

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE CIENCIAS



**ANALISIS DE LA VARIACION SOLAR DIARIA PARA
DIAS QUIETOS EN MEXICO**

T E S I S

que para obtener el título de:

F I S I C O

p r e s e n t a :

GILBERTO ANDRES ALCANTARA SANCHEZ

México, D. F.

1978



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**ANALISIS DE LA VARIACION SOLAR DIARIA
PARA DIAS QUIETOS EN MEXICO.**

Con profundo agradecimiento
y cariño
a mis padres
Sr. Agustín Alcántara Molina
Sra. María Sánchez de Alcántara

A mi hermana
María Eugenia,
haciendo patente mi cariño.

AGRADECIMIENTOS

Quiero patentizar mi más profundo agradecimiento al Fís. Adolfo Orozco Torres por su ayuda para la dirección de esta tesis.

Asimismo, agradezco a los profesores

Dra. Carmen Cisneros Gudiño,

M. en C. Enrique Javier Buendía Carrera,

Fís. Alejandro Morales Mori,

Fís. Alberto Barragán Vidal,

por la revisión de este trabajo. Al Ing. Carlos Cañón Amaro, por sus valiosos puntos de vista y al Ing. José Lauro Ramírez B., por la elaboración de los dibujos de esta tesis.

Hago extensivo mi agradecimiento a todos aquellos que, de una u otra forma, me ayudaron.

A la Facultad de Ciencias
y a mis maestros,
con mi perenne gratitud.

A mis amigos,
con afecto, por el apoyo
moral que me brindaron.

I N D I C E

	Pág.
INTRODUCCION.	
HISTORIA.	
CAPITULO 1.- INSTRUMENTOS, MEDICION Y DESCRIPCION DEL CAMPO MAGNETICO TERRESTRE	1
1.1.- Elementos Magnéticos.	1
1.2.- Unidades y Valores de Fuerza.	4
1.3.- Instrumentos.	4
1.4.- Observatorios Magnéticos.	7
1.4.1.- Observatorios Magnéticos Permanentes.	7
1.4.2.- Estaciones de Repetición.	8
1.4.3.- Expediciones Magnéticas.	9
1.4.4. Satélites Artificiales.	10
1.5.- Mapas Isomagnéticos.	11
1.6.- El Campo Magnético en la Superficie Terrestre.	12
1.7.- Variación Secular Magnética.	14
1.8.- Desarrollo de Gauss del Potencial Escalar Magnético.	15

	Pág.
1.8.1. Desarrollo de Gauss.	16
1.8.2. Importancia de los Coeficientes.	19
1.9.- Modelos del Campo Magnético.	20
1.9.1. Dipolo Central Geomagnético.	21
1.9.2.- Dipolo Excéntrico.	24
1.9.3.- Modelos de Alta Simulación del Campo Magnético.	26
 CAPITULO 2.- VARIACIONES TEMPORALES DEL CAMPO MAGNETICO.	 31
Introducción.	31
2.1.- Clasificación de las Variaciones Geomagnéticas Temporales.	34
2.1.1.- Variaciones Periódicas.	35
2.1.2.- Variaciones Esporádicas.	36
2.2.- Indices de Perturbación Magnética.	37
2.2.1.- Índice Característico (c).	37
2.2.2.- Índice Trihorario de Perturbación (k).	38
2.2.3.- Índice Planetario Trio- horario (k_p).	41
2.2.4.- Índice a_k .	42
2.3.- Ionósfera.	45
2.4.- Teoría del Dínamo Atmosférico.	48

2.5.- Variación Solar Diurna para los Días Quietos (S_q).	49
2.5.1.- Estudio de S_q .	50
2.5.2.- Morfología de S_q .	53
2.5.3.- Sistemas de Corrientes.	56
2.5.4.- Electrojets Ecuatorial, Auroral o Polar.	60
2.5.5.- Componentes Externa e Interna del Campo S_q .	61
2.5.6.- Perturbación Solar Diurna S_D .	61
2.5.7.- Variación Lunar "L".	63
 CAPITULO 3.- VARIACION SOLAR DIARIA EN LA INTENSIDAD HORI- ZONTAL PARA DIAS QUIETOS PARA LOS AÑOS 1963 Y 1968.	 66
Introducción.	66
3.1.- Criterios de Selección de los Cinco Días Quietos de cada mes (S_q).	67
3.1.1.- Criterio de acuerdo al anuario.	68
3.1.2.- Criterio de Suma Mínima de Indices Trihorarios.	68
3.1.3.- Criterio de Eliminación de Indices (K) Elevados.	70
3.1.4.- Criterio de Rango Equivalente.	71

	Pág.
3.1.5.- Criterio de Gráficas.	73
3.1.6.- Relación de Días Seleccionados para (S_q).	74
3.2.- Análisis de la Edad Lunar para los Días Seleccionados.	80
3.3.- Cálculo de la Variación Solar Diaria para Días Quietos.	84
3.3.1.- Intensidad Horizontal Corregida.	85
3.3.2.- Variación (S_q) Mensual.	86
3.3.3.- Variación (S_q) Estacional.	89
3.3.4.- Variación (S_q) Anual.	92
CAPITULO 4.- ANALISIS Y CONCLUSIONES.	93
Introducción.	93
4.1.- Máximos y Mínimos Mensuales de la Intensidad Horizontal (S_q).	94
4.2.- Máximos y Mínimos Estacionales y Anuales de (S_q).	95
4.3.- Rangos Mensuales de (S_q).	100
4.4.- Rangos Estacionales y Anuales de (S_q).	104
Conclusiones.	107

INTRODUCCION

El estudio de las variaciones periódicas del campo geomagnético ha ido cobrando importancia creciente en los últimos dos siglos. Particularmente se ha encontrado que el sol induce una variación con período de 24 horas conocida como la Variación Solar Diurna.

Existen ciertos días particularmente tranquilos en los cuales esta variación es lenta y regular y se ha designado como "Variación Solar Diurna para Días Quietos". El resultado es que la intensidad de estas variaciones esta modulada por el ciclo solar de 11.3 años. El objeto de esta tesis es el de analizar esta "Variación solar diurna para días quietos S_q " y su modulación debida al ciclo de actividad solar. Para ésto se tomaron datos correspondientes al año calmado de 1963 y perturbado de 1968 del Observatorio Magnético Mexicano ubicado en el pueblo de Teoloyucan, Estado de México. Se calculó la variación S_q para ambos años y se hizo un análisis comparativo.

En el primer capítulo de esta tesis, después de una breve introducción histórica, se presenta una descripción del campo mag

nético terrestre, los instrumentos más comunes para su estudio y los modelos matemáticos para describir este campo. En el segundo capítulo se describen las principales características de las variaciones temporales periódicas, con especial énfasis en S_q . En el tercer capítulo se especifica el método empleado para el análisis de los datos y el tratamiento estadístico que se les dió, así como los resultados finales obtenidos para el año 1963 y 1968. Finalmente, en el cuarto capítulo se hace el análisis comparativo de la variación solar diurna para días quietos en el año calmado de 1963 y el año perturbado de 1968. Se espera que aunque incompleta y con posibles omisiones o fallas, esta tesis sirva para posteriores estudios del campo geomagnético en nuestro país.

