula alrededor del globo, siguiendo la trayectoria de la corriente en chorro en la alta troposfera.

El segundo ciclo parece que concuerda con otro ritmo astronómico, el intervalo de 18.5 años entre máximas mareas inducidas en la atmósfera y en los océanos por la Luna, las mareas lunares nodales.

Las mareas máximas tienen lugar cuando la Tierra, la Luna y el Sol están precisamente en línea recta. Como la órbita de la Luna alrededor de la Tierra es un poco inclinada con respecto a la órbita de la Tierra con respecto al Sol, las mareas máximas no se producen cada mes, sino cada 18.6 años.

Cuando los registros son examinados usando filtros estadísticos, aparece una complicación adicional en la manera en que los patrones de precipitación son vinculados a los ciclos lunares. Por ejemplo, los registros de precipitación de Pennsylvania, Nueva York y Nueva Inglaterra muestran que durante el siglo diecinueve la menor cantidad de precipitación coincidió con un máximo en la fuerza lunar de las mareas en 1843, 1861 y 1880. Hay entonces un período de transición antes de que un nuevo patrón sea establecido. El nuevo patrón se estableció alrededor de 1917 y continuó con sucesivos máximos en 1936, 1954 y 1973. Este cambio de fase de 180 grados de la periodicidad es un fenómeno muy bien conocido en sistemas no lineales. Pero su imposibilidad para predecirlo es un serio inconveniente para usar la evidencia de ciclos para apoyar los pronósticos a largo plazo. Es también una característica que puede producir resultados incorrectos cuando se llevan a cabo análisis espectrales de las series de tiempo. Los registros filtrados también mostraron que la onda de 19 años variaba su amplitud en el tiempo. Difícilmente era constante hasta 1940 y entonces aumentó significativamente en el siguiente ciclo y medio que resultó en la mayor sequía que afectó el noreste de los Estados Unidos a mitad de los 60's.

Estos inconvenientes son, sin embargo, pequeños comparados con los cambios regionales que ocurrieron en 100 años dentro del área de estudio. Mientras que en 1880 las condiciones secas cubrían casi todos los estados del noreste de los Estados Unidos, por más de la mitad de este siglo hubieron áreas compensatorias secas y húmedas. Así que mientras la precipitación promedio para toda la región mostró una clara evidencia del ciclo de 19 años, *su intensidad varió sustancialmente de sitio en sitio*. Solamente en los 50's guardó coherencia espacial, cuando condujo a la sequía de los 60's que fue mucho más intensa que las anteriores.

### 3.2 ANÁLISIS DE LA PRECIPITACIÓN EN MÉXICO

Extendiéndose desde 14° N hasta aproximadamente 33°N, México es un puente de transición entre las regiones de los trópicos y latitudes templadas. La parte sur del país disfruta de clima tropical todo el año. Los sistemas climáticos de latitudes medias prevalecen en el norte, pero en el invierno boreal pueden penetrar profundamente en los trópicos. Como es común en latitudes bajas la precipitación es en mayor grado de naturaleza convectiva. Sin embargo, la convección tropical contribuye únicamente de forma moderada en la precipitación total sobre la extremidad norte del país en todo el año, y en el sur durante el invierno.

**CIRCULACIÓN GENERAL.** Durante el invierno boreal, la circulación troposférica superior está dominada por la corriente de chorro subtropical oeste, con estas corrientes extendiéndose profundamente en los trópicos. La Zona Intertropical de Convergencia (ZITC) sobre el pacífico este se encuentra localizada relativamente muy hacia el sur. Los gradientes de presión meridional sobre el lado ecuatorial de la parte alta del Atlántico norte son exorbitantes, son fuertes los vientos del Atlántico norte, el viento de inversión está bien desarrollado. Esta es la zona seca sobre la mayor parte del Caribe, México y Centroamérica y puede traer una extensa nubosidad estratiforme y lluvia sobre la zona de vientos de las grandes cadenas montañosas.

Durante el invierno boreal, la corriente subtropical de chorro del oeste desaparece, las corrientes del oeste se extienden sobre la superficie en la troposfera superior, la baja presión cerca del ecuador y sobre la parte alta del Atlántico cambian hacia el norte, el movimiento ascendente prevalece sobre el Caribe y el viento de inversión es débil. Las tormentas tropicales especialmente en la última parte del verano afectan las regiones costeras en particular el Golfo de México. El verano Boreal es la temporada lluviosa en la mayoría del área, pero extensas zonas secas, canículas, son comunes en julio y agosto. El comienzo tardío de la temporada lluviosa en la parte noroeste del país en julio está asociado con la intrusión hacia el norte de una lengua (zona) de aire húmedo marítimo desde el pacífico tropical. La estructura orográfica de México con extensas cadenas montañosas, que encierran la altiplanicie interior, contribuye a la gran diversidad de los regímenes y distribución de la precipitación.

VARIABILIDAD. Es valioso para nuestro estudio el trabajo publicado por Ortega y Velázquez (1995), ya que contiene un análisis cuantitativo de la variabilidad de la precipitación en México, dicho trabajo establece lo siguiente:

La distribución espacial y temporal de la lluvia en México es muy variable: el 42% del territorio, ubicado principalmente en el norte del país, tiene precipitaciones medias anuales inferiores a los 500 mm, mientras que en una porción del sureste, la cual abarca el 7% del territorio, se localizan zonas con precipitaciones superiores a los 2000 mm. En el transcurso del año la precipitación tiene dos grandes temporadas: la seca o estiaje, que se extiende de noviembre a abril y la de lluvias o húmeda que va de junio a septiembre. Hay dos meses de transición: mayo, cuando cambian las condiciones de extratropicales a tropicales, y octubre, cuando ocurre el proceso inverso. En el noroeste se presenta una excepción a este comportamiento general y ocurren lluvias importantes en el invierno. Esta distribución, así como la forma e intensidad de la lluvia es gobernada por diversos factores físicos que se pueden clasificar como: permanentes, periódicos y aleatorios.

Permanentes: como la orografía que propicia máximos de lluvia a lo largo de las vertientes marítimas de las cadenas montañosas, o la situación geográfica que se manifiesta en el altiplano, en donde la lluvia anual es considerablemente menor por su lejanía del mar.

Periódicos: entre los principales están, los anticiclones del Atlántico y del pacífico y la variabilidad de los vientos alisios, entre otros, cuyo efecto incrementa la precipitación a lo largo de la zona costera del Golfo, así como la escasa precipitación del noreste que muestra la inversión de los vientos alisios o del este.

Aleatorios: las perturbaciones tropicales que producen intensas lluvias a lo largo de las costas del pacífico sur, el Caribe y el Golfo de México.

En la tabla 3.1 se muestran los resultados del análisis estadístico que hicieron a las precipitaciones medias mensuales en todo el país:

ESTADÍSTICA    ENE    FEB    MAR    ABR    MAY    JUN    JUL    AGO    SEP    OCT    NOV    DIC

MEDIA	27	18	15	19	40	104	140	136	142	73	31	30
MEDIANA	42	17	13	18	40	105	139	134	143	72	31	26
MODA	20	11	13	9	34	101	154	122	143	64	30	26
MEDIA GEOM.	25	17	14	18	39	101	138	134	139	70	29	27
VARIANZA	182	63	54	72	135	522	618	575	883	368	135	171
DES. ESTAN.	13	8	7	9	12	23	25	24	30	19	12	13
COEF. DE VAR	49	44	48	44	29	22	18	18	21	26	37	43
MÍNIMO	5	8	6	8	21	64	102	89	90	32	10	9
MÁXIMO	86	44	43	44	68	148	216	187	212	131	73	61

**TABLA 3.1 ESTADÍSTICA DESCRIPTIVA DE LA PRECIPITACIÓN  
MENSUAL NACIONAL EN EL PERÍODO 1941-1994  
DATOS EN mm**

PRECIPITACIÓN MEDIA ANUAL = 777 mm

La tabla presenta la descripción estadística de la precipitación mensual a nivel nacional en el período 1941-1994. El valor medio de la precipitación anual es de 777 mm. Los menores valores mensuales se presentan de febrero a abril y los mayores de julio a septiembre. El mínimo mensual registrado en el período fue en enero de 1953 con 5 mm y el máximo mensual en julio de 1955 con 216 mm.

Se aprecia también que los meses secos de noviembre a abril tienen un coeficiente de variación promedio del 44%, el cual contrasta con el coeficiente de los meses lluviosos que es menor del 20%. Lo anterior indica mayor variabilidad de la precipitación en los meses de estiaje la cual ha generado tormentas extraordinarias que afectan las zonas áridas y semiáridas; aunque, en general, esta variabilidad es poco significativa, en virtud de la baja precipitación que se registra en estos meses, la cual es sólo el 18% de la lluvia anual.

Justo después los autores hacen un ajuste de los datos de precipitación mensual a distribuciones de probabilidad, lo cual les permite establecer que “la probabilidad de tener una precipitación alrededor del valor medio es mucho mayor en los meses lluviosos que en los de estiaje. La baja probabilidad de alcanzar precipitaciones medias para los meses secos es una consecuencia de la mayor variabilidad relativa que presentan, sobre todo las porciones áridas y semiáridas, las cuales cubren cerca del 60% de territorio de México.

# OSCILACIONES DE LA ACTIVIDAD GEOFÍSICA

## 4.1 ERAS GLACIARES

### 4.1.1 LA TEORÍA DE MILANKOVIC

Los primeros pasos a lo largo de lo que resultó el camino correcto hacia una teoría astronómica de las glaciaciones fueron dados por un escocés, James Croll, en la década de 1860. Croll introdujo al conocido ciclo de la precesión de los equinoccios (El polo norte se desplaza trazando una circunferencia en el espacio, de modo que la línea imaginaria que une los polos norte y sur describe un cono con un ángulo de dos veces  $23.5^\circ$  en un ciclo que dura 26 mil años) el factor astronómico siguiente: la forma de la órbita terrestre cambia de manera regular y previsible (la órbita varía constantemente pero de forma gradual entre una órbita circular y una elíptica siguiendo un ciclo de unos 100 mil años de duración).

Croll intuyó que si en el curso de un año completo la emisión de calor recibida por la Tierra es la misma, el equilibrio de calor entre las estaciones de verano e invierno debía ser importante; sostenía que, si los inviernos son fríos, la nieve puede acumularse con mayor facilidad, y de este modo reflejará la radiación solar incidente y mantendrá la Tierra fría. Así, si durante los inviernos del hemisferio norte la Tierra está lejos del Sol (órbita elíptica de considerable excentricidad), debería producirse una glaciación.

La teoría de Croll sugirió que la conjunción de un largo invierno frío y un corto verano caliente proveen las condiciones más favorables para una glaciación.

Milankovi añadió otra influencia astronómica a los dos factores considerados por Croll. Además de la precesión de los equinoccios y de la variación en la excentricidad de la órbita terrestre, el ángulo de inclinación de la Tierra varía oscilando arriba y abajo entre  $21.8^\circ$  (más próxima a la vertical) y  $24.4^\circ$  (máxima inclinación) a lo largo de un ciclo de 41 mil años. Combinados los tres efectos es posible calcular la cantidad de insolación recibida en cualquier latitud de la Tierra y en cada estación, en el momento en que se desee. Milankovi calculó las curvas de radiación adecuadas en una escala de latitudes comprendidas entre  $5^\circ$  N y  $75^\circ$  N y publicó los resultados en 1930. Su contribución clave fue incorporar una idea



del climatólogo alemán Wladimir Köppen en la teoría astronómica. Éste sugería que lo que conduce a una glaciación es una reducción de la insolación en verano y no una sucesión de inviernos muy rigurosos. El argumento, considerado hoy como la piedra angular de la teoría astronómica de las glaciaciones, es que los inviernos en las regiones árticas son siempre los bastantes fríos como para que nieve y aumenten de espesor los glaciares, pero que en verano los glaciares se funden, o al menos eso hacen hoy. La manera de extender la cobertura nivosa del globo es reduciendo la fusión estival tanto como sea posible, a fin de que el nuevo crecimiento de los glaciares en invierno compense con creces las pérdidas estivales.

Trabajando con Köppen, Milankovic se convenció de que las formas de las curvas de insolación para latitudes del globo aproximadamente el norte de 60° concordaba muy bien con los datos geológicos de las glaciaciones: los veranos septentrionales fríos realmente coincidían con los máximos del período glacial. Enfatizó entonces la importancia de la insolación en verano a los 65° N como el factor que controla las glaciaciones en el hemisferio norte, con el ciclo de la oblicuidad del eje de la Tierra (41 mil años) como el factor dominante.

El producto esencial de la teoría de Milankovic es su curva que muestra como varía la intensidad de la luz solar en verano para los pasados 600 mil años. Identificó ciertos puntos bajos con cuatro eras glaciares en Europa y concluyó que estos datos geológicos constituirían una verificación de su teoría.

#### **4.1.2 LA SÍNTESIS MODERNA**

En 1976 se publicó un artículo tratando de confirmar geológicamente las frecuencias de las mayores glaciaciones del Pleistoceno que tienen su base en la hipótesis orbital.

Su estudio se basó en el análisis de dos muestras del profundo fondo del océano Índico, uno de los cuales proporcionaba un registro ininterrumpido del clima de los pasados 300 mil años y la otra ofrecía una termometría global de clara lectura para el período de 100 a 450 mil años.

Algunas de sus importantes conclusiones son las siguientes:

- Sobre el rango de frecuencias de  $10^{-4}$  a  $10^{-5}$  ciclos por año, la variación climática de los registros se concentra en
- tres picos espectrales discretos en los períodos de 23,000, 42,000 y aproximadamente 100,000 años. Estos picos corresponden a los períodos dominantes de la órbita terrestre alrededor del Sol, y contienen respectivamente cerca del 10, 25 y 50 por ciento de la variación climática.
- El componente climático de 42 mil años tiene el mismo período que las variaciones en la oblicuidad del eje terrestre y guarda una relación constante de fase con ella.
- La porción de 23 mil años de la varianza presenta los mismos períodos (aproximadamente 23 y 19 mil años) que el índice cuasi-periódico de precesión.
- El componente climático dominante de 100 mil años tiene un período promedio cercano a y en fase con la excentricidad orbital.

El grupo de científicos concluye que los cambios en la geometría orbital de la Tierra son la causa fundamental de la sucesión de eras glaciares cuaternarias.

Aquí es relevante señalar dos aspectos importantes: uno es que el ciclo de precesión no es tan sencillo como parece en un principio, en lugar de tratarse de una variación única de 22 mil años, está constituido por dos variaciones cíclicas emparejadas, una de 23 mil años y la otra menos importante, de 19 mil años. El otro es que el volumen de registro de hielo está dominado por un ciclo de 100 mil años más bien que el de 41 mil años.

Aunque la evidencia moderna, como el artículo anterior apoya ahora fuertemente el concepto esencial de Milankovic que establece que las variaciones orbitales ejecutan una influencia significativa en el clima. Todavía quedaba por explicar, sin embargo, el proceso físico que convertía el modelo de variaciones estacionales de insolación en una pauta repetitiva de glaciaciones y períodos interglaciares.

En otro artículo publicado en 1981 (Kukla, Berger et al), se resume el estado de conocimientos actual. La síntesis parte del punto de vista crucial de que el estado **normal** de la Tierra hoy día debería ser la plenitud de una glaciación, merced a la presente distribución de los continentes, y que *la función de la teoría astronómica no es, por tanto, explicar porqué se producen las glaciaciones, sino porqué están entremezclados con cortos períodos interglaciares*. Kukla y su equipo utilizaron diversos indicadores climáticos del pasado, para

construir un cuadro completo de las fluctuaciones globales de temperatura a lo largo de los pasados 350 mil años, y después observaron con detalle los ritmos astronómicos a fin de identificar la pauta característica de esos efectos que precede al comienzo de un período interglaciario. Incluso en el transcurso de una glaciación, hay variaciones de temperatura, y el hielo avanza y se retira al unísono con los ritmos astronómicos; los períodos cálidos tienden a darse cuando el perihelio (punto en la órbita de la Tierra en el cual ésta se encuentra más cerca del Sol) tiene lugar en septiembre, mientras que las fases más frías de las fluctuaciones de una glaciación culminan cuando el perihelio es en marzo. No obstante, los verdaderos períodos interglaciares a diferencia de una suavización temporal de las peores condiciones de una glaciación, son mucho más raros. En los pasados 350 mil años sólo ha habido cuatro períodos interglaciares, que comenzaron hace 335 mil años; 220 mil años; 127 mil años y 11 mil años; la única característica que relaciona los períodos interglaciares recientes es que se iniciaron cuando el perihelio se daba en junio y la inclinación de la Tierra era superior a  $23.8^\circ$ . Sin el perihelio en junio, el efecto de inclinación por sí solo no basta para producir una retirada del hielo importante; sin el efecto de inclinación, aún con el perihelio en junio, el calor estival es insuficiente, para fundir los glaciares. Sin embargo, cuando la inclinación es grande - de modo que la diferencia entre estaciones es acusada - y el perihelio tiene lugar en junio, aportando también veranos muy cálidos e inviernos extraordinariamente fríos, ambos efectos juntos son capaces de fundir suficiente hielo para aliviar de manera temporal las condiciones de una glaciación.

## **4.2 ACTIVIDAD SOLAR Y VARIACIONES CLIMÁTICAS**

Algunos climatólogos y astrónomos han examinado, con mente abierta, las posibles correlaciones entre cambios entre el nivel de actividad del Sol y el clima de la Tierra.

La base de estos estudios es la pauta observada sobre la actividad de las manchas solares, las manchas solares no son solamente de interés histórico sino parecen ahora estar implicados en algunos de los ejemplos más convincentes de las fluctuaciones regulares en el clima; más nadie sugiere que las manchas en sí mismas alteren el tiempo en la Tierra. Lo que sí sabemos de las observaciones llevadas a cabo en la actualidad es que un gran número de manchas en el Sol indica una creciente actividad de fulguraciones, con un notable movimiento de chorros de partículas a través del espacio en lo que se conoce como viento solar, mientras que la ausencia de manchas, por el contrario, implica Sol tranquilo y débil viento solar.

Desde el siglo XVII las observaciones de la fotosfera del Sol han revelado áreas oscuras en latitudes bajas entre los 30° N y 30° S.

En el siglo XVIII se comenzó una clasificación más detallada que, posteriormente \*(ya en el siglo XIX) permitió al director del observatorio astronómico de Zurich, Suiza; Rudolf Wolf recopilar una estadística mensual de “números relativos” de manchas que pudo partir desde el año 1749.

Con las estadísticas de Wolf, publicadas en 1859, fue posible trazar gráficas del número de manchas solares relacionado con las fechas. Estas gráficas hicieron evidente la “cuasi-periodicidad” del fenómeno como ya lo había testimoniado Schwabe en 1843.

Las manchas son regiones oscuras que interrumpen parcial y temporalmente la superficie brillante del Sol. En ellas se advierten, por lo general, dos zonas bien diferenciadas: una central más oscura llamada “núcleo” o sombra a una temperatura aproximada de 4000° C y otra menos oscura que rodea a la primera y a la cual se acostumbra a llamar penumbra con una temperatura alrededor de los 5000° C.

Debido a las influencias de variaciones de períodos más largos, el número de manchas solares o generalmente conocido como el número de Wolf varía de 0 a 10 para los años de mínimos en manchas solares y de 50 a 190 para los años de máximos (los números diarios pueden variar de 0 a 355 o más). La longitud del ciclo de actividad solar o ciclo de Schwabe varía entre 8.5 y 14 años para mínimos sucesivos en el número de Wolf y alrededor de 7.3 a 17 años entre máximos.

El lanzamiento del satélite de Máxima Misión Solar (Solar Maximum Mission, SMM) en 1980 comenzó una serie de mediciones las cuales han producido observaciones inequívocas de como varía la emisión solar con el ciclo de once años en la actividad solar.

Stephen Schneider y Clifford Mass, del National Center for Atmospheric Research de los Estados Unidos de América compararon el nivel variable de actividad de manchas solares desde el siglo XVII, con las variaciones de temperatura en la Tierra. No tuvieron en cuenta las variaciones anuales, sino que investigaron la “intensidad” media de la actividad de las manchas solares en cada ciclo comparada con la temperatura de la Tierra, y descubrieron

una perfecta correlación entre las subidas y bajadas de temperatura y la mayor o menor cantidad de manchas solares. Descubrieron que las variaciones de temperatura en la Tierra a lo largo de los pasados tres siglos se pueden explicar si la cantidad de calor que alcanza la superficie de la Tierra varía acompasadamente con el número de Wolf.