HISTORIA

Al descubrirse las propiedades directivas de los imanes, hace más de mil años en China, el magnetismo empezó a tener una influencia notable en los hechos humanos. Estas propiedades consisten básicamente en que cuando se le permite a un imán oscilar libremente alrededor de un eje vertical, se orienta en una dirección que inicialmente se identificó con la dirección Sur - Norte. Esta característica permitió a los marineros aventurarse con más confianza lejos de las costas, aún cuando no fuera posible guiarse por las estrellas.

Un notable investigador del magnetismo terrestre, fue el fraile Franciscano Pierre de Maricourt, el cual es mencionado en el libro "Opus Tertium" del fraile Roger Bacon (1267). Pierre de Maricourt, en una carta enviada a un amigo escrita en 1269, mencionó que cortó un imán en forma esférica y exploró la dirección de la intensidad magnética sobre su superficie por medio de pequeños imanes pivotados. Sobre esta superficie trazó conjuntos de líneas a las que les dio el nombre de "Meridianos Magnéticos", que indicaban la orientación que adquirirían los imanes, encontrando que estas líneas convergían en dos puntos diametralmente opues

tos, a los cuales les dio el nombre de "Polos". Descubrió que poniendo esta esfera dentro de una bandeja de madera llena de agua, uno de los polos y siempre el mismo, se orientaba en dirección Norte y el otro en dirección Sur. Además, demostró que polos semejantes de diferentes imanes se repelían y polos diferentes se atraían, demostrando con esto, por primera vez, un claro entendimiento de las fuerzas magnéticas. Al polo que se orientaba en dirección Norte lo llamó "Polo Norte Magnético" de la esfera, y al otro "Polo Sur Magnético".

Para estas fechas ya era conocido el hecho de que la brújula (a la cual los marineros dan el nombre de "compás") no indica al norte geográfico verdadero, sino una dirección más o menos cercana. Esta desviación de la brújula fue atribuida inicialmente a la imperfección de los instrumentos; sin embargo, a mediados del siglo XV, los fabricantes de brújulas de Nuremberg, ya sabían que la brújula no se orientaba en realidad en la dirección Sur - Norte, sino al Este o al Oeste de esta línea, dependiendo del punto de observación y que esta desviación no era consecuencia de los instrumentos. Al ángulo formado entre la orientación de la brújula y la dirección Norte geográfico se le dio el nombre de Declinación Magnética o "error de compás". En algunos mapas publicados en 1500, ya se incluía este "error de compás", porque la aguja es

tá dibujada desviada del Norte verdadero.

En el año de 1576, Norman, un investigador inglés descubrió que si a una brújula se le permite oscilar libremente alrededor de una eje horizontal, perpendicular a la declinación de la brújula, esta última adquiriría una inclinación determinada. Este hecho ya había sido descubierto por el clérigo Hartmann en 1544, sin embargo sus notas fueron olvidadas en la biblioteca de Königsburg y fueron descubiertas hasta el año de 1831.

Norman (1581), publicó sus descubrimientos y propuso audazmente para su época, que la brújula "buscaba" el mismo punto sobre la superficie terrestre desde cualquier lugar y no como se había creído hasta entonces que la orientación de la brújula era debido a una influencia celeste.

Gilbert, astrónomo de la reina Elizabeth I de Inglaterra, repitió en 1600 los experimentos de Pierre de Maricourt en un imán esférico, no sólo verificó y delineó los meridianos magnéticos, sino que también localizó los polos. Además, observó la inclinación en la esfera cuando los ejes del imán estaban horizontales a la superficie de la esfera y perpendiculares a un meridiano magnético.

Comprobó que los imanes permanecían radialmente en los polos, tangencialmente en el ecuador magnético e inclinados oblicua

mente en las latitudes intermedias. Esto le permitió comparar sus resultados con los obtenidos sobre inclinación por Norman en Londres. Gilbert publicó todas sus observaciones en su libro "De Magnete", en el cual propuso la hipótesis de que la Tierra tenía un gran imán en el centro. Su libro es además un tratado histórico que incluía desde que se empezaron a hacer experimentos en magnetismo y electricidad estática. Este libro ganó fama y aclamación de muchos estudiosos de esa época, entre ellos la de Galileo.

En 1722, un investigador inglés, Graham, descubrió que la orientación de la brújula no era constante durante el día, sino que sufría pequeñas oscilaciones. Estas variaciones del campo magnético se encontraban presentes tanto en la declinación como en la inclinación. Él observó que durante ciertos días, estas variaciones eran lentas y regulares, mientras que en otros eran grandes e irregulares, catalogando estos días como magnéticamente quietos y perturbados, respectivamente.

Durante la primera mitad del siglo XIX, dos grandes figuras destacaron en el estudio del campo magnético terrestre: el Barón Von Humboldt y Carlos Federico Gauss. El primero de estos realizó largos viajes en diferentes regiones del globo terrestre, en los cuales hizo extensas observaciones magnéticas, redescubriendo las variaciones del campo magnético. Él observó que en ciertos

días estas variaciones eran excepcionalmente intensas durante períodos de algunas horas y le dio a este fenómeno el nombre de "Tormentas Magnéticas". Gauss considerado el más grande matemático de los siglos XVIII y XIX, desarrolló, en 1838, la expresión matemática más empleada para describir el campo magnético terrestre. Para esto utilizó la teoría del potencial escalar magnético desarrollada por Poisson, en 1834. Además, contribuyó en la parte experimental al descubrir el primer método para medir la magnitud absoluta de un campo magnético.

Ambos investigadores realizaron una intensa actividad personal encaminada a lograr el establecimiento de una red mundial de observatorios magnéticos permanentes. Gracias a sus gestiones ante los gobiernos de varios países Europeos, éstos establecieron observatorios magnéticos en sus territorios, así como en sus colonias. Su influencia alcanzó a los Estados Unidos de América, donde a mediados del siglo XIX, se establecieron varios observatorios magnéticos.

A fines del siglo XIX, Balfourt Stewart propuso la primera teoría sobre el origen de las variaciones temporales del campo geomagnético, relacionándolas con la existencia, en la atmósfera superior de una región eléctricamente conductora.

Durante el siglo actual, se ha ido incrementando el establecimiento de observatorios magnéticos permanentes. En la actualidad, se cuenta aproximadamente con un total de más de 200, distribuidos sobre toda la superficie. También se han organizado expediciones magnéticas, tanto a nivel nacional, como internacional, siendo la más importante la que se realizó durante el Año Geofísico Internacional (AGI), en 1958, en la cual participaron la mayoría de los países del mundo. En ésta se abarcó casi totalmente la superficie terrestre, contando con la ayuda de barcos y aviones para cubrir zonas en las cuales no es posible instalar observatorios.

A raíz del AGI se crearon varios centros mundiales de datos, en los cuales se concentra toda la información que se tiene sobre el campo magnético. Estos centros se localizan en los Estados Unidos, la Unión Soviética, Dinamarca y Japón. A partir de 1958, se revolucionó la técnica de obtención de datos del campo magnético con el empleo de satélites artificiales, con los que se resolvió el problema de cubrir áreas extensas en tiempos cortos. Con la instalación de magnetómetros a bordo de satélites polares, ha sido posible cubrir toda la superficie terrestre, incluyendo zonas de difícil acceso en un solo día. La imagen del campo magnético a grandes distancias de la tierra ha sufrido un cambio dra

mático en los últimos 19 años. Gracias al empelo de satélites y sondas espaciales se ha revelado la existencia de fuentes externas del campo geomagnético inducidas por la interacción entre éste y la corona solar en continua expansión que deforman radicalmente la configuración magnética terrestre a grandes distancias.

Para concluir, consideramos que no es posible en un trabajo de geomagnetismo dejar de hacer una mención concreta al profesor Sidney Chapman. El fue el más importante investigador en el siglo actual en el estudio tanto teórico como experimental del campo magnético terrestre. Sus estudios abarcan todas las áreas de la investigación geomagnética y debido a la cantidad e importancia de sus trabajos queda colocado junto a los primeros en esta disciplina.

CAPITULO 1

INSTRUMENTOS, MEDICION Y REGISTRO DEL CAMPO MAGNETICO

1.1.- Elementos Magnéticos.

Cuando a una brújula se le permite oscilar libremente en el plano horizontal, ésta adquiere una dirección definida, característica para cada lugar de la Tierra. Usualmente esta dirección no concuerda con el norte geográfico. A esta desviación del "Norte Geográfico" se le designó error de compás (así llamado por los marinos), variación o declinación magnética, D . El extremo de la aguja que apunta hacia el Norte en la mayor parte de la Tierra, recibe el nombre de extremo positivo. Se llama "Norte Magnético" a la dirección que pasa por el centro de la brújula y atraviesa el extremo positivo de la misma; "Plano Meridiano Magnético Local" se llama al plano vertical que contiene a la dirección del Norte magnético.

Cuando una aguja magnetizada oscila libremente alrededor de un eje horizontal, perpendicular al meridiano magnético, adquiere una inclinación respecto al plano horizontal, a la cual se le da el nombre de "Inclinación Magnética" (I).

La intensidad de la inducción magnética (\vec{B}) del campo terrestre en un punto cualquiera, puede representarse por medio de sus componentes en un sistema de referencia determinado. Por ejemplo, pueden especificarse: la intensidad magnética total y las componentes vertical (\vec{V}) y horizontal (\vec{H}) de dicha intensidad. Usualmente se emplea un sistema cartesiano local, en el cual el eje X coincide con la dirección OESTE-ESTE. El eje Y coincide con la dirección SUR-NORTE y el eje Z apunta radialmente hacia el centro de la Tierra. La orientación de la inducción magnética total \vec{B} se especifica por medio de dos ángulos: la declinación (D) y la inclinación (I). La componente vertical va hacia afuera del centro de la Tierra y se considera positiva, en tanto que la componente horizontal de \vec{B} se encuentra en el plano horizontal formado por los ejes X, Y, (ver fig. 1-1).

La declinación es el ángulo formado entre el eje X y la componente horizontal (\vec{H}), considerándose positiva o negativa, según se localice al ESTE o al OESTE de la dirección SUR-NORTE. La inclinación es el ángulo formado entre la componente (\vec{H}) y la inducción magnética total \vec{B} , siendo positiva si se encuentra debajo del plano horizontal o negativa en caso contrario.

Otra manera de expresar el vector de inducción magnética

ca, es por medio de sus componentes a lo largo de las direcciones X, Y, Z, por lo que se las designa: "Componente \bar{X} ", "Componente \bar{Y} " y "Componente \bar{Z} ", respectivamente. (Ver fig. 1.1)

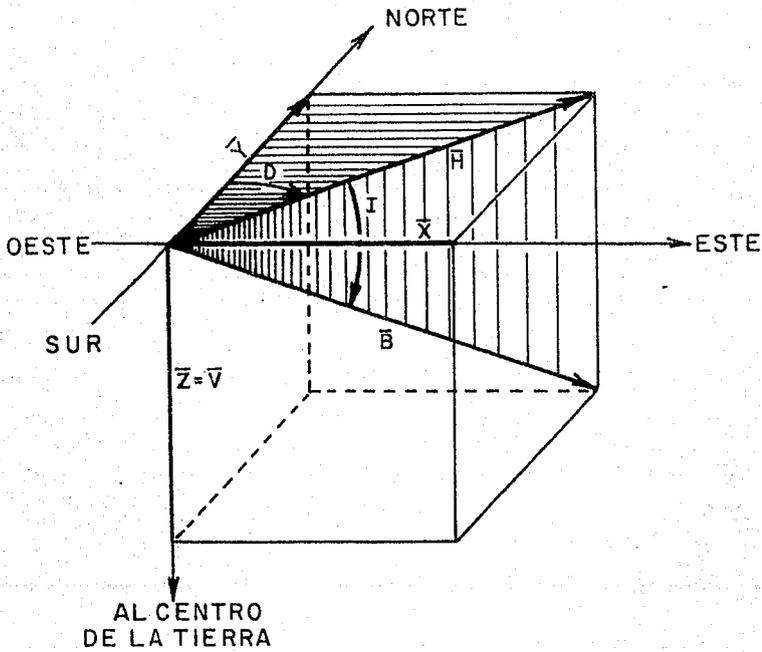


Fig. 1.1. Sistema de referencia local mostrando los elementos del campo magnético terrestre.

A la magnitud de las variables D , I , \bar{B} , \bar{H} , \bar{Z} , \bar{V} , \bar{X} , \bar{Y} y \bar{Z} , se les conoce como "Elementos Magnéticos" del campo magnético.

co Terrestre. Para especificar el campo en un punto cualquiera de la Tierra, se acostumbra emplear cualquiera de los conjuntos de elementos magnéticos siguientes: (\bar{H}, D, I) ; (\bar{H}, D, \bar{V}) ó $(\bar{X}, \bar{Y}, \text{ y } \bar{Z})$.

1.2.- Unidades y valores de fuerza.

La unidad de intensidad magnética más frecuentemente empleada en trabajos de geomagnetismo es el Gauss (Γ). Además, en estos trabajos se ha adoptado internacionalmente, por convención, una unidad más pequeña llamada la gamma (γ), la cual tiene un valor de $1\gamma = 10^{-5} \Gamma$, esta unidad fue introducida por Eschenhagen en 1896.

Estas unidades se emplean para expresar las magnitudes de los elementos magnéticos $\bar{H}, \bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z}, \bar{E}, \bar{V}$.

1.3.- Instrumentos.