Varios análisis espectrales de los números de Wolf considerados como una función periódica han revelado un número de períodos de longitud específica.

Como resumen de lo anterior, suponiendo que las diferencias entre los resultados son debidas a los efectos de selección de la muestra y por los errores introducidos por las técnicas de análisis espectral utilizadas, las *mayores periodicidades identificadas* en el número de manchas solares tienen aproximadamente, longitudes promedio de ciclo de:

	5.5	
8.1	9.7	11.2
	100.0	
	180.0	

en años.

La disposición de esquema va desde las más altas a las más bajas frecuencias. Así la más alta frecuencia de este esquema corresponde a 5.5 años y la más baja a 180 años.

El ciclo de 5.5 años ha recibido limitada atención en la literatura y puede en verdad ser meramente una armónica matemáticamente correcta pero físicamente irreal.

Mitchell (1965) señala que un número de investigadores presentan evidencia de una variación de 11 años en procesos meteorológicos, pero en algunos, la correlación se mantiene bien por pocos ciclos y entonces parece romperse. Estas fallas son la que sugieren la importancia de ciclos más largos y la posibilidad de tendencias no periódicas de largo plazo.

Asociadas con las manchas solares aparecen áreas más brillantes llamadas “fáculas” en las zonas adyacentes a ellas. La manera en que la emisión de estas fáculas esta vinculada con la incidencia de las manchas solares se ha convertido recientemente en un importante factor para explicar como los cambios en la actividad solar afectan el clima. La brillantez de las fáculas puede llegar a ser la característica más importante de la cambiante emisión solar.

Como se había mencionado las manchas solares son áreas de baja luminosidad (la brillantez general de Sol se debe a su temperatura aproximada de  $6000^{\circ}\text{C}$ ), así se puede suponer que la emisión declinaría con el número de manchas solares. De hecho, sucede lo contrario, lo que sugiere que un aumento asociado de las fáculas es el factor físico importante. Esta proposición está siendo revisada conforme se han hecho mediciones de las fáculas desde 1874 en lo que concierne el área del Sol que cubren. En realidad, se han hecho un número de intentos para calcular los cambios de emisión solar en términos de los números de manchas solares y áreas de las fáculas observados. Pero hasta que un grupo más extenso de mediciones de satélite esté disponible no será posible examinar la validez de los modelos actuales. Las observaciones de satélite existentes y los registros de las manchas solares y fáculas visibles proveen un comienzo, pero solamente cuando se disponga de más mediciones de la actividad solar en varios ciclos será posible hacer una estimación real de los pasados cambios en la emisión solar.

Pero el hecho de que la radiación solar varíe con el número de las manchas solares es el primer paso para explicar la conexión entre la actividad solar y las fluctuaciones del clima. El pequeño cambio en la radiación (menos de 1%) durante el ciclo solar es de un orden de magnitud demasiado pequeño para explicar los cambios observados en el clima desde el siglo XIX. Así, si los cambios solares han jugado un papel significativo en el calentamiento global reciente, se necesita descubrir si otras facetas de la actividad solar pudieran modular el clima de una manera no lineal la cual pudiera ser amplificadas en la atmósfera terrestre.

Observada desde 1908 por G. Hale fundador del "Observatorio Solar" en Monte Wilson, la polaridad magnética de las manchas solares se alterna en ciclos sucesivos. Las manchas solares tienden a viajar en pares de grupos de polaridad opuesta, como si fueran los extremos de un imán en forma de herradura, a través de la superficie del Sol. Durante un ciclo de 11 años, conforme las manchas atraviesan la superficie solar en una dirección este-oeste, las manchas delanteras o líderes de cada grupo en el hemisferio norte tendrán una polaridad positiva mientras que las manchas traseras serán negativas. En el hemisferio sur ocurre lo opuesto siendo las manchas líderes negativas. Después del mínimo de la actividad solar en la serie de manchas solares de nueva aparición por ambos lados del ecuador, su polaridad resultaba opuesta a la anterior. Así, el ciclo se invierte en ciclos sucesivos. De tal forma que este ciclo es conocido como el ciclo magnético de Hale, con una duración de 22 años, el ciclo de Hale podría ser la clave del proceso de amplificación antes mencionado. Una observación general es que el ciclo de 20-22 años ha prevalecido más en los datos climáticos que el ciclo más obvio de 11 años en las manchas solares. De particular interés es

que la característica dominante en el registro de la temperatura global de aire marino. Así, si se pudiera identificar un proceso magnético que amplifique el impacto de la variabilidad solar en el clima, entonces pudiera ser que los cambios en el Sol sobre este siglo hayan jugado un papel más importante en el calentamiento global observado que lo que es normalmente observado.

Aparte de los efectos que los campos magnéticos tienen en la emisión radiactiva del Sol, son importantes por dos razones. Primero, afectan la cantidad de partículas energéticas emitidas por el Sol. Y segundo, alteran el campo magnético de la Tierra y con ello la cantidad de rayos cósmicos (partículas energéticas emitidas desde el Sol y desde cualquier parte del universo) que son filtrados a la atmósfera. Estos efectos se combinan para alterar las propiedades de la atmósfera superior y así pueden influenciar el clima en una variedad de formas.

Por lo tanto, parece conveniente hacer una breve descripción de como viajan estas partículas a través del espacio interplanetario, antes de abordar -en el siguiente punto de nuestro capítulo- las relaciones entre las variaciones en el campo magnético terrestre y los cambios climáticos.

Durante un eclipse total del Sol se observa una luminosidad débil alrededor del Sol. Es la corona. La emisión de la corona representa chorros de gas ionizado incandescente lanzados al espacio interplanetario con una velocidad del orden de varios centenares de kilómetros por segundo.

Una parte considerable de energía que se libera como resultado de los procesos operados en las entrañas del Sol lo abandona dirigiéndose en forma de radiación electromagnética al espacio universal.

El gas ionizado compuesto principalmente de electrones y protones se conoce como plasma. Habiendo sido anteriormente una extensión externa de la corona solar, la velocidad del flujo de plasma es de 300 a 400 km./s cuando las condiciones son quietas y llega a 800 km./s bajo condiciones de tormenta. Este flujo es conocido como viento solar.

La intensidad de campo magnético en el viento solar tranquilo junto a la órbita de la tierra es igual a aproximadamente varios gammas (Gamma: unidad de intensidad del campo magnético -utilizada en geomagnetismo- que equivale a una cienmilésima de oerstedio), en flujos potentes la intensidad se incrementa hasta diez gammas y a veces más. Puesto que el

sol gira, las líneas de fuerza de su campo magnético tienen la forma de las llamadas espirales de Arquímedes. Este campo tiene estructura sectorial: en unos sectores las líneas de fuerza están dirigidas desde el Sol, y en otras, hacia el Sol.

Puesto que las líneas de fuerza del campo magnético interplanetario se tuercen en espirales, resulta que al entorno de la tierra van a parar tan sólo aquellas de éstas que parten - dirigiéndose hacia nosotros- del lado occidental del disco solar. Del mismo punto proceden también los flujos de protones y electrones de alta energía. Las líneas de fuerza del campo magnético interplanetario sirven para ellos de una especie de ríeles.

### 4.3 GEOMAGNETISMO

William Gilbert, médico de la Reina inglesa Isabel V, fue el primero en declarar que el planeta Tierra representa un gran imán , descrito en su famoso libro *De Magnete*, publicado en 1600.

En 1634 el profesor de astronomía Henry Gellibrand descubrió que el campo de este imán cambia lentamente. Las variaciones del campo magnético de la Tierra en el transcurso de un período medido en decenios o más recibieron el nombre de variaciones seculares o mancha secular.

Karl F. Gauss fue el primero en describir la distribución del campo magnético terrestre en una forma matemáticamente precisa. Publicó las obras *Intensitas vis magneticae terrestris ad mesuram absolutam revocata* en 1832 y *Allgemeine Theorie des Erd magnetismus* en 1838. Gauss estableció conceptos físicos exactos de “fuerza” y de “campo de fuerza” en general, con base en un elegante esquema matemático que hoy se conoce como la “teoría del potencial”. Como resultado de sus estudios, llegó a la importante conclusión de que más del 97% de la fuerza magnética observada en la superficie de la Tierra se origina en su interior y sólo una muy pequeña parte del campo puede ser atribuida a fuentes extraterrestres.

Cabe recordar que el eje magnético forma un ángulo de  $11.5^\circ$ , con el eje geográfico de la Tierra; el ángulo entre el meridiano geográfico y el magnético se llama ángulo de declinación. Por razones de comodidad de las mediciones y del análisis, la intensidad magnética en cualquier parte se descompone en componentes vertical y horizontal. El ángulo



entre el vector de intensidad del campo magnético y su componente horizontal se llama declinación.

Más tarde los científicos se fijaron en que durante las 24 horas varían sistemáticamente las declinaciones magnéticas.

El nacimiento de la teoría científica del magnetismo terrestre está vinculado con los trabajos de Iván Mijáilovi Símonov. Observador apasionado de la conducta del campo geomagnético, llegó a la conclusión de que el planeta es un imán grande cuyos “centros” de acción (es decir, los polos) se encuentran a una distancia igual del centro de la Tierra.

Símonov, comenzó a efectuar observaciones magnéticas regulares, estableciendo una periodicidad de 27 días en los cambios de la dirección de la aguja magnética (a propósito, esta periodicidad corresponde al período de rotación del Sol alrededor de su eje).

El campo magnético de nuestro planeta no se extiende hasta el infinito, sino que está encerrado dentro de los límites de una cavidad contorneada por el viento solar, que recibió el nombre de magnetosfera.\*Su descubrimiento sirvió de punto de partida para comprender muchos procesos terrestres (geofísicos).\*

El viento solar, o sea, el gas fuertemente ionizado no es capaz de salvar el campo magnético de la Tierra que representa un obstáculo para el flujo ultrasónico del plasma solar. Cuando este flujo contornea la magnetosfera, delante de él se forma la onda de choque. Con el viento solar “apacible” el frente de la onda de choque es inmóvil respecto a la Tierra. Tiene la forma de un paraboloide.

Existen datos que muestran que ciertas orientaciones del campo magnético interplanetario conducen a una transferencia acrecentada del viento solar en la magnetosfera y/o la liberación de energía de la magnetosfera. Los cambios en la presión del plasma del viento solar sobre la frontera de la magnetosfera producen efectos similares. Estos períodos de actividad acrecentada son llamados “tormentas magnéticas” (o subtormentas para efectos más pequeños). Son períodos en los cuales la dirección y la intensidad del campo magnético medidos en la superficie terrestre fluctúan considerablemente.

Las líneas de fuerza del campo magnético de la Tierra que parten de sus casquetes polares, son llevadas por la presión del viento solar al lado nocturno del planeta donde forman una cola fusiforme muy alargada. Esta cola consta de dos tubos correspondientes a dos casquetes

polares que vienen separados por una capa neutra plana; ésta tiene su comienzo a una distancia igual a ocho o nueve radios terrestres y la intensidad del campo en su seno es próxima a cero. Por los lados distantes de la capa neutra (desde el Sol y hacia el Sol) las líneas de fuerza de la cola tienen direcciones opuestas.

La capa neutra plana es de gran interés ya que precisamente es en ella posible la irrupción directa del plasma solar caldeado susceptible de provocar auroras polares y variaciones irregulares del campo magnético.

Además de los corpúsculos solares, el espacio circun terrestre es atravesado constantemente por protones (94%) y por los núcleos de helio que se mueven a gran velocidad, así como por los núcleos de elementos más pesados cuya cantidad es insignificante. Su fuente está dispuesta fuera del sistema solar y estas partículas se denominan componente galáctica de los rayos cósmicos.

El influjo que las partículas galácticas ejercen sobre los procesos electromagnéticos dinámicos en el espacio circun terrestre es insignificante, puesto que el flujo de energía es millares de veces menor que el flujo de energía de los corpúsculos solares.

Una de las tareas principales que enfrentan los científicos es entender la esencia de los procesos fundamentalmente vinculados con la interacción del viento solar y la magnetosfera terrestre.

Es interesante mencionar que en la región de la anomalía magnética negativa mundial que abarca las latitudes tropicales del Atlántico sur, la América del sur y la parte oriental del pacífico adjunta a ésta nunca se observan ciclones tropicales.

El grado y el carácter de las variaciones del campo magnético de la Tierra de período corto dependen no sólo de las perturbaciones exteriores de origen solar y cósmico, sino también de la heterogeneidad de la corteza terrestre. En cuanto a las variaciones de largo período y seculares de las perturbaciones magnéticas, éstas por lo visto, están vinculadas con los procesos en el manto y en las capas más profundas del seno de nuestro planeta, encontrando su reflejo también en las variaciones seculares de la velocidad de rotación de la Tierra y en la migración del eje instantáneo del polo terrestre.

Como ya se menciono, la polaridad del campo magnético terrestre varía de vez en cuando con los polos magnético norte y sur cambiando de signo. Estos cambios de polaridad son

revelados por el magnetismo fósil en las rocas formadas hace mucho tiempo, porque los sedimentos que contienen rocas magnéticas se alinean con el campo magnético terrestre mientras se están formando, de modo que una vez que se han solidificado, su magnetismo remanente proporciona un valioso registro del campo magnético de la Tierra en la época en que se depositaron. Diferentes sedimentos de distintas edades se combinan para dar un panorama del cambiante magnetismo terrestre.

En 1971 un equipo de investigadores (Wollin, Ericson, Ryan y Foster) del Lamont-Doherty Geological Observatory perteneciente a la Universidad de Columbia mientras estudiaban muestras de sedimentos oceánicos (una de ellas procedente del Caribe), encontraron relaciones correlacionadas (entre el magnetismo terrestre y la temperatura) de cuatro variables distintas (durante los últimos 470 000 años): la intensidad del campo magnético terrestre, su inclinación, la temperatura deducida de los isótopos de oxígeno y la temperatura deducida de las conchas de foraminíferos. Las curvas de este estudio concordaban también con datos de muestras similares del Pacífico y del Mediterráneo, extendiendo la red alrededor del mundo.

Casi al mismo tiempo, Joseph King, investigador del Appleton Laboratory del Reino Unido descubrió que las configuraciones del campo magnético terrestre y de la circulación atmosférica concuerdan casi perfectamente.

El campo magnético de la Tierra no es tan sencillo como el de una barra imantada, y, en particular en el hemisferio norte actual hay una especie de doble "polo norte" magnético o un polo magnético de doble lóbulo. Uno de esos lóbulos de doble polo coincide casi exactamente con el centro de baja presión que domina la circulación atmosférica sobre el Atlántico norte, y tal vez por esta razón, como muestran muchos estudios, tales latitudes son especialmente sensibles a variaciones en la actividad solar. Lo realmente curioso, sin embargo, es que la configuración de la circulación atmosférica, que se puede cartografiar trazando las líneas de igual altura de la superficie isobárica de 500 hectopascales<sup>1</sup>, tiene también una estructura de doble lóbulo que casi se superpone a la estructura del campo magnético.

Goesta Wollin del mismo equipo del Lamont siguió trabajando sobre las relaciones entre el campo magnético terrestre y el clima y encontró que la clave para el análisis a corto plazo resultó ser, no la intensidad del campo magnético ni ninguna de sus componentes, sino la

velocidad de variación del mismo, tanto si aumentaba como si disminuía, descubrió que las grandes corrientes oceánicas del pacífico las cuales constituyen la mayor circulación acuática en la Tierra, son afectadas por las variaciones del campo magnético.

#### 4.4 ACTIVIDAD VOLCANICA

Como se mencionó anteriormente las variaciones climáticas a través del tiempo pueden estar relacionadas a variaciones en la intensidad solar a nivel del suelo. Estas variaciones pudieran deberse a cambios en la emisión solar (véase el punto 4.2) o cambios en la transparencia de la atmósfera. Las simulaciones más exitosas del curso de las temperaturas hemisféricas o de zona en el siglo pasado se han basado en la suposición de que la transparencia en la atmósfera clara (libre de nubes) ha variado y es en parte, como respuesta a variaciones en la turbidez volcánicamente producida.

Fue probablemente Benjamin Franklin la primera persona que sospechó de la existencia de una relación entre las erupciones volcánicas y el clima. Relacionó una disminución en la temperatura en el año de 1784 sobre Europa y Norteamérica con lo que él llamaba “una niebla universal”. Entre una de las posibles causas que merecían atención mencionaba la erupción del Hekla en Islandia, y otro cerca de él.

A partir de pruebas históricas y geológicas se ha determinado que, en Indonesia, en 1815, el volcán Tambora arrojó a la atmósfera tres veces la cantidad de polvo<sup>II</sup> que lanzó el Krakatoa siete décadas más tarde.

Con anterioridad a la erupción del Tambora habían tenido lugar una serie de erupciones menores alrededor del globo entre 1811 y 1813, de modo que la alta atmósfera -la estratosfera- estaba ya cargada antes de que el volcán indonesio estallase. El efecto acumulado hizo que 1816 se conociese en Europa como “el año sin verano”. En todas las latitudes del hemisferio norte, las temperaturas fueron aproximadamente 1° C más bajas que la media de muchos años en aquella época, y los datos de algunas regiones de Inglaterra indican una temperatura media de verano de 3° C por debajo de la normal. Las cosechas se perdieron a ambos lados del Atlántico. Todo ello pone de manifiesto no sólo la sensibilidad

---

<sup>I</sup> El Pascal es la unidad de presión en el sistema internacional y es igual a un newton por metro cuadrado. El hectopascal vale 100 pascales y coincide con el antiguo milibar.

<sup>II</sup> Basada en el “índice de velo de polvo (IVP)” propuesto por Hubert Lamb en 1970 que define la erupción del Krakatoa en 1883, con 1000 unidades de tal índice.

de la máquina atmosférica a las erupciones volcánicas, sino también la influencia en la agricultura de un descenso en las temperaturas estivales de un par de grados.

Algunos climatólogos sostienen que el polvo en la atmósfera puede por sí solo causar el comienzo de una glaciación. Su argumento queda algo debilitado por el hecho de que los ritmos de Milankovic expliquen tan bien la pauta de fluctuaciones de la reciente glaciación, pero hay algunas pruebas geológicas de que las épocas de gran cobertura nivosa sobre el suelo fueron también épocas de actividad volcánica en aumento, pues el polvo de los volcanes, cuando al fin se sedimenta, deja una capa detectable en las rocas que puede datarse bien.

Sólo cierta cantidad del calor incidente que parece que se pierde es realmente devuelto al espacio por el polvo. Una parte del calor se invierte en calentar el propio polvo, tanto en la estratosfera como en la troposfera y otra parte es dispersada hacia un lado, de modo que aún llega a alcanzar el suelo aunque no procede directamente del disco solar, lo cual es en realidad lo que las medidas de radiación solar registran. Si la emisión solar disminuyera un 1%, la temperatura media en la superficie del suelo descendería aproximadamente 1.5 a 2° C. Bryson y Goodman (Science, 1980) señalan que durante períodos históricos en los que la disminución medida de la radiación solar directa había sido de un 5%, su estima del enfriamiento de la superficie de la Tierra había sido en menos del 1% y no casi de 10% (suficiente para desencadenar una nueva glaciación), debido a que la disminución de la radiación queda casi compensada por el aumento de radiación indirecta o difusa, dispersada lateralmente por el polvo (estos cálculos se refieren no sólo al polvo volcánico en la atmósfera, sino también a polvo debido a actividades humanas. Este no afecta el argumento sobre la dispersión lateral y la influencia efectiva de un volcán sobre el clima).

Mientras que durante los 150 años anteriores a 1912 los volcanes entraron en erupción en una gran explosión detrás de otra en el hemisferio norte, desde 1912 han estado relativamente tranquilos. Lo anterior ha sido relacionado con el calentamiento global en el siglo XX.

Los volcanes producen también grandes cantidades de gases, entre ellos óxidos de azufre, que reaccionan con el agua para producir ácido sulfúrico, y otras gotículas, que pueden penetrar en la estratosfera como una fina neblina ocultando el Sol. Sin embargo, el efecto es el mismo: las erupciones más grandes, las que tienen mayor IVP en la escala de Lamb, siguen siendo las más importantes en términos climáticos, tanto si lo que actúa es el polvo, el ácido sulfúrico o ambos conjuntamente.