Como se mencionó en la introducción, el campo geomagnético sufre cambios constantemente. Sus variaciones son registradas continuamente por métodos forográficos en los observatorios magnéticos distribuidos sobre toda la superficie terrestre. Los observatorios magnéticos más antiguos datan de 1824 y en ellos las mediciones de las variaciones de los elementos magnéticos se

hacían ocularmente cada hora, siendo en la actualidad obtenidos por medio de registros forográficos o electrónicos. Brooke en 1847 desarrolló un magnetómetro automático de registro continuo, gracias al cual obtuvo un premio ofrecido por el almirantazgo británico. El magnetómetro fue instalado en el observatorio magnético de Greenwich en 1847, por el astrónomo real Airy y en algunos otros de los observatorios de la incipiente red mundial, siendo en la actualidad empleado ampliamente en la mayoría de los observatorios magnéticos, los elementos comunmente registrados son: \bar{H} , \bar{V} y D. Los instrumentos usados para medir el campo magnético terrestre son de dos tipos: magnetómetros absolutos y magnetómetros de registro continuo. Los magnetómetros absolutos descritos por Allredge (1967) miden la magnitud y la dirección de la inducción magnética terrestre total, proporcionando los valores a partir de los cuales se observan las variaciones de los mismos. Los de registro continuo, conocidos también como "Variómetros", proporcionan un registro continuo de las variaciones de los elementos magnéticos respecto a una línea base, designándose "magnetograma" al registro obtenido y quedando determinada su escala por medio de los magnetogramas absolutos. (Ver fig. 1-2). Las variaciones se registran automáticamente sobre una placa fotográfica que se mueve a una velocidad de 20 mm/h. En algunos observatorios existen

FOTOGRAFIA DEL MAGNETOGRAMA

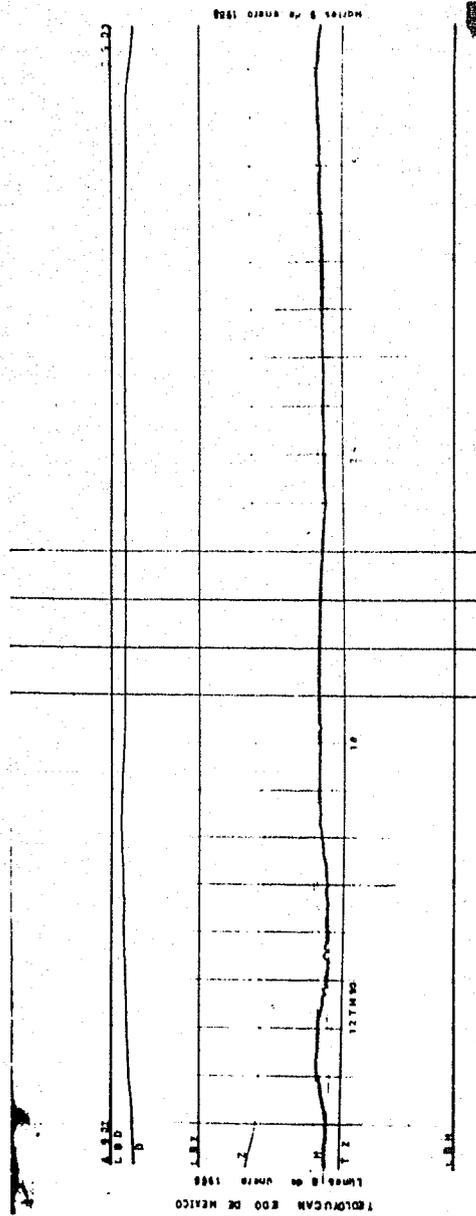


Fig. 1.2.- Magnetograma de la componente horizontal de la inducción magnética en el observatorio de Teoloyucan, correspondiente al día 8 de enero de 1968.

magnetómetros de registro rápido cuya velocidad es de 240 mm/h.

Generalmente se obtiene un magnetograma diario para cada elemento magnético.

1.4.- Observatorios Magnéticos.

Las observaciones del campo magnético terrestre, hasta fechas recientes eran efectuadas principalmente en los observatorios magnéticos. Estos observatorios son de dos tipos: los observatorios permanentes y las estaciones de repetición, además de éstas se organizan en forma eventual expediciones magnéticas, y a últimas fechas se ha desarrollado el uso de satélites artificiales para efectuar estas mediciones. A continuación describiremos brevemente cada una de estas técnicas.

1.4.1.- Observatorios Magnéticos Permanentes.

Los observatorios magnéticos permanentes son lugares seleccionados para estudiar continuamente el campo magnético en el transcurso de tiempos largos.

Estos observatorios están equipados comunmente con magnetómetros absolutos y con uno o varios tipos de variómetros. La importancia de estos observatorios radica en la observación permanente del campo magnético y sus variaciones periódicas y esporádic

cas en un mismo punto geográfico.

En el siglo XIX dos grandes científicos destacaron en el impulso que dieron al establecimiento de observatorios magnéticos, el Barón Von Humboldt y Carlos Federico Gauss. Gracias a sus gestiones, se fundó una red de observatorios magnéticos en todo el mundo.

En el siglo actual, se ha ido incrementando el número de observatorios. En la actualidad existen 204 en funcionamiento, de los cuales 151 tienen variómetros de registro normal, 5 exclusivamente de registro rápido y los 48 restantes tienen ambos tipos de variómetros.

En la República Mexicana, se cuenta con un observatorio permanente que se localiza en Teoloyucan, Estado de México a una posición geográfica de $\lambda = 19^{\circ}44'47.5''$ N y

$\varphi = 99^{\circ}10'00.4'' = 6h 36 \text{ min. } 4.6 \text{ W}$ (ver apéndice I) y a una posición geomagnética $\lambda = + 29^{\circ}33'21''$ $\Phi = 327^{\circ}03'00''$; este observatorio cuenta con una variómetro de registro normal y dos magnetómetros absolutos y ha estado funcionando desde 1923, hasta la fecha.

1.4.2.- Estaciones de Repetición.

Las estaciones de repetición son puntos seleccionados

sobre la superficie terrestre a los que se regresa periódicamente para hacer mediciones del campo magnético total. Los datos obtenidos de estas estaciones sirven para completar los datos de los observatorios permanentes y elaborar los mapas de la distribución geográfica de los diferentes elementos magnéticos, además de este objetivo estos datos son importantes para el estudio de las características de la variación secular en distintos puntos geográficos.

Son necesarias muchas estaciones de repetición en todo el mundo para llenar los espacios entre cada observatorio, debido al gran número de irregularidades causadas por las desigualdades magnéticas en la corteza terrestre.

1.4.3.- Expediciones Magnéticas.

Finalmente, para completar lo más posible los datos magnéticos sobre toda la superficie, se organizan expediciones magnéticas, siendo la primera expedición científica la organizada por el gobierno inglés a los Mares Polares del Sur, a mediados del siglo pasado. Posteriormente se organizaron varias expediciones magnéticas, tanto a nivel nacional como internacional. La expedición internacional más importante fue la del "Año Geofísico Internacional" (AGI) en 1958, en la que prácticamente se abarcó

toda la superficie terrestre (incluyendo los océanos y regiones de difícil acceso) con la ayuda de barcos y aviones, elaborándose en dicho año la "Prospección Magnética Mundial".

Se han presentado dificultades para obtener mediciones magnéticas en las regiones que se localizan en el mar, debido a la estructura metálica de los barcos; por lo que en varios países se han diseñado barcos especiales de madera como son el "Carnie", de EE.UU y el "Sarya" de la U.R.S.S. para estos estudios.

1.4.4.- Satélites Artificiales.

Una técnica que ha revolucionado la obtención de datos magnéticos en la actualidad, consiste en el uso de los satélites artificiales a partir de 1958. Por medio de estos satélites se ha resuelto el problema de cubrir áreas extensas en tiempos cortos, principalmente los satélites polares han sido de gran utilidad, ya que cubren prácticamente toda la superficie terrestre en unos cuantos días, incluyendo a regiones donde no es posible instalar observatorios permanentes o estaciones de repetición, como son desiertos, océanos y polos. También es posible con su empleo, observar el campo magnético a grandes alturas sobre la superficie lo que ha permitido el estudio de fuentes ubicadas fuera de la atmósfera terrestre. (Para una breve revisión de las fuentes exter

nas del campo magnético, puede verse por ejemplo: Orozco, tesis 1970, U.N.A.M.)

1.5.- Mapas Isomagnéticos.

Las observaciones magnéticas obtenidas por medio de las técnicas descritas en la sección anterior, son vertidas en los "Mapas Isomagnéticos". En cada mapa isomagnético, se muestra la distribución sobre la superficie terrestre de los valores de algunos de los elementos magnéticos para una fecha dada. En los mapas se trazan las llamadas "Líneas Isomagnéticas", líneas que representan el lugar geométrico de los puntos en los cuales un elemento magnético tiene un mismo valor, con lo que se obtiene una red de líneas que cubre la superficie terrestre, para cada elemento magnético. Para una descripción del sistema geográfico de referencia, ver el apéndice 1.

Existe un mapa isomagnético para cada elemento, dándoseles un nombre especial a las líneas isomagnéticas, como son: "Líneas Isodinámicas", para las líneas de igual inducción magnética total (\bar{B}), "Líneas Isogónicas", para las líneas de igual declinación (D) y "Líneas Isoclínicas" a las líneas de igual inclinación (I). (Ver The Earth Magnetism, de Chapman, pp. 4-7)

Las líneas isomagnéticas para los elementos \bar{H} , \bar{V} , \bar{X} ,

\bar{Y} y \bar{Z} son llamadas simplemente por el nombre del elemento del que se trata, por ejemplo, las líneas de igual intensidad horizontal (H) o las líneas de igual intensidad vertical (V).

1.6.- El Campo Magnético en la Superficie Terrestre.

En esta sección describiremos brevemente las principales características del campo magnético en la superficie.

Del análisis de los mapas isoclínicos, se observa la existencia de dos puntos sobre la superficie terrestre que se conocen como "Polos Magnéticos". En estos puntos la inclinación magnética vale $\pm 90^\circ$. Su posición geográfica para 1965 era: Polo Norte Magnético 75.5° N, 101.0° Oeste y Polo Sur Magnético 65.5° Sur, 143.3° Este. De acuerdo a la convención sobre magnetismo, el polo que reside en el hemisferio Norte corresponde magnéticamente a un "Polo Sur" o "Polo Negativo", mientras que en el hemisferio Sur lo que se tiene desde el punto de vista magnético es un "Polo Norte" o "Polo Positivo". Sin embargo, por conveniencia tradicional y sobre todo para evitar confusiones se denomina "El Polo Norte Magnético" de la Tierra al polo que reside en el hemisferio Norte y "Polo Sur Magnético" al que reside en el hemisferio Sur.

También en estos mapas, se observa una línea isoclíni-

ca en la cual la inclinación magnética vale 0° , o sea la inducción magnética total yace en el plano horizontal. Al lugar geométrico de estos puntos se le llama "Ecuador Magnético". Existen irregularidades más o menos grandes llamadas "Anomalías Magnéticas", de las cuales las más grandes se localizan al Norte de Asia y Suroeste de Cabo de Buena Esperanza. Dentro de algunas anomalías existen "Polos Magnéticos" secundarios que son diferentes de los polos magnéticos principales, en los cuales la inclinación magnética también vale $\pm 90^\circ$.

Estas anomalías magnéticas son debidas, principalmente a la existencia de grandes depósitos de material magnetizado en la corteza terrestre.

Puede observarse de los mapas isomagnéticos que el campo magnético superficial puede considerarse como la superposición de un campo cuya distribución sobre la superficie es bastante regular y de otro cuya distribución es más bien irregular. Cuando se separan ambas componentes y se analiza la componente regular, se encuentra que corresponde básicamente al campo magnético de un dipolo, que reside en un punto cercano al centro de la Tierra, conocido como el "Centro Magnético".

Más adelante describiremos con más detalle las características principales de la distribución geográfica de este campo

regular.

1.7.- Variación Secular Magnética.

Los valores obtenidos en las investigaciones magnéticas, muestran que el campo magnético sufre "Cambios Seculares". Esto es, cambios lentos tanto en intensidad como en dirección con el transcurso de los años. A esta variación se le dió el nombre de "Variación Secular Magnética", siendo una característica principal del campo magnético.

Gilbert en 1600, propuso que el campo magnético terrestre era constante y que sólo sufría modificaciones como resultado de los grandes cataclismos geológicos. Gellibrand demostró, en 1634 que esto no era cierto, al comparar sus observaciones de la declinación magnética con las realizadas en el siglo anterior en Londres. El descubrió que ésta sufría cambios lentos y regulares con el transcurso de los años.

La intensidad de la variación secular es diferente en cada lugar y época. Para su estudio, se elaboran los llamados "Mapas Isopóricos", en los cuales se observa gráficamente la distribución general de esta variación sobre la superficie terrestre. Esta variación provoca cambios graduales del campo magnético, por lo que es necesario hacer observaciones, periódicamente,

para tener una representación actualizada del campo.

En la actualidad, se encuentra que la intensidad del campo magnético está disminuyendo sobre la mayor parte de la superficie terrestre. Una consecuencia de esta variación es el hecho de que la posición de los polos magnéticos necesita ser recalculada periódicamente, cada 5 ó 10 años. Como un ejemplo de los efectos de esta variación, se presenta en la Tabla 1.1 el cambio en la posición del polo Norte geomagnético, durante el presente siglo.

TABLA 1-1

FECHA	LATITUD grados	LONGITUD grados
1900	79.0 N	69.0 OESTE
1910	78.8 N	68.6 OESTE
1920	78.7 N	68.5 OESTE
1930	78.7 N	68.6 OESTE
1940	78.7 N	68.6 OESTE
1950	78.7 N	69.2 OESTE
1960	78.7 N	69.7 OESTE
1965	78.8 N	70.0 OESTE

Variación Secular del Polo Norte Geomagnético (Cain et al 1967).