Lamb confirmó que muchos de los más fríos y lluviosos veranos en Gran Bretaña, Norteamérica y Japón han sido como los de 1816 (un año después de la erupción del Tambora) y 1784 (mencionado por Benjamin Franklin), “años de polvo volcánico”. Sin embargo el mismo no afirma que la variación del IVP sea responsable de todos los cambios climáticos de los pasados tres o cuatro siglos. Sugiere que “el polvo volcánico no es la única - y probablemente ni siquiera la más importante- causa de variación climática dentro del período estudiado”.

Existen algunas relaciones descubiertas por Mick Kelly y sus colegas de la Universidad de East Anglia. Buscando variaciones regulares en el IVP y el clima descubrieron que ambos muestran un ciclo de 7 a 8 años de duración. No es probable que dos de tales ciclos fueran acompañados simplemente por casualidad dentro del período estudiado (de 1725 a 1950) y este descubrimiento por sí solo reafirma la idea de que la cambiante actividad volcánica influye sobre el clima. El ciclo volcánico de 7 a 8 años también debe estar relacionado con una fluctuación semejante y conocida en la rotación de la tierra, a lo largo de la cual la duración del día primero aumenta y después disminuye en una fracción de segundo. Es bastante razonable suponer que los bamboleos de la Tierra pudieran desencadenar erupciones volcánicas y, por tanto, influyeran en el tiempo, aun si se tratara de bamboleos pequeños. En 1976 Kelly junto con Lamb, mencionan en Nature un descubrimiento curioso: un ritmo de 180 años en la actividad volcánica como resultado de las variaciones de la tensión de marea que actúa sobre la Tierra. El ciclo de 180 (ó 179) años está relacionado también en los registros de actividad solar (sección 4.2).

En 1980, el danés C.U. Hammer y su grupo del laboratorio de Copenhague, encontraron en varios cilindros de hielo groenlandés que el registro de acidez muestra que la actividad volcánica persistente el norte de 20° S ha sido una importante pero no la única causa de fluctuaciones climáticas de hasta varios cientos de años de duración en latitudes medias y altas del hemisferio norte durante los pasados 10,000 años. Las variaciones de acidez no sólo concuerdan con las variaciones de temperatura de las muestras de Groenlandia, sino con variaciones estimadas a partir de anillos de árboles y con la serie más larga de temperaturas y cálculos de temperatura en el centro de Inglaterra.

La hipótesis del volcán humano (contaminación producida por la humanidad que pasa a la atmósfera en forma de polvo) todavía espera ser aceptada, pero la opinión de los expertos hoy por hoy sostiene que, aunque el polvo antropogénico puede tener su importancia en el

enfriamiento del globo, no es todavía muy significativo como el velo de polvo de las erupciones volcánicas. Parece improbable, no obstante, que el efecto del volcán humano esté produciendo un calentamiento neto de la tierra; cualquiera que sea su efecto, debe ser un enfriamiento, aún cuando tal vez no sea tan grande.

Algunos autores sugieren que las variaciones a niveles hemisféricos y tal vez mundiales de la actividad volcánica pueden ser importantes en la escala de varios años a varios milenios. En una escala de tiempo de decenios y siglos, los pequeños cambios climáticos se explican mejor que de ninguna otra manera mediante una combinación del polvo volcánico y las influencias solares en la estratosfera.

## **4.5 EL NIÑO**

El niño (EN) es una manifestación regional de la interacción entre las componentes del sistema climático (océano, atmósfera y litosfera). Se caracteriza por el aumento de la temperatura oceánica en el pacífico ecuatorial cerca de las costas de Perú y Ecuador, donde el cambio de la circulación vertical del océano ocasiona una disminución de la fertilidad para muchas especies marinas.

El fenómeno EN fue bautizado por los pescadores de Perú y Ecuador debido a que causa una disminución en la pesca de tales países, y se presenta cerca de la Navidad. Por ello, al fenómeno se le denominó El Niño en alusión al Niño Jesús.

Asociados con EN podemos mencionar a los siguientes fenómenos geofísicos y astronómicos: actividad solar, actividad volcánica, circulación estratosférica, circulación oceánica y la oscilación del sur (OS).

A la actividad solar nos referimos en el punto 4.2. En el punto 4.4 se explican la relación entre la actividad volcánica y el clima a ello se pueden agregar varias precisiones. La

actividad observada durante las erupciones en 1982 y 1991, de los volcanes El Chichonal en México y El Pinatubo en Filipinas respectivamente causaron un bloqueo en el flujo radiativo de más del 15% en la banda ecuatorial (tropical) durante uno o varios años. “Casualmente” al igual que las perturbaciones de la claridad, en 1982 y 1992 los eventos EN fueron los más intensos y largos del siglo.

Por otro lado la actividad geotérmica, que también está asociada a la teoría de placas y la deriva continental, varía en el tiempo. Aunque no está bien documentada su variación, los modelos de generación de placas señalan que cada año en promedio se depositan en el fondo oceánico más de  $5 \text{ km}^3$  de magma. Algunos investigadores estiman que este fenómeno y su aporte de calor del fondo oceánico tienen una variación temporal y, por lo tanto podría ser una causa del comienzo de EN.

En cuanto a la circulación atmosférica es importante mencionar que los vientos son producidos por diferentes fuerzas como: la gravedad, presión, densidad y coriolis, que actúan sobre la atmósfera. Estas fuerzas son causadas por los siguientes fenómenos: 1) la rotación terrestre, 2) la radiación solar, 3) distribución de calor y humedad y 4) la distribución de las masas continentales.

Esquemas simplificados de la circulación atmosférica nos muestran celdas de Hadley semipermanentes, por ejemplo: en la superficie el aire converge hacia el ecuador, después asciende y posteriormente diverge hacia latitudes mayores y finalmente desciende en latitudes medias, para cerrar una de las celdas de flujo.

El aire superficial que converge hacia el ecuador debido al efecto de coriolis, y de conservación de la cantidad de movimiento tiene una fuerte componente hacia el oeste. A estos vientos se les conoce como alisios o vientos del este ya que provienen precisamente desde esa dirección.

Además de las fuerzas que obran sobre la atmósfera, sobre el océano actúan las fuerzas cortantes que el viento genera sobre la superficie del agua. Las principales corrientes oceánicas están asociadas a celdas semipermanentes de alta presión atmosférica.



Como ya se mencionó en el punto 3.1.1 la oscilación del sur (OS) es un fenómeno global. Los cambios de presión en superficie se manifiestan también como cambios de temperatura en los mismos meses y regiones. Además se presentan cambios en la circulación atmosférica; los vientos del este oscilan en su magnitud en toda una capa que se extiende desde la superficie hasta los 30 km. de altura. Asociado con El Niño forman el llamado Fenómeno de El Niño – Oscilación del Sur (FENOS, consultar el punto 3.1.1), donde la componente oceánica la constituye El Niño y la Oscilación del Sur es la componente atmosférica.

Según los investigadores dedicados a modelar el sistema océano – atmósfera, el FENOS se manifiestan del siguiente modo:

Disminuyen los vientos del este y con ellos disminuye el transporte de agua caliente al Oeste.

Se generan ondas de Kelvin que viajan al este – a unos 250 km./día- favoreciendo el aumento del espesor de la capa superficial de agua caliente y el transporte hacia el este.

Las ondas que arriban a las costas de Perú y Ecuador se reflejan hacia el centro del Pacífico, pero viajan a 100 km./h, estas ondas trasladan la zona de aguas calientes de nuevo al oeste y finalmente más al oeste.

Este empuje de la zona caliente hacia el oeste permite que las aguas frías se presentes frente a las costas de Latinoamérica. A esta fase del FENOS se le conoce como La Niña.

CAPITULO 5

TÉCNICAS ESPECTRALES

5.1 SERIES DE TIEMPO Y ESPECTROS

El proceso de modelado de series de tiempo es un proceso el cual puede ser simple o complejo, dependiendo de las características de la serie muestra disponible, del tipo de modelo a usar y de la técnica seleccionada de modelado.

En general, el modelado de series de tiempo puede ser organizado en las siguientes etapas (Box & Jenkins, 1970):

1. La selección del tipo de modelo,
2. La identificación de la forma del modelo,
3. La estimación de los parámetros del modelo y
4. La revisión del modelo

Una serie **meteorológica** puede ser definida como:

$$X(t) = X_0, X_1, X_2 \dots X_N$$

Donde  $X_0, X_1, X_2$ , etc. son observaciones sucesivas de un parámetro meteorológico dado a intervalos igualmente espaciados en el tiempo:  $0, \Delta t, 2\Delta t$ , etc. La serie completa consiste de  $N+1$  observaciones y cubre un período  $T$  ( $T = n\Delta t$ ). Dado que normalmente interesa saber cómo varía  $X(t)$  de la normal, es una práctica común definir la serie en términos de las variaciones con respecto al valor medio que se define como:

$$\bar{X} = \frac{\sum_{n=0}^N X_n}{N + 1} \tag{5.1}$$

De tal manera que,

$$X(t) = (\bar{X} + x_0) + (\bar{X} + x_1) + (\bar{X} + x_2) + \dots + (\bar{X} + x_N)$$

donde  $x_0, x_1, x_2, \dots, x_N$ , son las desviaciones de cada una de las observaciones sucesivas con respecto a la media, y pueden ser positivas o negativas.

La varianza de la serie está entonces definida por:

$$\sigma^2 = \frac{\sum_{n=0}^N x_n^2}{N+1}$$

(5.2)

El valor  $\sigma^2$  es la medida estándar de la variabilidad de cualquier grupo de observaciones. Esta varianza puede ser el producto de variaciones periódicas bien entendidas (e.g. el ciclo anual) o de otras fluctuaciones las cuales pueden o no ser aleatorias. El uso de la medida de la varianza es de central importancia para el estudio de los productos del análisis espectral.

Así el análisis espectral (AE) es un aspecto importante del análisis de series de tiempo y está relacionado con la característica central de todos los modelos de series de tiempo, la cual es la existencia de un espectro por el cual la serie de tiempo es descompuesta en una combinación lineal de senos y cosenos.

El análisis de series de tiempo está principalmente relacionado con el estudio de las variaciones en el tiempo de procesos físicos. Se supone que las funciones observadas o las series de tiempo caracterizan alguna faceta interesante del proceso y que un análisis de la serie de tiempo proveerá información útil acerca de este aspecto.

Las suposiciones más importantes hechas sobre una serie de tiempo son que el proceso estocástico es estacionario y que un proceso estacionario puede ser descrito adecuadamente

por los momentos menores de sus distribuciones de probabilidad. Los momentos menores incluyen a la media, la varianza, la función de covarianza y la Transformada de Fourier de la función de covarianza, es decir, el espectro de potencia.

Una serie estacionaria es aquella que está en equilibrio estadístico, en el sentido de que no contiene tendencias, mientras una serie no estacionaria es aquella en la que sus propiedades cambian con el tiempo.

La mayoría de los métodos que tratan con series de tiempo no estacionarias se basan en técnicas que remueven o filtran la parte no estacionaria, dejando solo una serie que puede ser tratada como serie estacionaria.

### 5.1.1. LA FUNCIÓN DE AUTOCOVARIANZA Y EL ESPECTRO

Si el tamaño de la observación  $X_t$  no está influenciado por el tamaño de  $X_{t-1}$ ,  $X_{t-2}$  se puede estimar la función de autocovarianza como:

$$C(u) = \frac{1}{N} \sum_{t=1}^{N-u} (X_t - \bar{X})(X_{t+u} - \bar{X}) \quad (5.3)$$

La gráfica  $C(u)$  vs  $u$  es llamada la función muestra de autocovarianza. La función muestra de autocorrelación está definida por:

$$r(u) = \frac{C(u)}{C(0)}$$

Generalmente la función de autocorrelación<sup>1</sup> es usada como un paso intermedio en la estimación del espectro.

Si la serie de tiempo  $X_t$  consiste de una mezcla de varias curvas cosenoidales con frecuencias  $f_i$  y amplitudes  $a_i$ , que se puede expresar como:

$$X_t = a_i \cos(2\pi f_i t + \phi) \tag{5.4}$$

la varianza es:

$$C(0) = \sum \frac{1}{2} a_i^2 \tag{5.5}$$

Si  $X_t$  es una serie de tiempo estacionaria, la varianza del proceso estocástico correspondiente puede ser descompuesto en las contribuciones de un rango continuo de frecuencias de acuerdo a:

$$\sigma^2 = C(0) = \int_{-\infty}^{\infty} \Gamma(f) df \tag{5.6}$$

donde  $\Gamma(f)$  es llamado el espectro de potencia del proceso estocástico. Así  $\Gamma(f) df$  es una medida aproximada de la potencia promedio o varianza en la banda de frecuencia  $f$  a  $f + df$ .

El espectro y las funciones de covarianza estan relacionadas por medio de la Transformada de Fourier, de tal modo que:

$$\Gamma(f) = \int_{-\infty}^{\infty} C(u) \cos 2\pi fu du \tag{5.7}$$

y por lo tanto el conocimiento de la función de autocovarianza del proceso es equivalente al conocimiento del espectro del proceso. Sin embargo en el análisis de un registro de longitud finita el espectro es preferible a la función de autocovarianza. En primer lugar, porque las estimaciones del espectro para frecuencias vecinas son aproximadamente independientes y

<sup>1</sup> La función de auto correlación es útil en algunas situaciones debido a que muestra una imagen visual de la manera en la cual la dependencia en la serie se desvanece con el desplazamiento o la separación  $u$  entre puntos de la serie.

por lo tanto la interpretación del espectro muestra es generalmente más fácil que la función muestra de autocovarianza. En segundo lugar y más importante, en muchos problemas físicos el espectro es de interés físico directo.

## 5.2 FILTROS DIGITALES

Aunque es necesario suponer que un proceso estocástico es estacionario para describirlo mediante su espectro, en la práctica *la suposición "estacionaria" no presenta serios problemas*. Esto se debe a que el espectro **aísla** las contribuciones de la serie que pueden ser atribuidas a diferentes bandas de frecuencia. Un proceso no estacionario generalmente se caracteriza por la presencia de una gran potencia a bajas frecuencias. Sin embargo en muchas aplicaciones prácticas, la información de interés puede estar en las frecuencias altas. En tales casos lo que se necesita es filtrar los componentes no estacionarios a bajas frecuencias y usar la serie remanente para el análisis espectral.

## 5.3 MODELOS PARAMÉTRICOS DE SERIES DE TIEMPO

En muchos problemas, tales como aquellos donde se requiere predecir valores futuros de la serie, es necesario construir un modelo paramétrico para la serie de tiempo. Para ser de utilidad, el modelo debe ser físicamente significativo e involucrar tan pocos parámetros como sea posible.

Dado que una de las clasificaciones de los modelos para series de tiempo es en paramétricos y no paramétricos. Se considera que para los modelos no paramétricos (tales como el espectro y la función de autocorrelación) se requiere un número efectivamente infinito de parámetros para especificar el proceso, mientras que para ajustar un modelo paramétrico solo se necesita estimar un pequeño grupo de parámetros de los datos.

Ya que el análisis espectral es una aproximación no paramétrica su utilidad en el área de construcción de modelos es limitada. Sin embargo, es algunas veces útil como herramienta exploratoria para sugerir modelos que puedan ajustarse paraméricamente.

Una vez que las frecuencias son determinadas o como sucede en muchos casos en los que el problema de interés está tan bien definido que enteramente se puede eliminar el paso preliminar, entonces el problema de estimación de frecuencias se transforma en un problema de estimación de parámetros. El último es manejado más adecuadamente usando la teoría de estimación estadística (Kendall & Stuart, 1979).

Por último uno de los varios propósitos de los modelos para series de tiempo es la predicción. Por predicción se entiende la estimación de valores futuros  $X(t+T)$  de la serie de tiempo en algún rango futuro  $0 \leq T \leq l$  de valores de la serie por encima de e incluyendo a t.

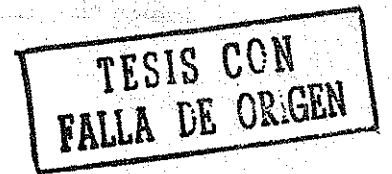
## 5.4 ANÁLISIS DE FOURIER

El análisis espectral incluye dos aproximaciones teóricas muy importantes, el análisis estadístico de series de tiempo y los métodos que utilizan análisis de Fourier.

Entre las importantes aplicaciones en las que se pueden utilizar las técnicas analíticas de Fourier es de nuestro interés especial la que se relaciona con aproximaciones de funciones (o series) no periódicas. Periódico significa que hay un número T, llamado el periodo de la función, tal que:

$$s(t) = s(t + T)$$

para toda T.



### 5.4.1 SERIE FINITA (DISCRETA) DE FOURIER

Considerando el planteamiento propuesto por Jenkins & Watts (1974), se puede demostrar que una señal continua  $s(t)$  de duración T especificada a intervalos discretos  $\Delta$  [esto produce  $N=T/\Delta$  valores muestra  $s_r$ , donde  $s_r = s(t = r\Delta)$ ] y expandida en términos de funciones periódicas, se representa en forma compleja como:

$$\tilde{S}(t) = \sum_{m=-n}^{n-1} S_m e^{i(2\pi mt / N\Delta)}$$

(5.8)

donde  $S_m$  representa las amplitudes complejas:

$$S_m = R_m e^{-i\phi_m} = A_m - iB_m, i^2 = -1 \quad (5.9)$$

y  $n=N/2$ ,  $S_{-m}=S_m^*$ , el asterisco denota un complejo conjugado. Similarmente las amplitudes se expresan como:

$$S_m = \frac{1}{N} \sum s_r e^{-i(2\pi mr/N)}, \quad -n \leq m \leq n-1 \quad (5.10)$$

El valor medio de los cuadrados o potencia promedio (Parseval's Theorem) de la señal  $s_r$  es expresado de la siguiente manera:

$$\frac{1}{N} \sum_{r=-n}^{n-1} s_r^2 = \sum |S_m|^2 \quad (5.11)$$

Esta importante ecuación muestra que las frecuencias componentes de la serie de tiempo contribuyen con su potencia en forma aditiva a la potencia total de  $s(t)$ . Esto es, que no hay interacción entre las diferentes armónicas componentes en el sentido de que la cantidad de potencia con que contribuye una armónica es independiente de las amplitudes, fases y frecuencias de las otras armónicas que forman la serie de tiempo.



La potencia a cada frecuencia, como una función de frecuencia es llamado el espectro de frecuencia de la serie de tiempo. El espectro de frecuencia exhibe todos los matices y variaciones de la potencia con respecto a la frecuencia. Estas variaciones a menudo tienen importantes interpretaciones para series de tiempo físicas.

En las aplicaciones reales se comienza con una serie de tiempo de una variable física y se supone que la serie de tiempo se puede caracterizar por medio de un modelo matemático. Cada modelo tendrá un espectro de potencia bien definido con propiedades similares a las de las series de tiempo elementales. El logro principal del análisis espectral es descomponer la potencia de la serie dada en sus componentes armónicas o, para ser más preciso, estimar el espectro de potencia de los datos disponibles. El espectro estimado puede entonces usarse para obtener información acerca del (los) mecanismo(s) que generó los datos.

#### 5.4.2 SERIES DE FOURIER

Si se requiere una representación de Fourier de una señal continua en el periodo  $T$  (o intervalo  $-T/2$  a  $T/2$ ). Esto es, que el intervalo de muestreo tienda a cero, de manera que los coeficientes  $S_m$  se representen como:

$$S_m = \frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} s(t) e^{-i(2\pi m t/T)} dt \quad (5.12)$$

y la señal como:

$$s(t) = \sum_{m=-\infty}^{\infty} S_m e^{i(2\pi m t/T)} \quad (5.13)$$

además el Teorema de Parseval entonces establece que:

$$\frac{1}{T} \int_{-T/2}^{T/2} s^2(t) dt = \sum_{m=-\infty}^{\infty} |S_m|^2 \quad (5.14)$$

la anterior ecuación establece que el promedio del cuadrado de la señal periódica continua  $s(t)$  puede ser descompuesto en un número infinito de contribuciones de las armónicas  $f_m = m/T$ , de  $m = -\infty$  a  $m = \infty$  de la frecuencia fundamental  $1/T$ .

### 5.4.3 INTEGRALES DE FOURIER

Finalmente si  $T \rightarrow \infty$  la señal  $s(t)$  está definida sobre el intervalo  $-\infty \leq t \leq \infty$ , se define de la siguiente manera:

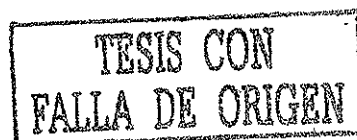
$$s(t) = \int_{-\infty}^{\infty} S(f) e^{i2\pi ft} df \quad (5.15)$$

y en consecuencia las amplitudes:

$$S(f) = \int_{-\infty}^{\infty} s(t) e^{-i2\pi ft} dt \quad (5.16)$$

La función  $S(f)$  es llamada la Transformada de Fourier de  $s(t)$ . Por último la relación de Parseval para el caso del intervalo infinito se puede escribir como:

$$\int_{-\infty}^{\infty} s^2(t) dt = \int_{-\infty}^{\infty} |S(f)|^2 df \quad (5.17)$$



Físicamente, la Transformada de Fourier  $S(f)$  representa la distribución de la fuerza o energía de la señal de acuerdo a la frecuencia, esto es, es una función de densidad.

## 5.5 LONGITUDES FINITAS DE REGISTRO (EFECTO DE VENTANA)

En la práctica es únicamente posible obtener longitudes finitas de registro y aún estas a veces cuentan con discontinuidades. Así, se han ideado varias herramientas para disminuir su efecto.

La operación de tomar una longitud finita de registro es equivalente a multiplicar una señal continua de longitud infinita por una ventana convenientemente elegida de tal forma que dentro de la ventana la señal tome valores y fuera de ella su valor sea nulo.

$$S_T(t) = s(t) w(t) \tag{5.18}$$

donde:

- $S_T$  es la señal de longitud finita,
- $s(t)$  es la señal continua de longitud "infinita" y
- $w(t)$  es la ventana seleccionada.

De tal forma que la transformada de  $S_T(t)$  es la convolución de las transformadas  $s(t)$  y  $w(t)$ :

$$S_T(f) = \int_{-\infty}^{\infty} S(g) W(f - g) dg \tag{5.19}$$

La forma de la ventana  $w(t)$  como se mencionó debe ser razonablemente elegida de modo que produzca una ventana espectral  $W(f)$  que tienda a una función delta<sup>II</sup> centrada en  $g=f$  y de tal forma que  $S_T(f)$  tienda a  $S(f)$  y por lo tanto la componente de la transformada a la frecuencia  $f$  pueda ser enteramente determinada.

La habilidad para encontrar (o escoger) picos de frecuencias depende tanto del ancho como de la forma de la ventana. Actualmente se cuenta con diferentes formas de ventana o filtros que ayudan a aumentar la resolución de las estimaciones de frecuencia.

En general, si se usan ventanas rectangulares y se desean separar dos picos localizados a las frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  es necesario usar una longitud de registro  $T$  del orden:

$$T \geq \frac{1}{f_2 - f_1}$$

Y para ventanas no rectangulares, los anchos deben ser más grandes que  $2/(f_2-f_1)$  para poder distinguir los picos.

Lo cual nos muestra la importancia de la longitud de registro  $T$  (en los casos en los que solo se dispone de longitudes finitas de registro de la serie de tiempo o está presenta discontinuidades en su registro) para poder determinar las frecuencias más importantes que contribuyen a definir el problema físico.

---

<sup>II</sup> En general una Función delta puede ser definida como una secuencia de funciones  $\delta_n(t)$  tal que:

$$\int_{-\infty}^{\infty} \delta_n(t) dt = 1, \text{ para toda } n,$$

y en el límite conforme  $n$  tiende a  $\infty$ ,

$$\delta(t) = \begin{cases} 0, & t \neq 0 \\ \infty, & t = 0 \end{cases}$$

CAPITULO 6

MODELO DE PRONÓSTICO CLIMÁTICO

De acuerdo a lo anteriormente mencionado el AE nos permite expresar en el dominio de la frecuencia procesos que generalmente ocurren en el espacio o tiempo. Sin embargo el AE tiene entre sus limitaciones a las siguientes: las series de tiempo por lo general son registros discretos, pueden ser de longitud corta y es posible que dentro de la serie completa existan discontinuidades. Estas limitaciones influyen en la resolución de la estimación, por lo que se han hecho varios intentos para superar estos obstáculos sin aún haber obtenido los resultados deseados. Como una alternativa (siempre buscando el mejoramiento de las estimaciones) se utilizará el método propuesto por Sánchez-Sesma en 1998.

6.1 PLANTEAMIENTO DEL MÉTODO

En primer término se considera la transformada de Fourier cuya definición es la siguiente:

$$\mathfrak{F}\{f(t)\} = \int_{-\infty}^{\infty} f(t) e^{-i\omega t} dt \tag{6.1}$$

Se debe tener asimismo en cuenta que la serie tiene una longitud finita, esto es, contiene información sólo dentro de una ventana temporal  $[t_1, t_2]$ , por lo tanto para estas condiciones la ecuación anterior se puede expresar de la siguiente forma:

$$\mathfrak{F}\{f(t)\} = \tilde{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)v(t) e^{-i\omega t} dt \tag{6.2}$$

Donde  $v(t)$  toma los valores:

$$v(t) = \left\{ \begin{array}{l} 1 \quad \text{si } (t_1 < t < t_2) \\ 0 \quad \text{(para cualquier otro valor)} \end{array} \right\}$$

Si se supone que la serie de tiempo puede ser expresada como la suma de muchas series más simples que tienen la forma de sinusoides regulares de diferentes amplitudes, longitudes de onda y fases, el espectro calculado con la expresión (6.1) puede ser expresado como una combinación lineal de espectros correspondientes a funciones cosenoidales (recuérdese que la función coseno puede expresarse como una función seno desfasada en  $\pi/2$  radianes), esto es, la expresión (6.1) se expresa como:

$$\tilde{F}(\omega) = \sum_{k=1}^{N_f} \rho_k \mathcal{S}\{\cos(\omega_k t + \varphi_k)\} + E(\omega) \quad (6.3)$$

Donde las variables  $\rho_k$ ,  $\omega_k$ ,  $\varphi_k$  se asocian a la componente  $k$  de las  $N_f$  posibles.  $E(\omega)$  es el error de la estimación para la frecuencia  $\omega$ .

## 6.2 CÁLCULO DE PARÁMETROS

El procedimiento a continuación descrito se utiliza para el cálculo de los parámetros:

- Se calcula el espectro de potencias con el fin de determinar aquellas frecuencias que más contribuyan a la variación total (que corresponden a las máximas densidades espectrales) en la serie de tiempo<sup>1</sup>.
- La ecuación (6.3) es usada para establecer las ecuaciones lineales para cada una de las  $N_f$  frecuencias y se resuelven para las amplitudes  $\rho_k$  y las fases  $\varphi_k$ .
- Se resuelve el sistema de ecuaciones resultante, que es un sistema de ecuaciones sobredeterminado, utilizando el procedimiento de mínimos cuadrados.
- El espectro de frecuencias resultante de la serie de tiempo en cuestión –sin el efecto de ventana- puede entonces ser expresado (de manera aproximada) con la expresión:

$$\tilde{F}(\omega) = \sum_{k=1}^{N_f} \rho_k \delta(\omega - \omega_k) e^{-i(\omega_k t + \varphi_k)} + E(\omega) \quad (6.4)$$

<sup>1</sup> El análisis espectral es la división de la variación en una serie de tiempo en componentes de acuerdo a la duración o longitud de los intervalos dentro de los cuales ocurre la variación.

## 6.3 DISCRETIZACIÓN DEL MÉTODO

### 6.3.1 INTERPOLACIÓN TEMPORAL DE LA SERIE

Recuérdese que el efecto de las limitaciones antes descritas es la pobreza en la resolución, por lo tanto para aumentar la resolución de la definición espectral en el dominio de las frecuencias se considerará la fórmula de interpolación de Whittaker en el dominio de tiempo, [ Jenkins & Watts, 1974 ] cuya fórmula es la siguiente:

$$f(t) = \sum_{j=1}^{N_d} f_j \frac{\text{sen}(t-t_j)\pi/\Delta}{(t-t_j)\pi/\Delta} \quad (6.5)$$

### 6.3.2 DETERMINACIÓN DEL ESPECTRO DE FRECUENCIAS

Si se define  $f_w = f(t) v(t)$  entonces se puede expresar la transformada de Fourier considerando cada una de las ventanas de información como:

$$\tilde{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} f_w(t) e^{-i\omega t} dt \quad (6.6)$$

y se sustituye la fórmula interpolación propuesta por Whittaker en la ecuación anterior resultando,

$$\tilde{F}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega t} \sum_{j=1}^{N_d} f_j \frac{\text{sen}(t-t_j)\pi/\Delta}{(t-t_j)\pi/\Delta} dt \quad (6.7)$$

por lo tanto, en la ecuación anterior se está extendiendo la información en aquellos partes de la serie que tiene "huecos", si en esta ecuación se intercambia el orden de la sumatoria e integración se obtiene:

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

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

(6.8)

definiendo la variable auxiliar  $\tau = t - t_j$  la ecuación anterior en su forma desarrollada se expresa como:

$$\tilde{F}(\omega) = \sum_{j=1}^{N_d} f_j e^{-i\omega t_j} \int_{-\infty}^{\infty} e^{-i\omega \tau} \frac{\text{sen}(\tau\pi/\Delta)}{(\tau\pi/\Delta)} dt$$

(6.9)

Al integrar obtenemos:

$$\tilde{F}(\omega) = \Delta \sum_{j=1}^{N_d} f_j e^{-i\omega t_j}$$

(6.10)

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



### 6.3.3 ALGORITMO DE APLICACIÓN

Una vez establecido el método propuesto su aplicación se realiza por medio del siguiente algoritmo cuyas instrucciones son:

1. El espectro de potencias de la información disponible se obtiene con la ecuación (6.10).
2. Con el espectro de potencias calculado se localizan aquellas frecuencias que más contribuyen a la varianza de la serie.
3. Las incógnitas  $\rho_k$  y  $\phi_k$  para cada frecuencia  $\omega_k$  se determinan mediante un sistema de ecuaciones sobredeterminado en las  $N_f$  frecuencias utilizando un ajuste lineal por mínimos cuadrados.
4. Se calcula entonces el espectro usando la ecuación (6.4).

CAPITULO 7

## APLICACIÓN Y EVALUACIÓN DEL MÉTODO DE PRONÓSTICO

Antes de comenzar la disertación sobre los resultados tomando como base la reducción en porcentaje es conveniente que se definan algunos términos:

*El ajuste de curvas se puede definir como un intento por describir la varianza de la función "y" mediante una expresión matemática. Si el ajuste es perfecto, la varianza de los datos dados  $\sigma_y^2$  y de la contraparte analítica son idénticos. Entonces es posible formular un criterio matemático del éxito del ajuste de la curva mediante la definición de la varianza "izquierda" o left variance, (ESSENWANGER, 1976):*

$$\epsilon_L^2 = \sum (y_i - y_{ai})^2 / N$$

La **varianza explicada** (explained variance) es entonces:

$$\epsilon_E^2 = \sigma_y^2 - \epsilon_L^2$$

La **medida** se define en consecuencia como:

$$Z_R^2 = 1 - \frac{\epsilon_L^2}{\sigma_y^2}$$

que puede ser llamada **reducción**, y la siguiente expresión:

$$Z_{PR}^2 = Z_R^2 \cdot 100\%$$

es entonces la **reducción en porcentaje**.

## 7.1 PRECIPITACIÓN

El programa realizado en Lenguaje Fortran por Sánchez-Sesma (1998) para el cálculo del espectro de frecuencias consiste en localizar entre las bajas frecuencias aquellas de mayor densidad espectral siguiendo siempre el orden de menor a mayor, al ser localizada tal frecuencia comienza el proceso de búsqueda de la siguiente frecuencia filtrándose la frecuencia anterior, así en adelante hasta localizar aquellas frecuencias que más contribuyan a la variabilidad de la serie. El programa tiene la posibilidad de procesar la lluvia mensualmente, bimestralmente, semestralmente, anualmente, etc., por lo que se tiene la versatilidad de escoger el período de acumulación de interés.

### 7.1.1 APLICACIÓN A LA REPÚBLICA MEXICANA

El período base (del que se extraen las frecuencias de mayor densidad espectral que sirven al pronóstico) que se consideró para las corridas del programa comienza en 1931 y termina en 1981, de 1982 (a 1989) en adelante comprende el período de pronóstico. Ya que se utilizó un método basado en la transformada de Fourier se restringió a 23 el número de componentes, debido a que, partiendo de la hipótesis, de que las variables climáticas estarían dominadas por oscilaciones cuasiperiódicas, no sería necesario incluir un número considerablemente grande de frecuencias.

Conviene señalar que, los climas tropicales en México se distinguen por pertenecer a una zona de gran *inestabilidad* y donde se concentra la lluvia en cortas temporadas. Más del 80% de las precipitaciones se registran entre fines de junio y principios de octubre. La lluvia oscila fuertemente en el territorio y puede alcanzar de entre menos de 200 milímetros (diarios) o elevarse a 500-600 mm, muy concentradas en el tiempo. De hecho, sólo el 3% de la superficie recibe más de 2000 mm anuales y asimismo solamente un 23% alcanza más de 1000 mm por año<sup>1</sup>. Lo anterior aunado a lo descrito en el punto 3.2 nos dan una idea de la variabilidad de la precipitación en México y del intenso trabajo de investigación pendiente por desarrollar. Por lo tanto, es de suma importancia desarrollar y evaluar métodos para predecir las variaciones climáticas en México, que traen consigo enormes pérdidas económicas y sociales. Igualmente importante lo es preparar y difundir la información acerca de tales variaciones y las posibilidades de su pronóstico.

Para conocer qué tan predecible puede ser el clima en México se decidió aplicar el método propuesto a registros de precipitación en México y evaluar su ajuste. Para aplicar el método

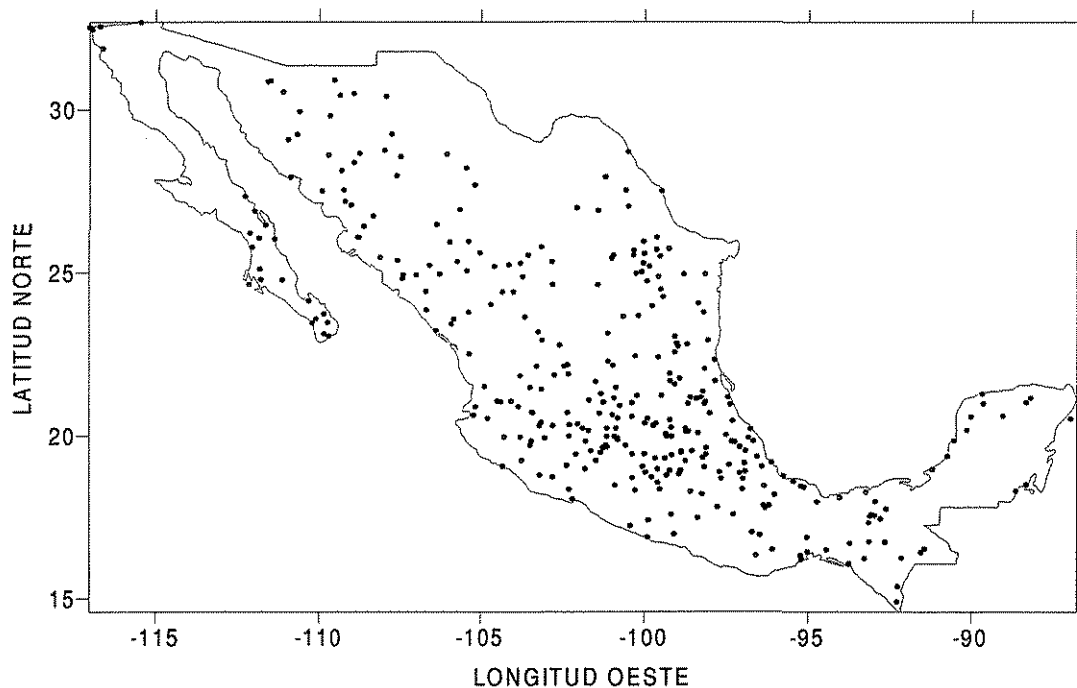
---

<sup>1</sup> Esta lluvia esta referida solo a las porciones tropicales de México y no a nivel nacional. (Bassols Batalla, 1990).

a la precipitación que se registra en la República Mexicana era necesario contar con una base de datos de esta variable con series de tiempo lo suficientemente largas que, hipotéticamente, pudieran contener las fluctuaciones más importantes a estudiar y, de ser posible, encontrar vínculos con fenómenos físicos conocidos.

La base de datos de precipitación utilizada se obtuvo a partir de mensuales de precipitación acumulada durante el período 1931-1989 de 341 estaciones (gráfica 7.1.) proporcionada por el Ing. Javier Espinosa Cruickshank del Servicio Meteorológico Nacional.

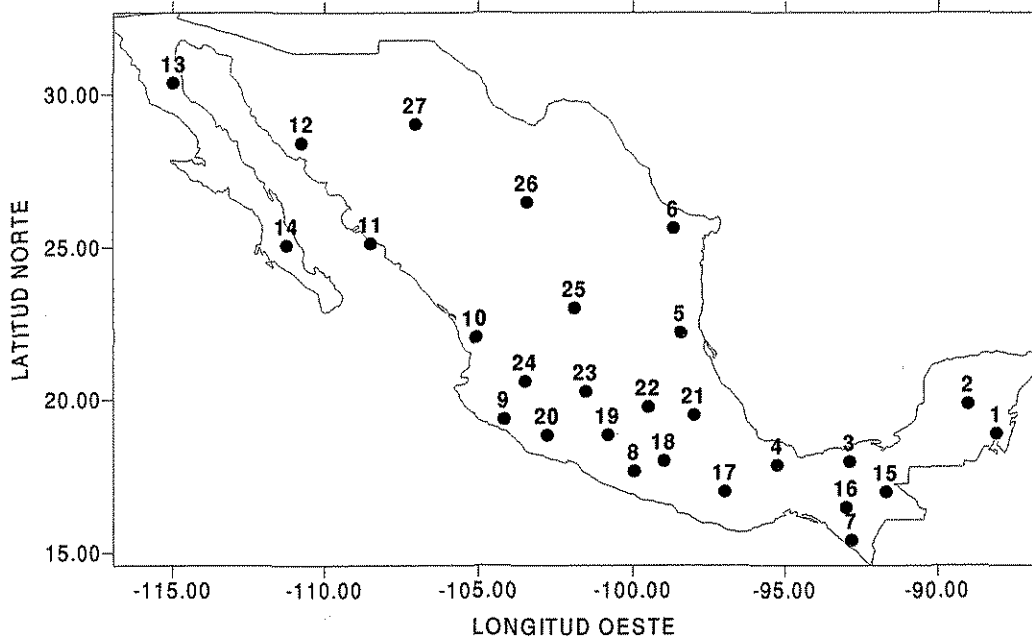
***DISTRIBUCIÓN ESPACIAL EN LA REPÚBLICA MEXICANA  
DE LAS 341 ESTACIONES UTILIZADAS PARA EL PRONÓSTICO***



**GRAFICA 7.1.** Estaciones climatológicas utilizadas para el pronóstico de precipitación.

Para simular condiciones particulares se decidió dividir al país en 27 regiones, considerándose siempre que cada región tuviera un mínimo de características homogéneas como: precipitación media mensual semejante, cercanía a la costa, altitud, disposición orográfica, etc., (ver Gráfica 7.2, en el que cada número es el centro de un círculo imaginario), cada región es considerada como un círculo con un radio 150 kilómetros definido, en que todas las estaciones climatológicas contenidas dentro de él serían parte de una región en particular.

**DEFINICIÓN DE REGIONES EN MÉXICO UTILIZADAS PARA  
EL PRONÓSTICO DE PRECIPITACIÓN**



**GRAFICA 7.2.** Disposición de las 27 regiones usadas para la aplicación del método propuesto por Sánchez-Sesma (1998), en el pronóstico de precipitación.

Después de tener definidas las 27 regiones, el registro diario se acumuló mensualmente para cada estación y subsecuentemente para cada región, en dos períodos de medio año cada uno. El primero comprende la precipitación de verano, que abarca los meses de mayo a octubre y el segundo considerado como precipitación de invierno abarca los meses de noviembre a abril<sup>II</sup>.