1.8.- Desarrollo de Gauss del Potencial Escalar Magnético.

Utilizando la teoría del potencial Escalar, propuesta

en 1824 por Poisson, Gauss desarrolló en 1838 una expresión matemática para la descripción del campo magnético terrestre. Esta expresión es necesaria para analizar la influencia del campo sobre diversos fenómenos geofísicos, así como para el estudio de las relaciones solares terrestres, Gauss resolvió este problema al expresar el potencial escalar del campo magnético en un punto dado, como una suma infinita de funciones armónicas esféricas. Este método se conoce como el "Desarrollo de Gauss" del potencial escalar magnético y es el instrumento matemático más poderoso para el estudio teórico del mismo.

Cuando se aplica este método al estudio del campo geomagnético se encuentra que este proviene de dos contribuciones diferentes. Una de ellas consiste en el campo generado por las corrientes que circulan en el interior de la tierra y que reciben el nombre genérico de "Fuentes Internas". La otra contribución proviene de corrientes eléctricas que circulan en la atmósfera superior o más lejos y los que reciben el nombre de "Fuentes Externas" del campo magnético terrestre. El desarrollo de Gauss permite estudiar el campo proveniente de ambas fuentes.

1.8.1.- Desarrollo de Gauss.

Considerando que las fuentes responsables del campo magnético principal se encuentran en el interior de la tierra y

que no hay corrientes eléctricas, ni campos eléctricos variables en la zona donde nos interesa expresar este campo, encontramos que la ecuación de inducción de Maxwell; (en esu)

$$\nabla \times \bar{B} = \frac{4\pi \bar{J}}{c^2} + \frac{1}{c^2} \frac{\partial \bar{D}}{\partial t}$$

Se reduce a

$$\nabla \times \bar{B} = 0$$

1.1

En este caso, es posible expresar el campo magnético como proveniente de un potencial escalar

$$\bar{B} = -\nabla V$$

1.2

y usando

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0$$

se tiene la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0$$

cuya solución es el potencial magnético escalar total. Este potencial expresado en términos de las funciones esféricas, en un punto de coordenadas geográficas (r, θ, φ) . (Ver apéndice A 1) es:

$$V_t = a \sum_{n=1}^{\infty} \left[\left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} T_n^{(i)} + \left(\frac{a}{r} \right)^n T_n^{(e)} \right] \quad 1.3$$

donde:

r = Distancia al centro de la tierra.

θ = Colatitud geográfica.

ψ = Longitud geográfica.

a = Radio promedio de la tierra

$T_n^{(i)}$ y $T_n^{(e)}$ = son combinaciones de funciones armónicas esféricas de las componentes interna y externa del potencial escalar respectivamente; estas funciones se expresan como sigue:

$$T_n^{(i),(e)} = \sum_{m=0}^n \left[(g_n^m)^{(i),(e)} \cos m\psi + (h_n^m)^{(i),(e)} \sin m\psi \right] P_n^m(\cos \theta) \quad 1.4$$

donde:

$P_n^m(\cos \theta)$ = Polinomios de Legendre parcialmente normalizados.

g_n^m y h_n^m = Coeficientes de Gauss.

Los superíndices (i) y (e) que aparecen en las funciones armónicas esféricas T_n y en los coeficientes g_n^m y h_n^m , se refieren respectivamente a las contribuciones internas y externas al campo magnético terrestre. Dado que en esta sección nos interesa sólo la contribución interna, en adelante no consideraremos la contribución de las fuentes externas. Sustituyendo la parte interna de la ecuación 1.4 en la ecuación 1.3, la expresión para el potencial escalar interno queda dada como:

$$V_i = a \sum_{h=1}^{\infty} \sum_{m=0}^h \left(\frac{a}{r} \right)^{h+1} \left(g_n^m \cos m\psi + h_n^m \sin m\psi \right) P_n^m(\cos \theta) \quad 1.5^*$$

* Para un estudio completo de las funciones armónicas esféricas puede verse, por ejemplo Chapman and Bartels (1940).

Conocida esta expresión del potencial escalar, el campo magnético lo obtenemos sustituyendo la ecuación 1.5 en la ecuación 1.2 y las componentes quedan dadas por:

$$\begin{aligned} B_r &= -\frac{\partial V_i}{\partial r} = -z \\ B_\theta &= -\frac{1}{r} \frac{\partial V_i}{\partial \theta} = -\gamma \\ B_\varphi &= -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V_i}{\partial \varphi} = X \end{aligned} \quad 1.6$$

Los subíndices r , θ , φ , se refieren a las componentes del campo en las direcciones de los vectores unitarios correspondientes.

1.8.2.- Importancia de los Coeficientes.

Vemos de la expresión 1.5 que el potencial escalar queda determinado por el valor de los coeficientes g_n^m y h_n^m y cada configuración magnética está asociada a un conjunto dado de coeficientes determinados. Conocidos estos coeficientes, se conoce el campo en cualquier punto, si se cambian estos coeficientes se modificará el campo magnético de que se está tratando. Este desarrollo corresponde a un desarrollo en múltiplos sucesivos de modo que si todos los coeficientes fueran cero, excepto los correspondientes al primer orden ($n = 1$), la expresión corresponde a la

del campo de un dipolo magnético central. Si sólo los coeficientes del segundo orden ($n = 2$) son diferentes de cero, la expresión corresponde a un cuadrupolo magnético central y así sucesivamente.

1.9.- Modelos del Campo Magnético.

Se define un modelo magnético como una representación simplificada del campo magnético terrestre real. Este modelo es útil en función de los fenómenos que se deseen estudiar. Todos los modelos magnéticos que nos interesan están basados en el desarrollo de Gauss. Por ejemplo, para el análisis de varios fenómenos, basta considerar que el campo magnético corresponde al de un dipolo; sin embargo, para el estudio de otros fenómenos es necesario el uso de modelos más completos, por lo cual tiene que extenderse el desarrollo a órdenes superiores.

Mientras mayor es el número de coeficientes que se incluye en la representación del campo, el modelo resultante se aproxima más al campo magnético real. Cuando se desea obtener un mayor grado de aproximación es necesario extender el desarrollo con suficiente número de términos, pero la expresión matemática se complica y la información adicional va siendo de menor magnitud.

Para estos casos se tiene la ayuda de las computadoras

de alta rapidez y la complejidad matemática del modelo se ha solucionado parcialmente. En la actualidad se trabaja en ciertas áreas de investigación con modelos magnéticos que incluyen la descripción del campo hasta el sexto orden e incluso, de orden superior.

1.9.1.- Dipolo Central Geomagnético.

Como un ejemplo de cómo se elaboran los modelos, desarrollaremos el modelo de "Dipolo Central".