**7.1.1.1 PRONÓSTICO INVERNAL**

Se encontró lo que parece ser un patrón que responde a lo siguiente: cuanto más larga sea la serie registrada cuanto mejor el ajuste y, por lo tanto, se espera un pronóstico más preciso. Esto es verdad por ejemplo, para las series de las regiones 5, 6, 9, 12 y 14.

En conjunción con lo anterior el ajuste es dependiente del número de estaciones con que se cuenta en cada región. Esto significa que además de tener disponible una serie no muy larga (o corta) si en la región no existen suficientes estaciones esto se verá reflejado en los

<sup>II</sup> Las razones de esta división se pueden consultar en el punto 3.2 de esta tesis.

resultados obtenidos con el método. Un caso ilustrativo es la serie y ajuste para la región 13, debido a que la serie considerada para una región es una combinación de información de las series climatológicas contenidas en ella.

Así, se podría señalar, como una primera aproximación, que el ajuste mejorará cuando se cuente con suficientes estaciones y además (que es lo deseable) series largas para las mismas por cada región. En las regiones en las que se cuenta con estos dos importantes factores notaremos que el método simula aceptablemente las fluctuaciones propias de la serie en el período base, y se espera que el método continúe esta tendencia y pronostique las posibles variaciones futuras.

### **EVALUACIÓN DEL PRONÓSTICO INVERNAL**

Para conocer la bondad del pronóstico se comparó el registro contra el pronóstico para cada región, considerando un período de 1982 a 1989 –recuérdese la longitud total del registro llega hasta 1989- calculando varios parámetros estadísticos entre el registro y el pronóstico.

En la tabla 7.1 aparecen clasificados para cada una de las 27 regiones los valores de la precipitación promedio (considerando el período base de registro), y los parámetros de evaluación del período de pronóstico 1982-1989.

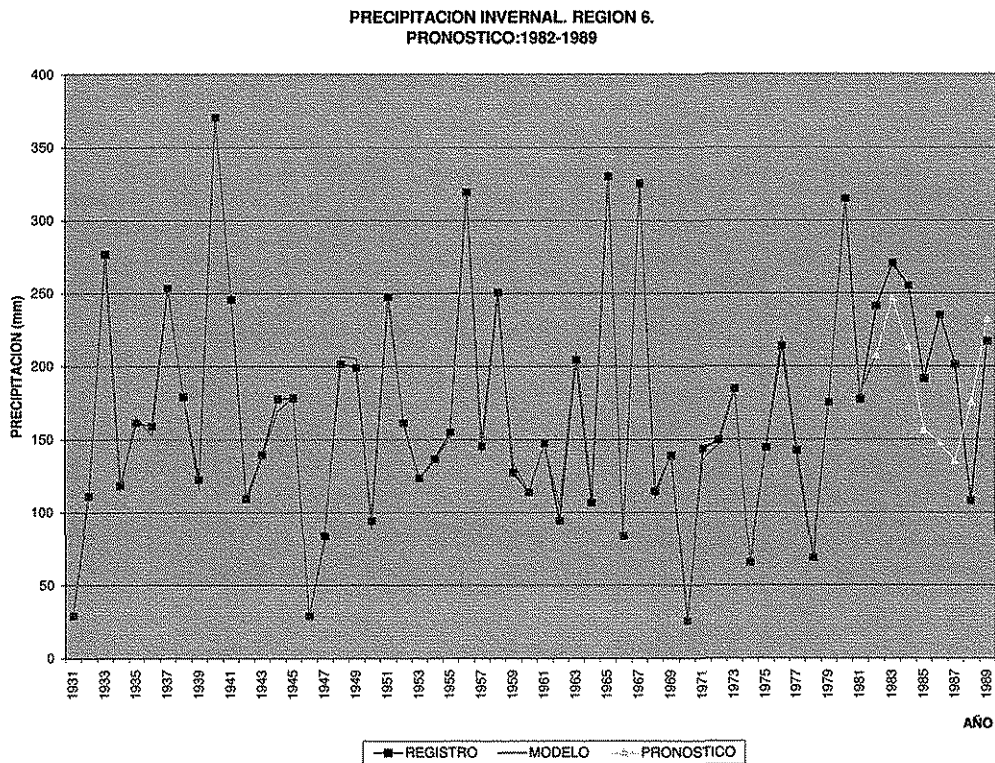
REGION P/PONOST	PRECIP. PROMEDIO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA IZQUIERDA	REDUCCION EN %
1	229.9	23034.13	22903.80	0.57
2	327.6	11640.25	7766.90	33.28
3	301.5	90872.10	46479.05	48.85
4	310.8	5879.82	4926.64	16.21
5	242.6	4038.60	2242.97	44.46
6	164.0	6181.10	2263.86	63.37
7	139.0	10962.09	19971.34	-82.19
8	48.4	1293.12	727.92	43.71
9	88.2	6696.15	3451.56	48.45
10	84.7	4131.92	12501.48	-202.56
11	239.0	26601.61	9956.05	62.57
12	60.0	1981.14	3452.74	-74.28
13	60.7	2798.41	9968.03	-256.20
14	56.2	3464.50	4636.25	-33.82
15	570.5	84390.25	43135.14	48.89
16	70.1	5278.02	5143.76	2.54
17	71.2	2134.44	14723.40	-589.80
18	68.7	2532.10	828.86	67.27
19	40.6	1089.00	882.68	18.95
20	65.3	4736.19	4609.05	2.68
21	49.7	959.14	1027.84	-7.16
22	79.0	1383.84	667.19	51.79
23	62.5	1759.80	1942.16	-10.36
24	77.6	3157.32	3157.32	0.00
25	53.9	1496.92	1647.55	-
26	45.0	607.62	822.54	-35.37
27	75.8	2163.18	4954.75	-129.05

**TABLA 7.1 EVALUACIÓN DEL PRONÓSTICO INVERNAL.**

Así, puede considerarse que el método expresa, para la región 2, el 33 % de la variación de los datos originalmente observados, el 49 % de la variación para la región 3, el 63 % de la variación para la región 6 (Gráfica 7.3), etc. Estos valores positivos nos indicarían que el método está explicando (hasta cierto punto) la tendencia de la precipitación para cada región. Se observa asimismo que en algunas regiones estos valores son negativos lo que significa que la varianza izquierda durante el período de pronóstico (en esa región) es mayor que la varianza de los datos originales durante el mismo período; y por lo tanto el método no explica la variación de la precipitación en ese caso. Si tomamos en cuenta que el período que llamamos período de pronóstico se encuentra dentro de un intervalo de tiempo en el que se presentaron perturbaciones que influyeron en la cantidad de lluvia en esos años como: la erupción volcánica del Chichonal en 1982 o el fenómeno del el niño 1982-1983; esta es una de las áreas en la que se puede enfocar el trabajo de evaluación y mejoramiento del método, con el fin de considerar tales perturbaciones y disminuir las fluctuaciones para

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

cada región tratando de también predecirlas para los años con perturbaciones. Aparecen 15 valores positivos para la reducción en porcentaje de las 27 posibles definidas para la regionalización propuesta del país; lo cual nos indica que del 100 % del total al menos en un 55.5% pueden simular positivamente las variaciones propias de la precipitación.



**GRAFICA 7.3.** Precipitación Invernal de la región 6. En el comparativo pueden observarse la precipitación registrada, la precipitación calculada por el modelo en el periodo base y también en el pronóstico.

### 7.1.1.2 PRONÓSTICO DE VERANO

Para evaluar el pronóstico de verano se aplicó el mismo procedimiento que para la precipitación invernal, calculándose, por lo tanto, la desviación varianza de los datos originales durante el período de pronóstico (el cual, por cierto, al igual que en el pronóstico de invierno, abarca de 1982 a 1989), la varianza izquierda y la reducción en porcentaje.



## EVALUACIÓN DEL PRONÓSTICO DE VERANO

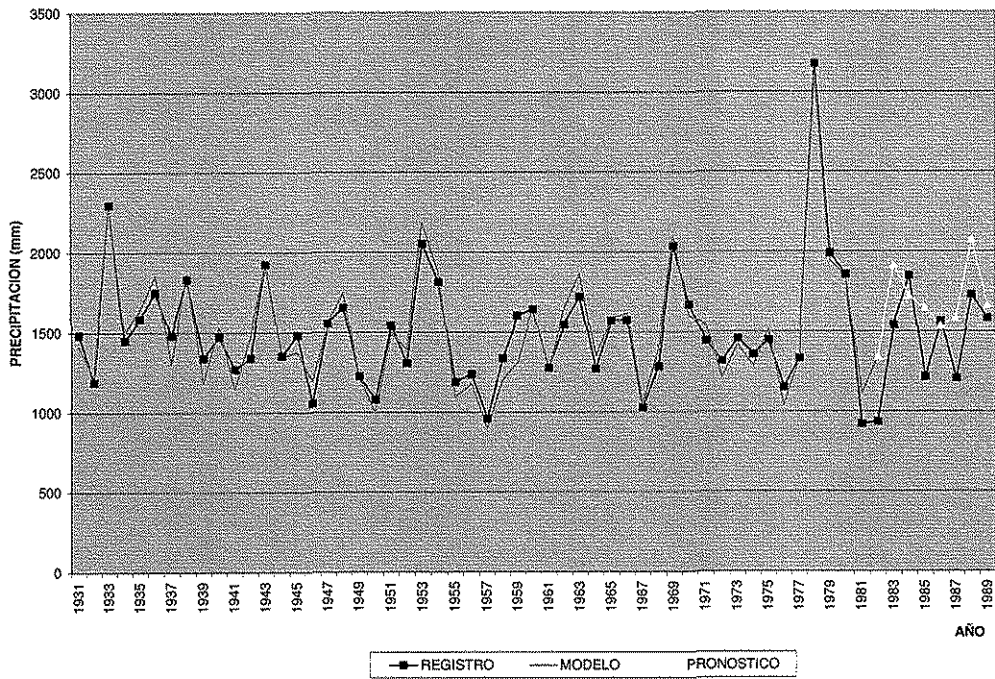
Los resultados (Tabla 7.2) muestran que en 10 de las 27 regiones se obtiene una reducción en porcentaje positiva por lo que el método propuesto nos indica que (para este caso en particular) en un 37% se pueden simular positivamente las variaciones propias de la precipitación. Sin embargo, es importante señalar que en una de las estimaciones – región 7- se logró una reducción en porcentaje de 69% (Gráfica 7.4), que es un resultado bastante aceptable si se comparan con los resultados obtenidos por otros métodos actualmente utilizados. Sin embargo, como se observará en puntos posteriores los resultados pueden fluctuar si, entre otras factores se cambia la longitud base de las series y, por lo tanto, el período de pronóstico, además del número de componentes cosenoidales necesarias para reconstruir y pronosticar los valores de las variables climáticas.

REGION P/PRONOST	PRECIP PROMEDIO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA IZQUIERDA	REDUCCION EN %
1	1743.3	147532.81	286105.82	-93.93
2	1134.6	31926.54	54316.15	-70.13
3	2241.8	134600.93	184643.97	-37.18
4	1445.5	52927.60	73727.40	-39.30
5	1068.4	58177.44	40646.17	30.13
6	582.2	44905.85	35725.55	20.44
7	1507.7	139718.96	42919.21	69.28
8	1051.1	35876.15	66497.95	-85.35
9	794.3	52500.56	24290.14	53.73
10	1009.0	14881.56	17631.88	-18.48
11	737.1	47619.97	29466.28	38.12
12	266.1	3140.48	10544.52	-235.76
13	265.7	6917.25	14411.29	-108.34
14	134.9	6261.56	7797.54	-24.53
15	2519.1	137403.66	129532.11	5.73
16	1258.0	36979.29	29912.10	19.11
17	842.2	23225.76	51829.34	-123.15
18	1244.9	29814.93	47869.08	-60.55
19	1184.3	46259.41	54759.54	-18.37
20	1200.2	58927.56	60988.57	-3.50
21	563.4	9834.69	18765.91	-90.81
22	852.4	11346.51	14972.80	-31.96
23	867.0	11988.06	9241.24	22.91
24	906.1	13236.50	10702.08	19.15
25	510.6	9936.10	10777.14	-8.46
26	266.8	5899.78	13764.40	-133.30
27	488.1	16025.03	11245.63	29.82

TABLA 7.2. EVALUACIÓN DEL PRONÓSTICO DE VERANO.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

PRECIPITACION DE VERANO. REGION 7  
 PRONOSTICO: 1982-1989



**GRAFICA 7.4.** Precipitación de verano de la región 7. La evaluación tomando como base la reducción en porcentaje indica un 69% de ajuste.

TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN

## 7.2 TEMPERATURA.

Si la comparamos con la precipitación, la temperatura es más estable en su comportamiento. Esto quiere decir que sus fluctuaciones son menores que las que observamos en la precipitación. Es por ello que se decidió buscar varias series de temperaturas que nos pudieran ayudar en el proceso de evaluar el método propuesto.

### 7.2.1 TEMPERATURAS MAXIMAS DE CONABIO (COMISIÓN NACIONAL DE LA BIODIVERSIDAD)

Se consideran para el estudio las temperaturas de tres estaciones de la parte Noreste de la República Mexicana. Estas estaciones son: Linares, Los Herrera y Monterrey, todas pertenecientes al estado de Nuevo León.

Las temperaturas máximas (medias) de las estaciones a considerar varían mensualmente entre los siguientes valores de acuerdo con la tabla 7.3:

<b>TEMPERATURA MAXIMA MEDIA EN GRADOS CELSIUS</b>												
ESTACION	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
LINARES	21.1	23.8	27.0	30.7	31.9	33.5	34.7	35.0	31.9	28.5	24.5	21.1
LOS HERRERA	20.3	23.5	28.5	31.9	34.2	36.5	37.5	37.0	34.0	29.8	25.1	21.6
MONTERREY	20.8	23.3	27.4	30.3	32.1	33.7	34.6	34.5	31.7	27.9	24.6	21.6

**TABLA 7.3.** Temperaturas Medias Máximas (° C). Estaciones climatológicas del estado de Nuevo León.

Y las fluctuaciones con respecto a las temperaturas máximas medias anteriores están representadas por los valores de las desviaciones estándar en la tabla 7.4:

<b>DESVIACION ESTANDAR EN GRADOS CELSIUS</b>												
ESTACION	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
LINARES	2.98	2.52	2.78	2.40	2.34	2.49	2.42	2.29	2.28	2.15	2.94	2.89
LOS HERRERA	3.30	2.75	2.96	2.06	1.67	2.14	2.07	2.03	2.23	2.37	2.56	2.68
MONTERREY	3.41	2.81	2.08	2.63	1.86	1.75	1.82	1.80	1.60	2.15	2.90	3.15

**TABLA 7.4.** Meses con desviaciones Estándar máxima y mínima ( $^{\circ}$  C). Estaciones climatológicas del estado de Nuevo León.

Con base en los valores de la tabla 7.4 se escogió para cada estación aquel mes que tuviera la menor desviación estándar en el año y también el mes con la mayor desviación estándar, para aplicarle el método. El objetivo es observar los diferentes comportamientos que ocurren al utilizar diferentes longitudes de las series de tiempo (períodos base) y diferentes números de componentes cosenoidales, para su reconstrucción y pronóstico.

**Estación Linares: 24° 52' Latitud Norte, 99° 34' Longitud Oeste. Altitud: 634 m.s.n.m.**

**ESTACIÓN: LINARES**

**MES PRONOSTICADO: ENERO (MAYOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)**

**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1924-1974**

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
69-74 (15)	10.84	10.14	21.44	-0.22	0.05	-97.78
69-74 (23)		7.11	19.51	-0.31	0.10	-80.02
69-74 (30)		7.16	18.91	-0.29	0.08	-74.42
69-74 (50)		7.42	19.26	-0.29	0.09	-77.74
70-74 (15)	9.87	3.05	16.37	-0.97	0.94	-65.80
70-74 (23)		2.98	16.41	-0.97	0.93	-66.22
70-74 (30)		2.93	16.15	-0.97	0.93	-63.64
70-74 (50)		1.47	13.52	-0.96	0.93	-36.92
70-74 (70)		1.09	11.57	-0.75	0.56	-17.22
70-74 (90)		0.98	9.83	-0.35	0.13	0.41

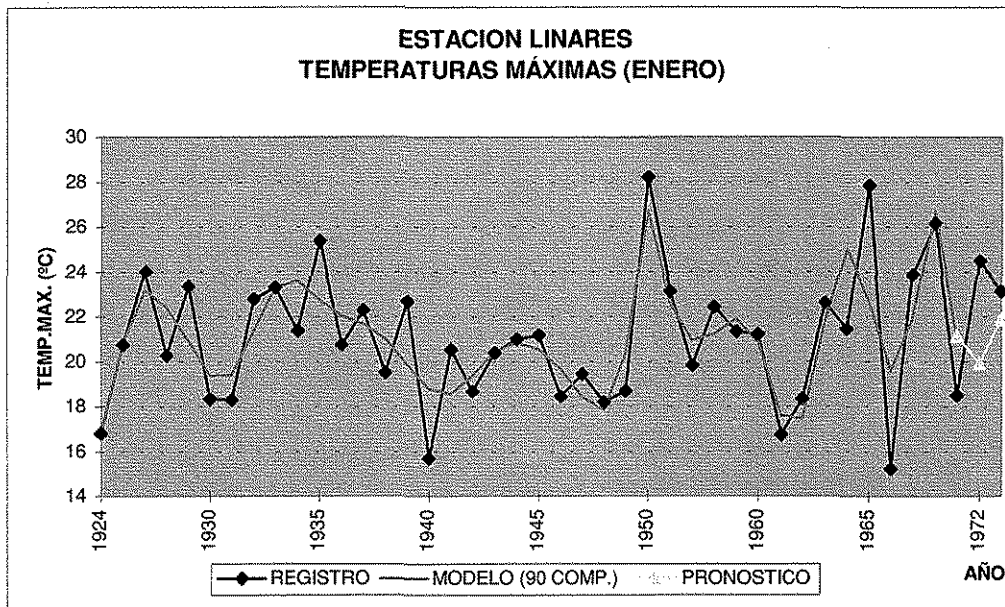
**TABLA 7.5.** Estudio estadístico del pronóstico del mes con mayor desviación estándar.

Estación Linares, NL.

Es claro que la varianza izquierda de todas estas corridas es mayor que la varianza propia del registro (dentro del período de pronóstico), excepto para el último caso. Por lo que los valores de reducción en porcentaje son negativos. Se puede notar una característica interesante, documentada en textos especializados en la materia, y es que el espectro puede cambiar drásticamente, y por ende los pronósticos y los análisis estadísticos, al cambiar la longitud de registro que se quiere estudiar. En este caso en particular, tenemos un buen

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

ejemplo, ya que al cambiar la longitud del periodo base de 1924-1969 a 1924-1970. Nuestros parámetros se modifican hasta alcanzar un valor positivo (apenas por encima del 0%) en la columna de reducción en porcentaje para una reconstrucción con 90 componentes cosenoidales (Gráfica 7.5).



**GRAFICA 7.5.** Gráfico comparativo de la temperatura máxima registrada y calculada por el modelo para el mes de Enero de la Estación Linares. El pronóstico comprende el periodo 1970-1974.

**ESTACIÓN: LINARES**

MES CONSIDERADO PARA EL PRONÓSTICO: OCTUBRE (MENOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)

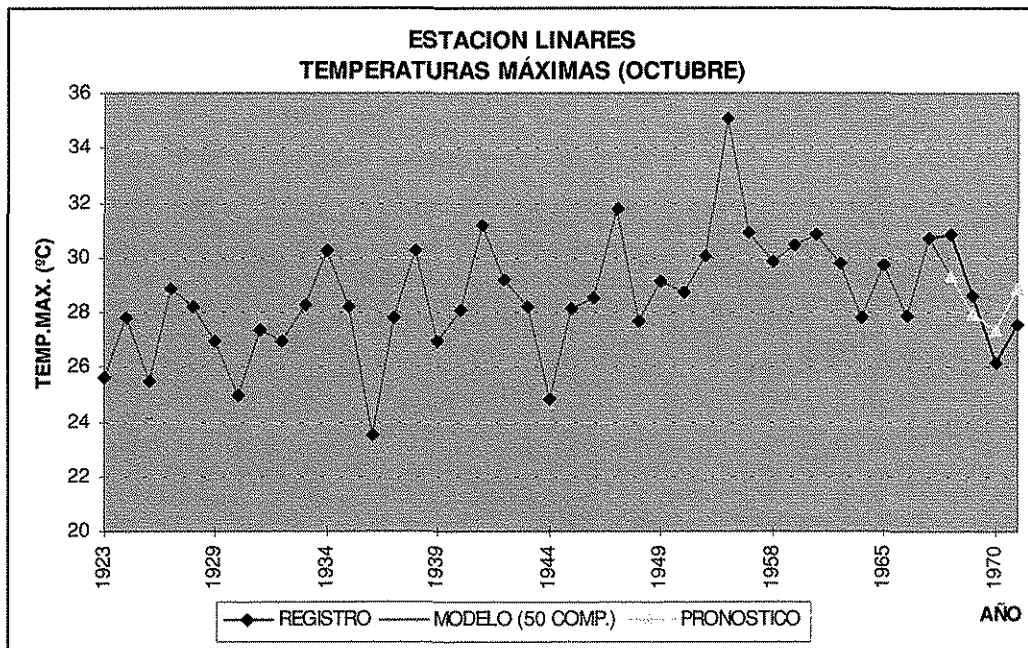
LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1924-1974

PERIODO DE PRONÓSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCIÓN EN PORCENTAJE
67-74 (15)	4.12	1.89	7.34	-0.44	0.19	-77.92
67-74 (23)		2.36	7.79	-0.39	0.15	-88.95
67-74 (30)		2.28	7.58	-0.36	0.13	-83.96
67-74 (50)		2.18	7.40	-0.35	0.12	-79.37
67-74 (70)		2.18	7.40	-0.35	0.12	-79.55
68-74 (15)	3.90	1.10	2.12	0.53	0.28	45.49
68-74 (23)		0.81	1.62	0.72	0.51	58.30
68-74 (30)		0.86	1.49	0.76	0.57	61.68
68-74 (50)		0.81	1.45	0.78	0.61	62.72
69-74 (15)	1.51	2.56	2.86	0.24	0.06	-89.68
69-74 (23)		2.18	2.63	0.20	0.04	-73.90
69-74 (30)		1.61	2.45	0.09	0.01	-62.24
69-74 (50)		1.51	2.43	0.09	0.01	-61.25

**TABLA 7.6.** Estudio estadístico del pronóstico del mes con menor desviación estándar. Estación Linares, NL.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Se puede notar que, al usar el mes con menor desviación estándar es posible observar como resultado una estabilidad mayor en la serie de tiempo. De tal manera que es posible identificar, que en uno de los períodos base escogidos se obtienen no sólo mejores resultados con los coeficientes de correlación y determinación, sino también para el parámetro de reducción en porcentaje, que es uno de los productos deseables del pronóstico. Así, para el caso en que se está pronosticando el período 1968-1974 con un número 50 de componentes cosenoidales, se obtiene un coeficiente de correlación positiva de 78%, y una varianza izquierda con valor de 1.45, menor que la varianza del registro para el período de pronóstico, que es de 3.90. Lo cual da como resultado que se obtenga una reducción en porcentaje de 62.72% (Gráfica 7.6). Esto quiere decir que se ha obtenido un buen pronóstico (si se compara con otros métodos actualmente utilizados), en este caso casi 2/3 de la varianza propia de la serie. Como se observa cuando se cambia el período de pronóstico al intervalo 1969-1974, los parámetros empeoran con respecto a los resultados anteriores (período de pronóstico 1968-1974), que es uno de los inconvenientes de estos métodos, esto es, habría que explorar el comportamiento de los resultados para diferentes períodos bases, antes de pronosticar y observar diferentes comportamientos.



**GRAFICA 7.6.** Gráfico comparativo de la temperatura máxima registrada y calculada por el modelo para el mes de Octubre de la Estación Linares. El pronóstico comprende el período 1968-1974.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Estación Los Herrera: 25° 54' Latitud Norte. 99° 25' Longitud Oeste.

Altitud:

143 m.s.n.m.

**ESTACIÓN: LOS HERRERA**

**MES PRONOSTICADO: ENERO (MAYOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)**

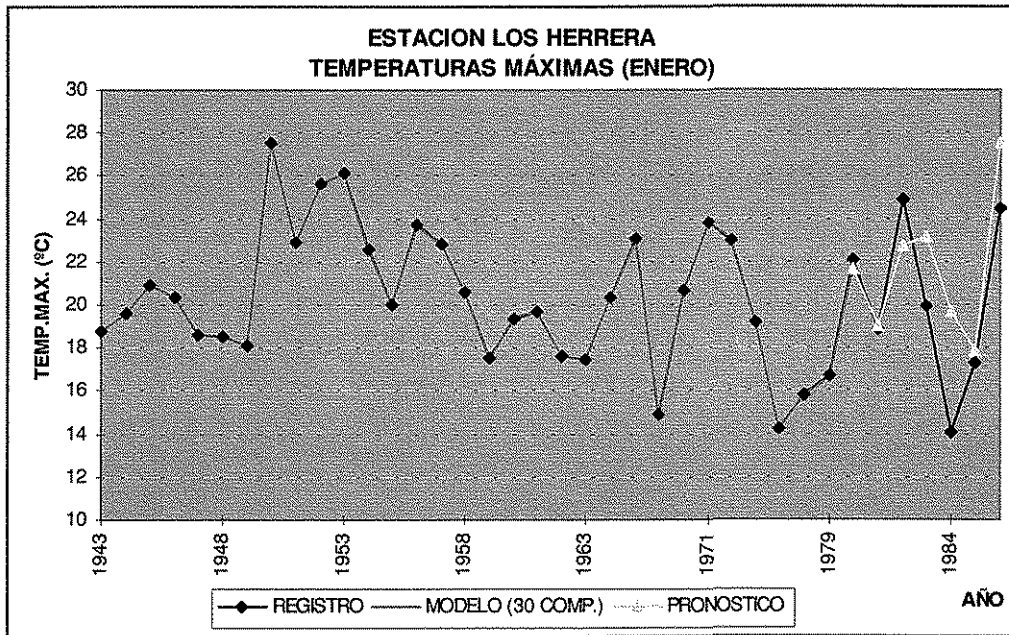
**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1943-1986**

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCIÓN EN PORCENTAJE
80-86 (23)	15.22	10.83	8.06	0.74	0.55	47.08
80-86 (30)		10.59	8.03	0.74	0.55	47.23
80-86 (50)		10.61	8.04	0.74	0.55	47.20
80-86 (70)		10.61	8.04	0.74	0.55	47.20
82-86 (23)	21.49	5.88	20.18	0.28	0.08	6.14
82-86 (30)		5.95	20.32	0.30	0.09	5.45
82-86 (50)		6.01	20.12	0.30	0.09	6.37
82-86 (70)		6.00	20.13	0.30	0.09	6.33
82-86 (90)		6.00	20.13	0.30	0.09	6.33
83-86 (15)	19.21	6.48	26.01	0.92	0.85	-35.38
83-86 (23)		5.44	24.63	0.94	0.88	-28.24
83-86 (30)		5.40	24.25	0.94	0.89	-26.24
83-86 (50)		5.31	24.33	0.94	0.88	-26.66
84-86 (15)	28.13	16.74	25.39	1.00	1.00	9.76

**TABLA 7.7.** Estudio estadístico del pronóstico del mes con mayor desviación estándar.

Estación Los Herrera, NL.

Como se puede observar en la tabla anterior (Tabla 7.7), se ha obtenido un resultado aceptable para el período de pronóstico 1980-1986 y 30 componentes cosenoidales (Gráfica 7.7). Y esto no sólo es cierto para el coeficiente de determinación sino también la reducción en porcentaje. Lo cual es producto de que la varianza izquierda es menor que la varianza del registro. Esta última condición es la característica clave en los análisis, esto es cuanto más la varianza izquierda se aproxime a cero cuanto más se estarán logrando mejores resultados del pronóstico. Si se comparan estos resultados con los correspondientes de los períodos de pronóstico 1983-1986, y también con los 1984-1986, observamos que aunque los coeficientes de determinación son mayores que en el primer caso (80-86), los valores de reducción en porcentaje no son lo que se esperaría, esto es debido a que la varianza izquierda en estos períodos no se acerca a cero, que es lo que se apuntó arriba. Se puede señalar que, son resultados aceptables tomando en cuenta que este es el mes con mayor desviación estándar de la estación Los Herrera, NL.



**GRAFICA 7.7.** Gráfico comparativo de la temperatura máxima registrada y calculada por el modelo para el mes de Enero de la Estación Los Herrera. El pronóstico comprende el periodo 1980-1986.

**ESTACIÓN: LOS HERRERA**  
**MES PRONOSTICADO: MAYO (MENOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)**  
**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1943-1986**

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
81-86 (23)	2.76	2.03	5.58	0.35	0.12	-102.46
81-86 (30)		2.08	5.58	0.36	0.13	-102.22
81-86 (50)		2.08	5.51	0.37	0.14	-100.00
82-86 (23)	2.77	2.39	1.30	0.83	0.69	52.99
82-86 (30)		2.48	1.40	0.81	0.66	49.33
82-86 (50)		2.51	1.45	0.81	0.65	47.51
83-86 (15)	0.69	1.63	2.21	-0.13	0.02	-219.48
83-86 (23)		2.19	2.66	-0.21	0.04	-284.91
83-86 (30)		2.38	2.76	-0.20	0.04	-299.60
83-86 (50)		2.40	2.80	-0.20	0.04	-305.53

**TABLA 7.8.** Estudio estadístico del pronóstico del mes con menor desviación estándar.

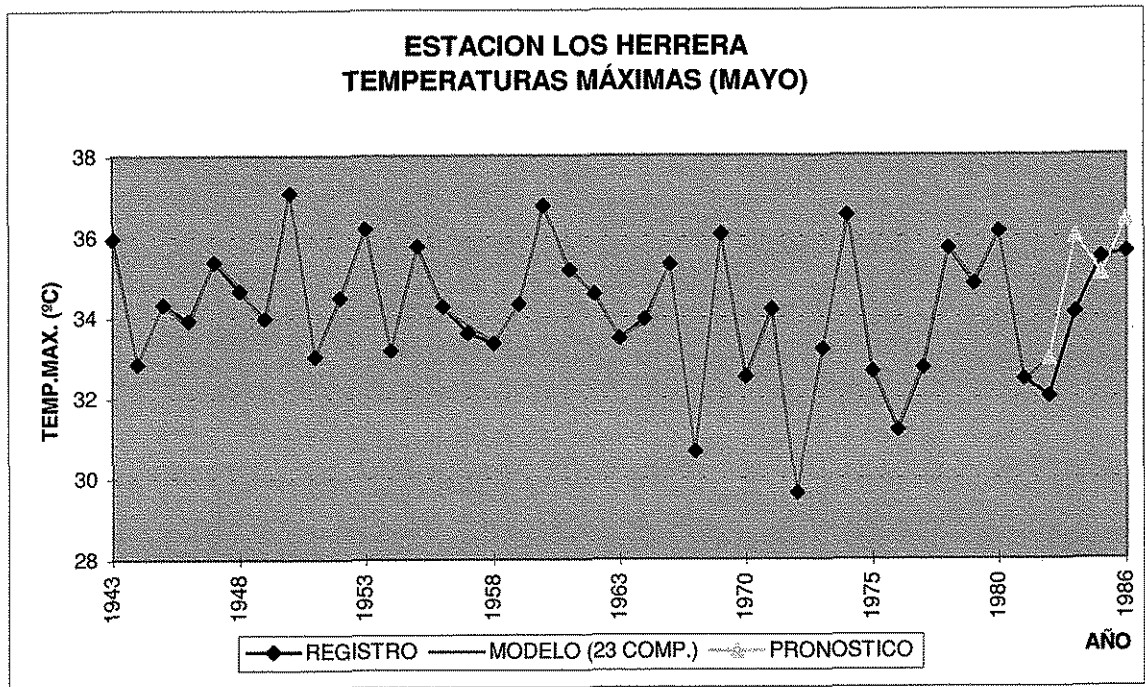
Estación Los Herrera, NL.

Se observa en la tabla 7.8, los resultados del análisis estadístico de la estación Los Herrera, NL; para el mes de Mayo. Así, es de notarse otra de las características que afectan directamente los resultados de los análisis, y es que, por ejemplo en los casos en que se

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**



escogió el período de pronóstico 1983-1986, la varianza del registro es menor que en los dos períodos anteriores. De tal manera, que cuando el denominador de la fórmula de reducción en porcentaje, que es la varianza del registro, es pequeño se magnifican los valores de reducción en porcentaje, a menos, por supuesto que, la varianza izquierda sea cercana a cero. Entonces, el período de pronóstico con el que se obtuvieron mejores resultados es 1982-1986 y se obtienen con el menor número de componentes, que en este caso es de 23 componentes (Gráfica 7.8), lo cual habría que probar para un extenso rango de variables climáticas y condiciones, para sustentar la hipótesis planteada que el clima estaría dominado por oscilaciones cuasiperiódicas de génesis natural.



**GRAFICA 7.8.** Gráfico comparativo de la temperatura máxima registrada y calculada por el modelo para el mes de Mayo de la Estación Los Herrera. El pronóstico comprende el período 1982-1986.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

Estación Monterrey: 25° 54' Latitud Norte. 99° 25' Longitud Oeste.

Altitud: 143 m.s.n.m.

**ESTACIÓN: MONTERREY**  
**MES PRONOSTICADO: ENERO (MAYOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)**  
**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1929-1986**

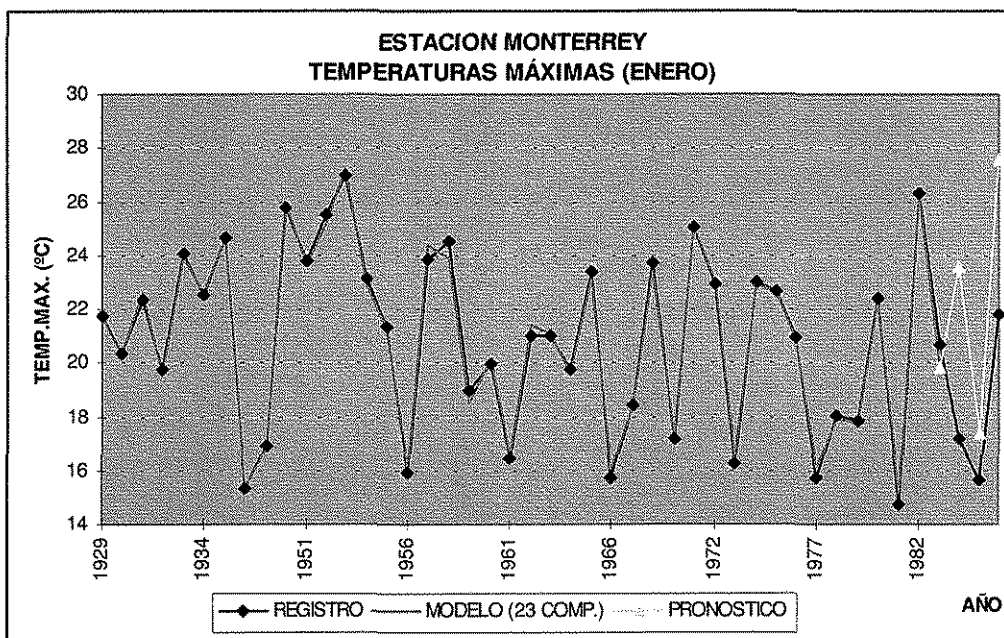
PERÍODO DE PRONÓSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
80-86 (23)	17.19	17.00	28.08	0.04	0.00	-63.37
80-86 (30)		16.69	28.14	0.03	0.00	-63.69
80-86 (50)		17.13	28.81	0.02	0.00	-67.62
81-86 (23)	19.09	6.29	25.36	-0.10	0.01	-32.88
81-86 (30)		6.57	26.61	-0.14	0.02	-39.43
81-86 (50)		6.58	26.67	-0.15	0.02	-39.73
81-86 (70)		6.60	26.70	-0.15	0.02	-39.88
81-86 (90)		6.60	26.70	-0.15	0.02	-39.88
82-86 (23)	17.39	11.60	32.26	-0.34	0.11	-85.49
82-86 (30)		11.92	32.84	-0.34	0.12	-88.82
82-86 (50)		12.46	33.34	-0.34	0.11	-91.71
82-86 (70)		12.45	33.30	-0.34	0.11	-91.46
82-86 (90)		12.45	33.30	-0.34	0.11	-91.46
83-86 (23)	8.45	19.90	19.59	0.63	0.40	-131.83
83-86 (30)		19.72	20.08	0.63	0.39	-137.72
83-86 (50)		19.33	20.05	0.62	0.39	-137.35
83-86 (70)		19.31	20.09	0.62	0.39	-137.85
83-86 (90)		19.31	20.09	0.62	0.39	-137.85
84-86 (15)	10.33	23.08	26.34	0.74	0.55	-154.96
84-86 (23)		21.16	30.07	0.77	0.60	-191.11
84-86 (30)		21.59	29.46	0.78	0.61	-185.22
84-86 (50)		21.53	29.45	0.79	0.63	-185.08
84-86 (70)		21.61	29.48	0.79	0.63	-185.45

**TABLA 7.9.** Estudio estadístico del pronóstico del mes con mayor desviación estándar.

Estación Monterrey, NL.

La estación climatológica en Monterrey, es la serie, de este grupo de 3 estaciones climatológicas, que contiene un registro mas largo. Cuenta con un rango que comienza en 1929 y termina en 1986. Esta característica, en principio, debería dar mayor información, debido al hecho de que cuanto más larga la serie, mayor será el espectro que se podría construir. Sin embargo, los resultados obtenidos tal vez no sean los esperados para esta estación, quizás por el hecho de que se analiza el mes con mayor desviación estándar. Más los resultados llegan a alcanzar un valor positivo de 0.79 en lo que se refiere al coeficiente de correlación, para el período de pronóstico 1984-1986, utilizando 50 componentes cosenoidales (Gráfica 7.9.), depreciado por el hecho de que la varianza izquierda alcanza un valor de 29.45, lejos del valor deseable cercano a cero. De tal manera, que el coeficiente de determinación de 0.40 para el período de pronóstico 1983-1986, puede considerarse mejor con respecto al anterior, porque su varianza izquierda es menor.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



**GRAFICA 7.9.** Gráfico comparativo de la temperatura máxima registrada y calculada por el modelo para el mes de Enero de la Estación Monterrey. El pronóstico comprende el periodo 1984-1986.