Para este modelo, el desarrollo de Gauss debe extenderse hasta el primer orden, exclusivamente, o sea:

$$V_d = a \sum_{n=1}^{n=1} \sum_{m=0}^m \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos m\psi + h_n^m \text{Sen } m\psi) P_n^m(\cos \theta)$$

es decir,

$$V_d = a \left[\left(\frac{a}{r}\right)^2 \left\{ (g_1^0 \cos 0 + h_1^0 \text{Sen } 0) P_1^0(\cos \theta) + (g_1^1 \cos \psi + h_1^1 \text{Sen } \psi) P_1^1(\cos \theta) \right\} \right]$$

dado que

$$P_1^0(\cos \theta) = \cos \theta, P_1^1(\cos \theta) = \text{Sen } \theta, \cos 0^0 = 1 \text{ y } \text{Sen } 0^0 = 0$$

la expresión para el potencial escalar correspondiente a un dipolo central, se reduce a:

$$V_d = a \left(\frac{a}{r}\right)^2 \left[g_1^0 \cos \theta + (g_1^1 \cos \psi + h_1^1 \text{Sen } \psi) \text{Sen } \theta \right] \quad 1.7$$

sustituyendo la ecuación 1.7 en la ecuación 1.6, se tiene:

$$B_r = -\frac{\partial V}{\partial r} = 2\left(\frac{a}{r}\right)^3 [g_1^0 \cos \theta + (g_1^1 \cos \psi + h_1^1 \sin \psi) \sin \theta] \quad 1.8 a$$

$$B_\theta = -\frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} = \left(\frac{a}{r}\right)^3 [-g_1^0 \sin \theta + (g_1^1 \cos \psi + h_1^1 \sin \psi) \cos \theta] \quad 1.8 b$$

$$B_\psi = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \psi} = -\left(\frac{a}{r}\right)^3 (h_1^1 \cos \psi - g_1^1 \sin \psi) \quad 1.8 c$$

Estas expresiones corresponden al campo magnético de un dipolo residiendo en el centro de la tierra en el que la magnitud del momento magnético está dada por:

$$M = a^3 \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} \quad 1.9$$

y cuya orientación geográfica queda determinada por los ángulos:

$$y \quad \begin{aligned} \theta'_0 &= \cos^{-1} \left(g_1^0 \frac{a^3}{M} \right) \\ \psi'_0 &= \tan^{-1} \left(\frac{h_1^1}{g_1^1} \right) \end{aligned} \quad 1.10$$

donde g_1^0 , g_1^1 , h_1^1 son los coeficientes dipolares de Gauss.

El ángulo θ'_0 es el ángulo que el momento dipolar hace con el eje Z geográfico y el ψ'_0 es el ángulo que hace la proyección del momento dipolar sobre el ecuador geográfico con el eje X geográfico.

En la práctica se acostumbra proporcionar en el lugar de estos ángulos, los ángulos θ_0 y ψ_0 que corresponden a las coordenadas geográficas del polo Norte geomagnético, o sea el punto en que el eje dipolar intercepta al hemisferio Norte.

Conocidos estos ángulos θ_0 y ψ_0 , los ángulos θ'_0 y ψ'_0 los obtenemos de:

$$\theta'_0 = 180^\circ - \theta_0$$

$$\psi'_0 = 180^\circ + \psi_0$$

Conocidos estos ángulos θ'_0 y ψ'_0 y medido M , los coeficientes de Gauss pueden obtenerse de:

$$g_1^0 = \frac{M_z}{a^3} = m_1 \cos \theta'_0 = -0.30401 \text{ } \Gamma(\text{gauss})$$

$$g_1^1 = \frac{M_x}{a^3} = m_1 \sin \theta'_0 \cos \psi'_0 = -0.02164 \text{ } \Gamma(\text{gauss}) \quad 1.11$$

$$h_1^1 = \frac{M_y}{a^3} = m_1 \sin \theta'_0 \sin \psi'_0 = 0.05778 \text{ } \Gamma(\text{gauss})$$

donde m_1 se conoce como el momento reducido del dipolo

$$m_1 = \frac{M}{a^3} = \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2}$$

De las ecuaciones de arriba, nos damos cuenta que los coeficientes de Gauss están relacionados con la orientación del momento dipolar y con sus componentes en el sistema de referencia geográfico.

De estos coeficientes dipolares Gaussianos, dados en

la ecuación 1.11, se observa que el primero es el mayor y de signo negativo.

De acuerdo a las ecuaciones 1,10, esto indica que el ángulo θ'_0 es cercano a 180° esto es, el momento dipolar es aproximadamente antiparalelo al eje geográfico.

Comparando las magnitudes y signos de los dos coeficientes restantes, se ve que el meridiano sobre el que yace el dipolo está situado al Este de Greenwich, datos recientes que se tienen del campo magnético dipolar (Cain 1967), indican que estos valores para 1965, son:

$$\theta'_0 = 168.8^\circ; \psi'_0 = 110^\circ \text{ Este}$$

Se acostumbra dar la orientación del eje dipolar por medio de la posición donde el eje dipolar intercepta la superficie terrestre en el hemisferio Norte; esta posición es:

$$\theta_0 = 11.2^\circ \text{ y } \psi_0 = 70.0^\circ \text{ Oeste}$$

Un hecho importante es que este modelo de campo magnético presenta simetría axial respecto del eje dipolar, además de ser matemáticamente sencillo y en primera aproximación representa adecuadamente el campo magnético, siendo por esta razón el modelo empleado con mayor frecuencia.

1.9.2.- Dipolo Excéntrico.

Cuando se estudian las diferencias entre el campo magnético real y el modelo dipolar, se encuentra que estas diferen-

cias aunque pequeñas son apreciables y provienen básicamente de una contribución de tipo cuadrupolar al campo geomagnético. Es natural, por lo tanto, que un modelo más completo del campo incluya esta parte cuadrupolar.

Sin embargo, esta contribución puede reducirse sensiblemente si consideramos que en lugar de tener un dipolo más un cuadrupolo magnético en el centro de la tierra, lo que tenemos es un dipolo magnético ubicado en un punto cercano al centro de la tierra. La parte principal del cuadrupolo aparece entonces como resultado de desarrollar el potencial escalar magnético del dipolo excéntrico alrededor del centro de la tierra. A la posición de este dipolo magnético que minimiza las contribuciones cuadrupolares se le conoce como el "Centro Magnético".

Partiendo entonces de este concepto, surge un modelo de gran utilidad para el estudio de fenómenos geofísicos como radiación capturada, puntos conjugados, etc. Se considera en este modelo que el campo magnético se debe a un dipolo que reside en el centro geomagnético cuya orientación y momento magnético son idénticos a los del dipolo central. Este modelo recibe el nombre de "Dipolo Excéntrico".

Desarrollando el potencial magnético escalar de un dipolo alrededor de un punto cercano a su localización, aparecen térmi-

nos de tipo cuadrupolar P_2^0 y P_2^1 (no se tiene del tipo P_2^2)

Se observa que este campo magnético es equivalente al campo producido por un dipolo situado en un punto cercano al centro de la tierra.