**ESTACIÓN: MONTERREY**

**MES PRONOSTICADO: SEPTIEMBRE (MENOR DESV. ESTÁNDAR)**

**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1929-1986**

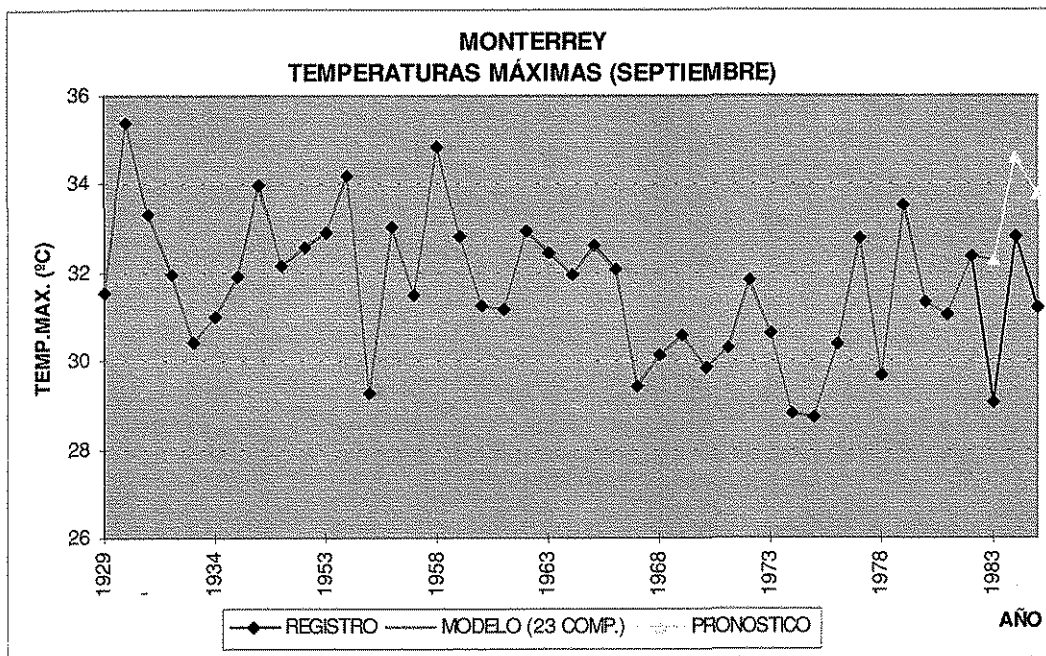
PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
80-86 (23)	1.69	1.78	3.94	0.19	0.04	-132.71
80-86 (30)		1.92	3.98	0.20	0.04	-135.07
80-86 (50)		1.95	4.03	0.20	0.04	-138.12
80-86 (70)		1.95	4.03	0.20	0.04	-138.12
80-86 (90)		1.95	4.03	0.20	0.04	-138.12
81-86 (23)	2.11	1.84	5.32	0.01	0.00	-151.78
81-86 (30)		1.78	5.27	0.01	0.00	-149.29
81-86 (50)		1.79	5.29	0.00	0.00	-150.30
81-86 (70)		1.79	5.29	0.00	0.00	-150.30
82-86 (23)	2.79	2.92	6.28	0.02	0.00	-125.00
82-86 (30)		2.89	6.33	0.01	0.00	-126.83
82-86 (50)		2.87	6.32	0.02	0.00	-126.35
82-86 (70)		2.87	6.32	0.02	0.00	-126.35
82-86 (90)		2.87	6.32	1.69	0.02	-126.35
83-86 (15)	3.54	1.41	6.76	1.00	1.00	-90.92
83-86 (23)		1.24	6.66	0.99	0.99	-88.02
83-86 (30)		1.38	6.61	1.00	0.99	-86.63
83-86 (50)		1.33	6.66	1.00	0.99	-88.11

**TABLA 7.10.** Estudio estadístico del pronóstico del mes con menor desviación estándar.

Estación Monterrey, NL.

**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

En el análisis estadístico de septiembre, como el mes con menor desviación estándar, es notorio el valor de 0.99 para el coeficiente de determinación, con una varianza izquierda mayor que la varianza del registro, lo cual no es lo recomendable ciertamente. Sin embargo, nos está señalando la importancia que, para los resultados tiene, que el pronóstico siga acompasadamente las variaciones del registro (Gráfica 7.10). Aunque es claro que los valores de reducción en porcentaje no alcanzaron el nivel de precisión deseado, no se está demasiado alejado al comparar el valor de 1.8817 para la desviación estándar del registro en el período de pronóstico 1983-1986, con la desviación estándar del modelo, que es 1.18. Esto es, una diferencia de 0.7°C. Como se había señalado anteriormente una de las sugerencias para mejorar el método de pronóstico es encontrar un factor que nos ayude a simular los efectos causados por impactos en el clima tales como las erupciones volcánicas, el fenómeno del niño, etc.

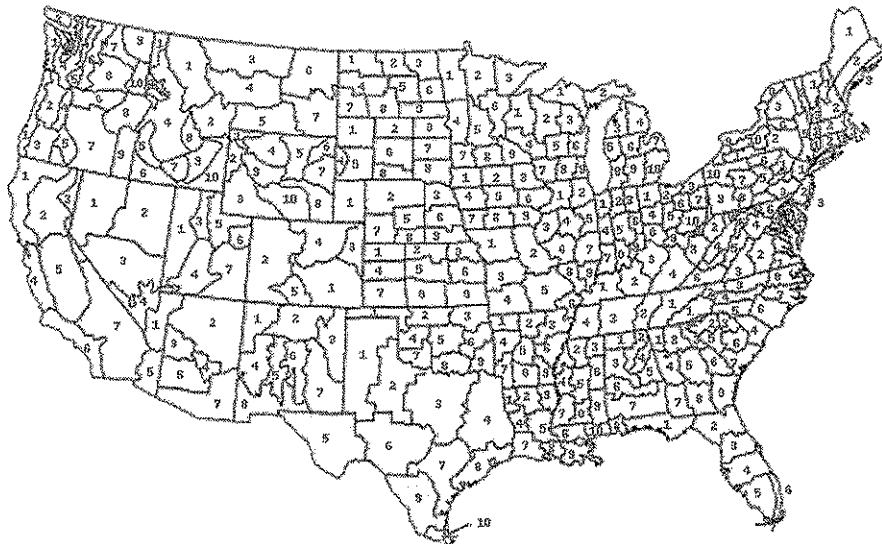


**GRAFICA 7.10.** Gráfico comparativo de la temperatura máxima registrada y calculada por el modelo para el mes de Septiembre de la Estación Monterrey. El pronóstico comprende el periodo 1983-1986.

**7.2.2 TEMPERATURAS DEL SUR DE LOS EE.UU. ( TEXAS )**

En concordancia con los resultados de los puntos anteriores en que se hicieron evaluaciones estadísticas del método, tomando la temperatura como variable. Era deseable encontrar series de tiempo de temperatura que tuvieran un registro mas largo que las de la parte noroeste de México. Esta condición se encontró para el caso de los registros de temperatura ambiente de los EE.UU. , los cuales son clasificados en divisiones climáticas. Para relacionar este análisis estrechamente con la república mexicana se decidió que era conveniente utilizar aquellas divisiones climáticas que colindaban con la parte norte de México.

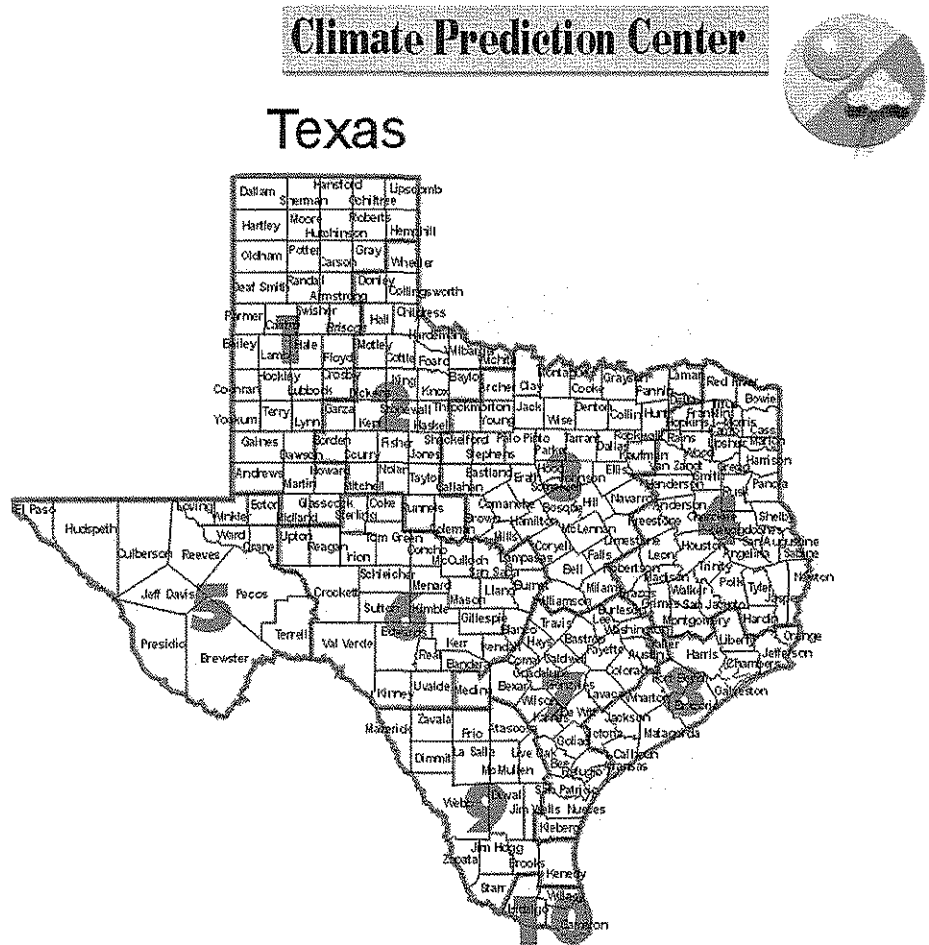
Se escogieron las divisiones climáticas 5, 9 y 10 del Estado de Texas. De la misma manera que con los casos anteriores, se decidió probar el método con varias condiciones diferentes. Esto es, modificando tanto la longitud del registro base del cual se tomaría toda la información para el pronóstico, así como el numero de componentes cosenoidales.



**GRAFICA 7.11.** Mapa de los Estados Unidos de América (EUA) que contiene la disposición espacial de las divisiones climáticas usadas por el National Weather Service.

En la siguiente gráfica 7.12 aparecen los límites de las divisiones climáticas del Estado de Texas, EUA; además las divisiones políticas que abarcan. Así, para el estado de Texas, las

divisiones climáticas que se utilizarán serán las divisiones 5, 9 y 10. Se consideraron suficientes para observar las diferencias entre ellas mismas, y con respecto al análisis estadístico de las temperaturas máximas de CONABIO.



**GRAFICA 7.12.** Mapa del Estado de Texas (EUA) que contiene la disposición espacial de las divisiones climáticas usadas por el National Weather Service, además de las divisiones políticas.

Antes de comenzar los análisis conviene mostrar la variación de los valores medios (del registro completo) de la temperatura a través del ciclo anual (Tabla 7.11), así como las desviaciones estándar representados en la tabla 7.12.

<b>TEMPERATURA AMBIENTE MEDIA EN GRADOS FARENHEIT</b>												
<b>ESTACION</b>	<b>ENE</b>	<b>FEB</b>	<b>MAR</b>	<b>ABR</b>	<b>MAY</b>	<b>JUN</b>	<b>JUL</b>	<b>AGO</b>	<b>SEP</b>	<b>OCT</b>	<b>NOV</b>	<b>DIC</b>
DIV. CLIM. 5	45.4	49.4	56.4	64.1	71.7	79.3	80.0	79.3	73.7	64.3	53.1	45.7
DIV. CLIM. 9	54.9	58.4	66.3	72.9	78.6	84.1	86.2	86.0	81.2	73.1	63.5	56.1
DIV. CLIM. 10	60.2	62.7	69.3	74.9	79.4	83.2	84.7	84.9	81.6	75.6	68.0	61.4

**Tabla 7.11.** Valores medios de la temperatura ambiente en grados Fahrenheit, para las divisiones climáticas de Texas usadas en el análisis.

<b>DESVIACION ESTANDAR EN GRADOS FARENHET</b>												
DIV. CLIMATICA	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC
DIV. CLIM. 5	3.2	3.0	3.2	2.4	1.8	1.8	1.7	1.8	2.1	2.2	2.7	2.7
DIV. CLIM. 9	4.16	3.95	3.91	2.59	2.16	1.92	1.74	1.68	1.95	2.50	3.13	3.36
DIV. CLIM. 10	4.36	3.94	3.66	2.10	1.76	1.24	1.23	1.09	1.49	2.23	3.17	3.55

**Tabla 7.12.** Valores de la desviación estándar de la temperatura ambiente en grados Fahrenheit, para las divisiones climáticas de Texas usadas en el análisis.

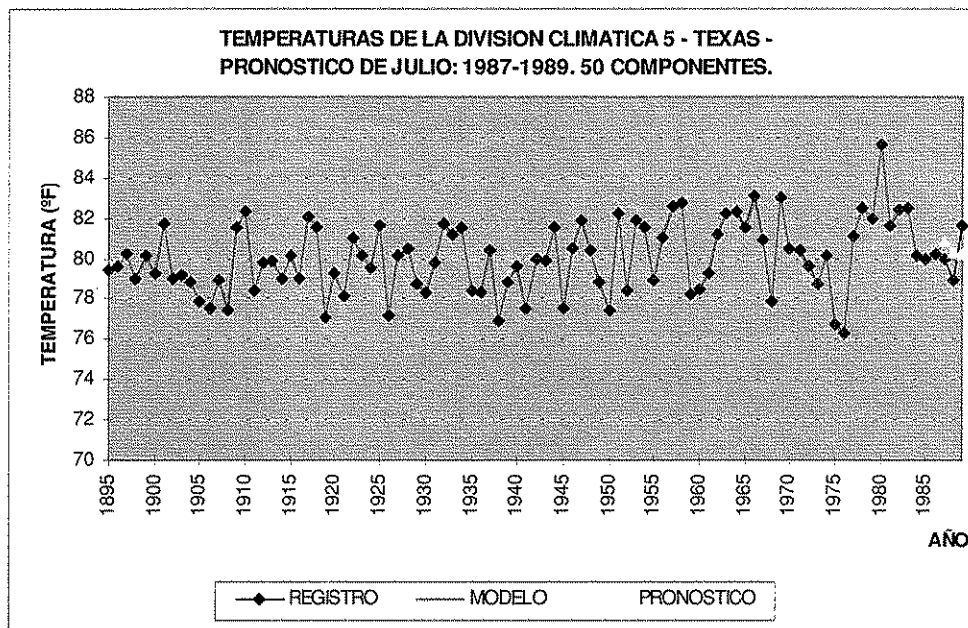
DIVISION CLIMATICA 5, TEXAS; EUA  
 MES PRONOSTICADO: JULIO (MENOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)  
 LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1895-1989

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
81-89 (23)	1.56	1.64	7.10	-0.35	0.12	-355.71
81-89 (30)		2.52	8.51	-0.41	0.16	-445.77
81-89 (50)		2.51	8.61	-0.38	0.15	-452.38
81-89 (70)		2.62	8.62	-0.37	0.13	-453.27
81-89 (90)		2.61	8.61	-0.36	0.13	-452.17
82-89 (23)	1.68	1.64	8.57	-0.63	0.40	-409.76
82-89 (30)		1.80	9.51	-0.73	0.53	-465.70
83-89 (23)	1.42	3.76	6.97	-0.33	0.11	-391.26
83-89 (30)		3.18	6.47	-0.32	0.10	-355.79
84-89 (23)	0.74	2.84	4.47	-0.50	0.25	-502.42
84-89 (30)		1.62	3.57	-0.48	0.23	-380.27
84-89 (50)		1.71	3.59	-0.46	0.21	-383.23
84-89 (70)		1.85	3.70	-0.44	0.19	-398.50
84-89 (90)		1.83	3.66	-0.43	0.18	-392.30
85-89 (23)	0.93	2.86	3.81	-0.26	0.07	-310.06
85-89 (30)		1.89	3.19	-0.35	0.12	-243.81
85-89 (50)		2.59	3.56	-0.22	0.05	-283.44
86-89 (23)	1.23	4.02	4.96	-0.30	0.09	-303.21
86-89 (30)		2.50	4.00	-0.39	0.16	-225.17
86-89 (50)		3.87	4.81	-0.25	0.06	-291.36
87-89 (23)	1.84	0.42	2.78	-0.99	0.98	-50.72
87-89 (30)		0.34	2.60	-1.00	1.00	-40.97
87-89 (50)		0.11	1.53	-0.27	0.07	16.73

**TABLA 7.13.** Análisis estadístico del pronóstico de temperatura del mes con menor desviación estándar. División Climática 5, Texas; EUA.

Se puede observar que estos pronósticos no arrojan resultados aceptables, tal vez con excepción del último caso de aquellos con período de pronóstico 1987-1989, el cual llega a tener un valor positivo de 16.73 en cuanto a reducción en porcentaje se refiere (Gráfico 7.13). Es conveniente señalar que los valores de la varianza del registro en los períodos de pronóstico son pequeños, si se les comparara con los valores de la misma varianza del registro en los períodos base. Es curioso, de acuerdo a que lo había estado observando, que

los resultados no variaban con un patrón establecido, que los resultados se puede apuntar que mejoran conforme se alarga el periodo base.



**GRAFICA 7.13.** Gráfico comparativo de la temperatura ambiente media de los registros y calculada por el modelo para el mes de Julio de la División climática 5 (Texas). El pronóstico comprende el periodo 1987-1989.

**DIVISION CLIMATICA 9, TEXAS; EUA**  
**MES PRONOSTICADO: AGOSTO (MENOR DESVIACION ESTÁNDAR)**  
**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1895-1989**

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
81-89 (23)	1.56	2.61	8.61	-0.36	0.13	-452.17
81-89 (50)		2.63	2.33	0.28	0.08	-356.29
82-89 (23)	0.24	2.65	2.59	0.20	0.04	-965.93
82-89 (90)		3.09	2.81	0.20	0.04	-1057.32
83-89 (23)	0.20	4.28	3.35	0.37	0.14	-1579.83
83-89 (90)		4.90	3.90	0.29	0.09	-1853.46
84-89 (23)	0.23	3.91	2.71	0.48	0.23	-1053.12
84-89 (90)		4.71	3.31	0.47	0.22	-1310.67
85-89 (23)	0.25	4.16	2.77	0.48	0.24	-995.45
85-89 (90)		3.76	2.67	0.36	0.13	-956.06
86-89 (23)	0.10	2.19	2.51	-0.65	0.42	-2495.36
86-89 (90)		2.49	2.42	-0.58	0.33	-2408.47
87-89 (23)	0.13	2.82	2.73	-0.69	0.48	-2000.59
87-89 (50)		1.20	1.25	-0.58	0.34	-861.08

**TABLA 7.14.** Análisis estadístico del pronóstico de temperatura del mes con menor desviación estándar. División Climática 9, Texas; EUA.

**TESIS CON  
 FALLA DE ORIGEN**



TESIS CON  
FALLA DE ORGANIZACION

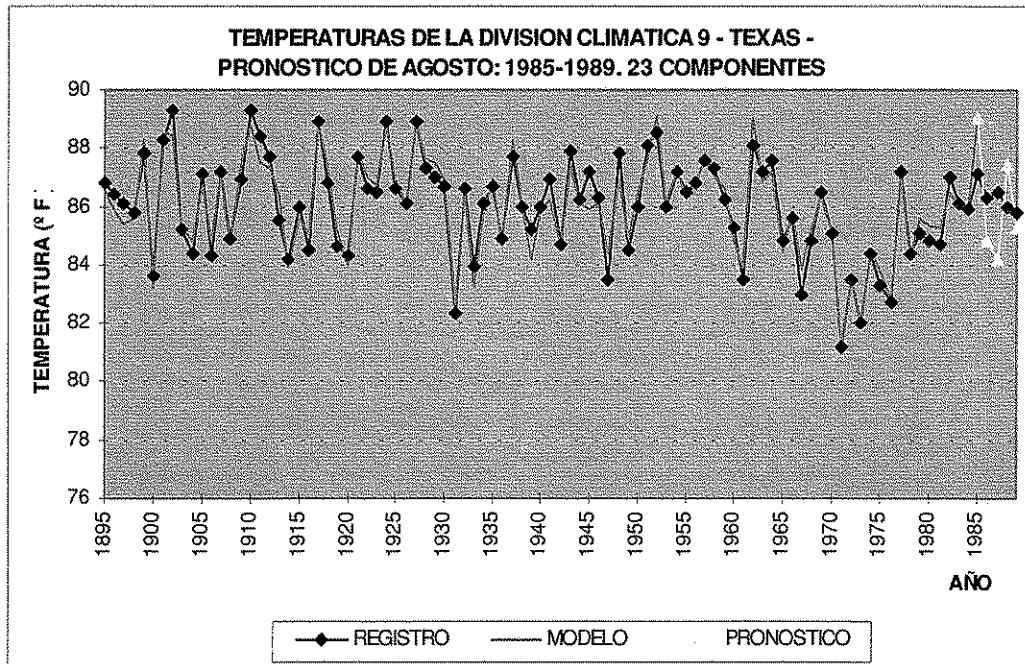
Para darnos una idea de la variación de los resultados en cuanto a la división climática 9, conviene añadir una tabla para comparación de cómo disminuye drásticamente la varianza del registro durante los periodos de pronóstico en comparación con la misma varianza en los periodos base.

PERIODO BASE	VARIANZA REGISTRO	PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO
1895-1980	3.15	1981-1989	1.56
1895-1981	3.05	1982-1989	0.24
1895-1982	3.03	1983-1989	0.20
1895-1983	2.99	1984-1989	0.23
1895-1984	2.96	1985-1989	0.25
1895-1985	2.94	1986-1989	0.10
1895-1986	2.91	1987-1989	0.13

**TABLA 7.15.** Comparativo de las varianzas de los registros durante los periodos base y periodos de pronóstico para la división climática 9, Texas; EUA.

Es claro que la disminución en los valores de estas varianzas es considerable para los periodos de pronóstico con relación a los periodos base. Cambiando drásticamente su comportamiento previo. De tal manera que han afectado las estimaciones calculadas con el modelo. Lo que podría ser producto de una oscilación de baja frecuencia, que es difícil detectar inclusive con una serie de tiempo relativamente larga como esta. Así, aunque hemos estado utilizando sólo registros instrumentales (directos), sin embargo es posible “alargar” las series por métodos indirectos, como el estudio de anillos de arboles, sedimentos lacustres, etc. Siempre pensando en la posibilidad de detectar tales frecuencias.

Aún con esto, el pronóstico fue capaz de lograr una correlación positiva de 0.48 para el período de pronóstico 1985-1989, con una reconstrucción de 23 componentes cosenoidales, aunque la varianza explicada es de un valor de 2.77 (Gráfico 7.14).



**GRAFICA 7.14.** Gráfico comparativo de la temperatura ambiente media de los registros y calculada por el modelo para el mes de Agosto de la División climática 9 (Texas). El pronóstico comprende el periodo 1985-1989.

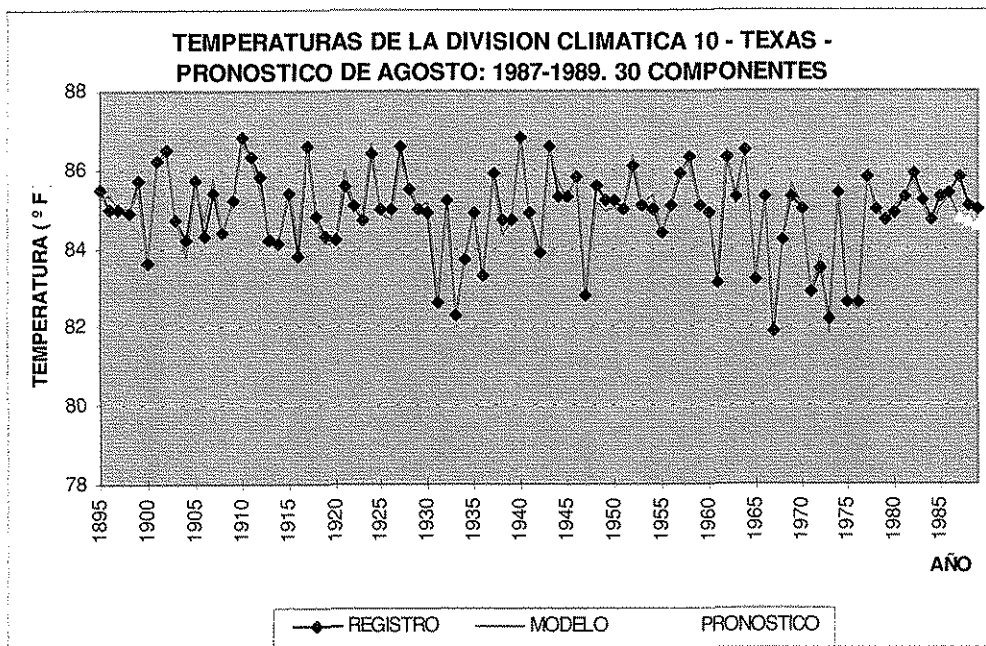
**TESIS CON FALLA DE ORIGEN**

**DIVISION CLIMATICA 10, TEXAS; EUA**  
**MES PRONOSTICADO: AGOSTO (MENOR DESVIACIÓN ESTÁNDAR)**  
**LONGITUD DE LA SERIE DE TIEMPO: 1895-1989**

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA EXPLICADA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
81-89 (23)	0.14	0.52	0.78	0.11	0.01	-460.36
81-89 (90)		0.40	0.53	0.36	-0.13	-278.46
82-89 (23)	0.16	0.15	0.30	0.10	0.01	-84.84
82-89 (50)		0.22	0.42	-0.08	0.01	-164.29
83-89 (23)	0.12	0.20	0.55	-0.88	0.77	-367.95
83-89 (50)		0.18	0.52	-0.92	0.84	-336.17
84-89 (23)	0.14	0.23	0.58	-0.72	0.52	-309.38
84-89 (50)		0.17	0.56	-0.95	0.89	-294.46
85-89 (23)	0.10	0.15	0.48	-0.52	0.27	-395.46
85-89 (70)		0.13	0.41	-0.64	0.41	-317.79
86-89 (23)	0.13	0.29	0.60	-0.04	0.00	-365.97
86-89 (30)		0.05	0.39	-0.17	0.03	-199.65
87-89 (23)	0.19	0.09	0.48	0.16	0.03	-153.30
87-89 (30)		0.01	0.47	0.89	0.80	-149.51
87-89 (90)		0.04	0.46	0.20	0.04	-144.56

**TABLA 7.16.** Análisis estadístico del pronóstico de temperatura del mes con menor desviación estándar. División Climática 10, Texas; EUA.

Los resultados al análisis estadístico a la división climática 10, nos muestran en primer término que, aunque la desviación estándar del registro ha cambiado en forma apreciable de la observada durante el período base al período de pronóstico, por lo menos en una de opciones ha sido capaz de obtener resultados aceptables. Esto es particularmente cierto para el periodo de pronóstico 1987-1989 modelando con 30 componentes cosenoidales (Gráfica 7.15). De tal manera que es posible obtener valores de 0.89 y 0.80 para los parámetros de coeficiente de correlación y determinación respectivamente, y con una varianza izquierda de 0.47, que es cercana al valor de cero que se desea. Aunque, por lo apuntado anteriormente la varianza del registro de 0.19, no permite incrementar el ajuste como se hubiera esperado. Aún con ello, es de destacar que, contrariamente al caso de los resultados obtenidos para la división climática 9, en el caso de la división climática 10, el método fue capaz de simular un cambio en la varianza del registro, lo cual nos permitió como se había comentado anteriormente obtener mejores resultados del análisis estadístico. Entonces, convendría revisar para un trabajo posterior cuales son los factores determinantes que afectan sensiblemente el espectro de frecuencias buscado y, por ende, el pronóstico de los valores de variables climáticas.



**GRAFICA 7.15.** Gráfico comparativo de la temperatura ambiente media de los registros y calculada por el modelo para el mes de Agosto de la División climática 10. El pronóstico comprende el periodo 1987-1989.



### 7.3 PRESIÓN HEMISFERICA.

Como antes se estableció en el punto 3.1.1., las series de tiempo de la variable presión tienden a tener características más estables con relación a precipitación y temperatura, por lo tanto, se consideró que la serie del índice de Oscilación del Sur, podría ser utilizada tomando en cuenta los propósitos el presente trabajo.

PARAMETROS ESTADÍSTICOS MENSUALES DEL INDICE DE OSCILACION DEL SUR													
	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
PROMEDIO =	0.02	-0.06	-0.15	-0.01	-0.02	-0.11	0.05	-0.18	-0.01	-0.14	-0.10	0.04	-0.06
DESV EST =	1.13	0.96	1.25	1.37	0.99	1.49	1.07	1.10	1.06	1.06	1.02	1.08	0.73
MAX =	2.69	1.69	2.10	3.64	2.40	4.07	2.83	3.48	3.14	2.19	3.09	2.80	2.14
MIN =	-3.36	-3.46	-3.51	-3.87	-3.23	-4.34	-2.32	-2.74	-2.13	-2.69	-3.25	-3.38	-1.80

**TABLA 7.17.** Parametros estadísticos mensuales del índice de Oscilación del Sur.

En la tabla anterior (Tabla 7.17) se pueden observar los parámetros estadísticos mensuales - calculados a partir del registro de 1866 a 2001 - de la serie del índice de oscilación del sur (Southern Oscillation Index, SOI, por sus siglas en inglés). Se decidió que se podría utilizar la serie de valores promedio anuales para fines de pronóstico, con el mismo planteamiento que fue utilizado en las otras variables climáticas; esto es, estudiar la variación de los resultados al modificar la longitud del registro base y el numero de componentes cosenoidales usadas para la reconstrucción y pronóstico de la serie.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN

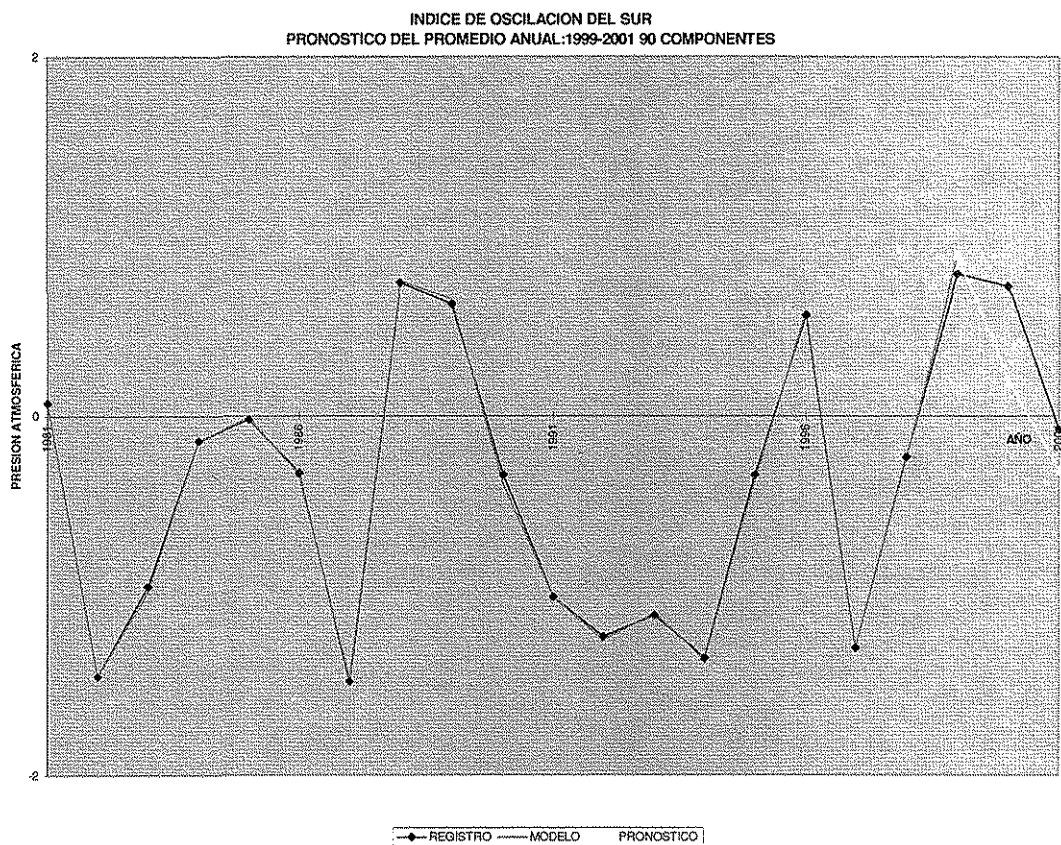
**INDICE DE OSCILACION DEL SUR  
MES PRONOSTICADO: PROMEDIO ANUAL  
LONGITUD DEL REGISTRO: 1866-2001**

PERIODO DE PRONOSTICO	VARIANZA REGISTRO	VARIANZA MODELO	VARIANZA IZQUIERDA	COEFICIENTE DE CORRELACION	COEFICIENTE DE DETERMINACION	REDUCCION EN PORCENTAJE
95-2001 (23)	0.55	0.10	0.78	-0.53	0.28	-41.84
95-2001 (30)		0.15	0.72	-0.25	0.06	-31.75
95-2001 (50)		0.12	0.61	-0.07	0.01	-10.49
96-2001 (23)	0.63	0.27	0.77	-0.02	0.00	-22.02
96-2001 (30)		0.32	0.80	-0.02	0.00	-27.74
96-2001 (50)		0.36	0.78	0.05	0.00	-24.56
96-2001 (70)		0.29	0.76	0.02	0.00	-20.18
96-2001 (90)		0.31	0.78	0.01	0.00	-23.71
97-2001 (23)	0.72	0.26	0.92	-0.19	0.04	-28.79
97-2001 (30)		0.15	0.91	-0.38	0.14	-26.98
97-2001 (50)		0.39	1.06	-0.17	0.03	-47.36
97-2001 (70)		0.23	0.92	-0.22	0.05	-27.86
97-2001 (90)		0.21	0.87	-0.19	0.04	-21.45
98-2001 (23)	0.28	0.20	0.23	0.72	0.52	19.02
98-2001 (30)		0.16	0.21	0.86	0.74	25.57
98-2001 (50)		0.26	0.18	0.98	0.96	36.72
98-2001 (70)		0.14	0.22	0.95	0.91	21.98
98-2001 (90)		0.16	0.20	0.93	0.86	27.97
99-2001 (23)	0.23	0.30	0.17	0.98	0.96	29.32
99-2001 (30)		0.24	0.18	0.97	0.94	23.94
99-2001 (50)		0.37	0.16	0.92	0.84	33.66
99-2001 (70)		0.35	0.12	0.83	0.69	48.12
99-2001 (90)		0.36	0.11	0.85	0.73	50.95

**TABLA 7.18.** Análisis estadístico del pronóstico del índice de oscilación del sur.

Como podrá observarse en la tabla anterior (Tabla 7.18), en términos generales conforme el número de valores pronosticados (en este caso años) disminuye, los parámetros estadísticos aumentan. Así, el mejor resultado en cuanto a la reducción en porcentaje de 50.95 lo tenemos para un período de pronóstico de 3 años, esto es de 1999 a 2001, con 90 componentes cosenoidales para la construcción de la serie (Gráfica 7.16). Sin embargo, el valor más alto en cuanto al coeficiente de correlación (0.98) y, por ende, del coeficiente de determinación (0.96) corresponde a un período de 1998-2001, y 50 componentes cosenoidales; además se puede notar que la varianza izquierda es cercana a cero, que respalda el resultado del coeficiente de determinación, más como la varianza del registro también es pequeña no podemos obtener un valor aceptable de la reducción en porcentaje.

Es también cierto que, de 5 periodos posibles de pronóstico, sólo en 2 de ellos obtenemos resultados positivos en los parámetros estadísticos. Por lo que se puede recomendar que es conveniente realizar varias pruebas con los periodos a pronosticar, y asimismo cambiar el número de componentes para observar la respuesta de los resultados.



**GRAFICA 7.16.** Gráfico comparativo de la diferencia de las presiones registradas (Tahití y Darwin) y calculada por el modelo para el promedio anual del Índice de Oscilación del Sur. El pronóstico comprende el periodo 1999-2001.

TESIS CON  
 FALLA LE ORIGEN

ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El termino “factor antropogénico” introducido a la ecuación del clima ha hecho necesario un mayor desarrollo de métodos que nos ayuden a mejorar las estimaciones de las variables climáticas más importantes. Por ello, este trabajo presenta la evaluación de un método de análisis espectral (Sánchez-Sesma, 1998), que tiene como principales características: el aumento de la resolución en la definición espectral en el dominio de las frecuencias, y la disminución del efecto ventana.

Son notorias en la aplicación del método de análisis dos características que cambian principalmente los pronósticos de las variables climáticas, siendo estos: la longitud (base) propia de la serie de la cual se extrae la información de las frecuencias con mayor potencia en el espectro, y el número de componentes cosenoidales con el cual se reconstruye la serie y se pronostican los valores. Esto se hace evidente al revisar la variación de los parámetros de los análisis estadísticos aplicados a los pronósticos.

Aunque como una primera aproximación, en espera de un trabajo más exhaustivo con un número mayor de condiciones con diferentes variables, se podría señalar que el método de análisis permite mejores resultados (considerando los parámetros estadísticos básicos) con las variables presión y temperatura, y en menor grado con la precipitación. Aún se puede mencionar que se obtienen resultados aceptables con la presión (en el caso del presente trabajo índice de oscilación del Sur), ya que los valores de la varianza (izquierda, definida en el capítulo siete), son pequeños en comparación con los de las otras variables. También es cierto, que la capacidad de pronóstico es limitada, ya que en términos generales sus mejores resultados pueden obtenerse para pronósticos con un rango máximo de cinco años, lo cual ciertamente podría definir al método, por lo pronto, como de limitada aplicación, lo cual no restringe que pudiera ser utilizado para pronosticar, una sequía en el noreste de la república mexicana, o un aumento de las precipitaciones en el noroeste de México, en presencia del FENOS (Fenómeno El Niño – Oscilación del Sur).

Es conveniente señalar que, tal vez convendría construir series regionales de precipitación (o temperatura) para la república mexicana tomando como base para la selección de los grupos de estaciones (regiones climáticas), la clasificación climática de Köppen-García. De tal manera que, podría observarse el comportamiento de las estadísticas, una vez aplicado el método a series con características homogéneas desde el punto de vista climático.

Como en el presente trabajo se utilizaron hasta un máximo de 90 componentes cosenoidales para la reconstrucción y pronóstico de las series de tiempo, habría que experimentar utilizando un mayor numero de

componentes para observar si el ajuste mejora o empeora, en detrimento de la hipótesis de que con un número pequeño de estas componentes, es posible encontrar las frecuencias de mayor potencia -con probables vínculos con fenómenos físicos- y, por tanto reconstruir y pronosticar la serie con aceptables resultados.

Es posible también extenderse más allá de las limitaciones que imponen los registros directos (instrumentales), y “alargar” la serie mediante registros indirectos como: anillos de árboles, sedimentos lacustres, sedimentos de fondos marinos, etc., de tal manera que se pudiera extraer información de bajas frecuencias que ayudarían en la reconstrucción y pronóstico de las variables climáticas.

Cabe decir, para aquellos que están relacionados con otras disciplinas e interesados en proyectos interdisciplinarios, que el método puede ser utilizado para estudiar el comportamiento de otras variables no climáticas, por ejemplo, la serie de tiempo de los precios del trigo en los países europeos, y buscar patrones que nos ayuden a relacionar el clima con sus impactos sociales y económicos.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN



## BIBLIOGRAFIA

- Burrough, William James. **"Weather cycles : Real o Imaginary?"** Cambridge University Press. Great Britain. 1994.
- Calvo, Angel S. **"Causas Mecánicas en la producción de los fenómenos geofísicos y de las manchas solares"** Subsecretaría de Planeación de la SAGAR. México. 1975.
- Cavazos, Teresa and Hastenrath Stefan. **"Convection and rainfall over México and their modulation by the southern oscillation"** International Journal of Climatology. 1990. 377-379.
- Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (Conacyt). **"El descubrimiento de la Tierra"** (Artículo: Historia del clima de la Tierra; Fairbridge, Rhodes W). México. 1992.
- Davis, John C. **"Statistics and data analysis in Geology"** Wiley & Sons Inc. New York, USA. 1986.
- Davidson, Keay. **"El niño strikes again"** Earth (Magazine). June 1995. pp 24-31.
- Erickson, Jon. **"Ice Ages: Past and Future"** Tab Books. USA. 1990.
- Essenwanger, O. **"Applied Statistics in Atmospheric Science: Part A. Frecuencies and Curve Fitting"** Elsievier scientific publishing company. New York, USA. 1976.
- Gribbin, John. **"El clima futuro"** Biblioteca científica Salvat (Tomo 58). Salvat Editores. Barcelona, España. 1986.
- Hammond, Roger H; Rogers, William B y Crittendern, B John. **"Introducción al fortran 77"** Cambridge University Press. 1994. Great Britain.
- Herman, John R and Goldberg, Richard A. **"Sun, Weather and Climate"** Dover Publications. New York, USA. 1977.
- Jenkins, Gwilym M and Watts, Donald G. **"SPECTRAL ANALYSIS and its applications"** Holden-Day. San Francisco, USA. 1968.
- Kay, Steve M. **"Modern spectral estimation"** Prentice Hall. U.S.A. 1988.
- Koopmans, L.H. **"The Spectral Analysis of Time Series "** Academic Press. New York. 1974.
- Magaña Victor (Editor). **"Los impactos de El Niño en México"**. Sep-Conacyt. México. 1999.
- Organización Meteorológica Mundial. **"Compendio de apuntes para la formación del personal meteorológico de la clase IV (Volumen 2: Climatología)"** Dirección General de Geografía y Meteorología. 1975.
- Ortega Gil y Velázquez Aguirre. **"Variabilidad de la precipitación en México"**. Revista de Ingeniería LXV 4/4. México. 1995. pp 203-205.

TESIS CON  
FALLA DE ORIGEN