Thomson ubica el centro magnético "C" en un punto tal que al desarrollar el potencial escalar del dipolo excéntrico en series de Taylor, alrededor del centro de la tierra se anulan los términos cuadrupolares que resultan de este desarrollo. Schmidt, en 1936, define también al centro magnético de manera que el valor medio cuadrático del cuadrupolo es mínimo, tiempo después demostró que su definición coincidía con la de Thomson.

De los datos dados por Parkinson y Cleary (1958), la posición del centro magnético en 1955, fue:

$$R = 436 \text{ km}, \quad \lambda = 15.6^\circ \text{ Norte}, \quad \varphi = 150.9^\circ \text{ Este}$$

y los ejes del dipolo excéntrico intersectaban la superficie terrestre en el hemisferio Norte en la posición $\lambda = 81.0^\circ$ Norte y $\varphi = 84.7^\circ$ Oeste.

1.9.3.- Modelos de Alta Simulación del Campo Geomagnético.

Los modelos de alta simulación del campo geomagnético,

consisten en desarrollos del campo magnético en múltiples Gaussianos a órdenes mayores de $n = 3$. En estos modelos se describe minuciosamente el campo geomagnético y se incluyen algunas de las anomalías más fuertes del campo.

Estos modelos pudieron desarrollarse hasta que se generalizó el uso de las computadoras electrónicas de alta rapidez, ya que cuando se usan expresiones matemáticas para $N > 3$ es muy difícil trabajar por cualquier otro método.

En la actualidad se utilizan modelos de alta simulación, para la mayor parte de los tratamientos completos de los problemas geofísicos, que están relacionados con el campo magnético. Aunque los modelos mencionados anteriormente, siguen empleándose como primera aproximación para el estudio de ciertos fenómenos.

El problema principal para usar estos modelos, es mantener la información al día, ya que aunque la variación secular del campo geomagnético sólo afecta ligeramente a la componente dipolar del campo, los coeficientes de Gauss correspondientes a órdenes más altas se ven afectados sensiblemente por esta variación; por esta razón es necesario recalcular con frecuencia los coeficientes de órdenes mayores de 3.

En la práctica, los coeficientes se están recalculando cuando menos, cada 5 años. Los conjuntos de coeficientes utilizados recientemente son Finch y Leaton (1957) para el año de 1955, los de Jensen y Cain (1962), para el año de 1960. Estos últimos coeficientes no se obtuvieron directamente de los datos experimentales, sino que fueron calculados por la extrapolación a partir de los coeficientes de Finch y Leaton, en los cuales se tomó en consideración la variación secular del campo geomagnético. Estos modelos representan el campo hasta el sexto orden. Para el año de 1965 al menos, ya existían tres modelos más, que eran: Leaton (1965), Hurwitz (1966) y Cain (1967). En el modelo de Cain, el desarrollo de Gauss, se extiende hasta el décimo orden.

Además, se calculan las derivadas de los coeficientes de acuerdo con los datos disponibles sobre la variación secular.

Con el auxilio de los centros mundiales de datos, se hizo realidad la posibilidad de formar un modelo con la mayoría de datos de que se disponía, sobre el campo geomagnético para poder utilizarse internacionalmente; este modelo recibió el nombre de "International Geomagnetic Reference Field" (I.G.R.F.). Para este modelo IGRF, se emplearon prácticamente todos los datos disponibles, incluyendo los datos proporcionados por el satélite OGO-2, en el cual se realizó un mapeo completo del campo magnético a bajas alturas. Los coeficientes correspondientes a este mo

delo IGFR (1969) para 1965 junto con la variación secular están en la tabla 1-2.

A últimas fechas, el número de satélites que realizan observaciones geomagnéticas se ha incrementado. Se han hecho progresos notables en la sistematización y proceso de la información. No será lejano el día que la información se puede obtener en tiempos relativamente cortos y procesarse igualmente rápido, para la obtención de modelos del campo geomagnético tan completos como se desee y tan al día como interese.

TABLA 1-2

n	m	Coeficientes Gaussianos Gammas		n	m	Coeficientes Gaussianos Gammas	
		g_n^m	h_n^m			g_n^m	h_n^m
1	0	- 30339		6	2	4	106
1	1	- 2123	5758	6	3	- 229	68
2	0	- 1654		6	4	3	- 32
2	1	2994	- 2006	6	5	- 4	- 10
2	2	1567	130	6	6	- 112	- 13
3	0	1297		7	0	71	
3	1	- 2036	- 403	7	1	- 54	- 57
3	2	1289	242	7	2	0	- 27
3	3	843	- 176	7	3	12	- 8
4	0	953		7	4	- 25	9
4	1	805	149	7	5	- 9	23
4	2	492	- 280	7	6	13	- 19
4	3	- 392	8	7	7	- 2	- 17
4	4	256	- 265	8	0	10	
5	0	- 223		8	1	9	3
5	1	357	16	8	2	- 3	- 13
5	2	246	125	8	3	- 12	5
5	3	- 26	- 123	8	4	- 4	- 17
5	4	- 161	- 107	8	5	7	4
5	5	- 51	77	8	6	- 5	22
6	0	47		8	7	12	- 3
6	1	60	- 14	8	8	6	- 16

Obtenida del Journal Geomagnetism and Geoelectricity, Vol. 21,
No. 2, 1969.

CAPITULO 2

VARIACIONES TEMPORALES DEL CAMPO MAGNETICO

INTRODUCCION.

Con el estudio de las variaciones del campo magnético terrestre, se han comprendido mejor algunos fenómenos geofísicos que se relacionan con la atmósfera superior. Estas variaciones constan de un campo magnético variable que se superpone al campo magnético principal descrito en el capítulo anterior.

El carácter general de este campo variable es muy complejo, ya que es la resultante de varias componentes difícilmente separables, por no saber qué fracción de la variación total corresponde a cada una de ellas. Además, las componentes son generadas por fuentes muy diversas y cada fuente tiene características particulares.

Las variaciones geomagnéticas, como se mencionó en la introducción, fueron descubiertas en 1722 por Graham, en Londres. El observó con un microscopio las pequeñas oscilaciones diarias de una brújula, viendo, además, que en algunos días las variaciones en la declinación tenían cambios regulares y lentos, mientras que en otros días, los cambios eran más rápidos e irre-

gulares. Esto le permitió establecer una importante distinción entre los días que son magnéticamente calmados de los que son activos o perturbados. Posteriormente (Canton, 1759) encontró que las variaciones de la brújula en días quietos, eran mayores en verano que en invierno.

Porgendorff, en 1826, midió las variaciones con gran facilidad y precisión por medio de una brújula magnetizada y un espejo (ver fig. 2-1), suspendidos de un mismo hilo sobre el que se hacía incidir un rayo de luz. Cuando la aguja giraba, el espejo lo hacía al mismo tiempo, siendo el rayo incidente dirigido a una placa fotográfica, del cual se obtenían los registros de estas variaciones. Este principio es aplicado actualmente en gran cantidad de variómetros en los observatorios magnéticos.

En 1832, Gauss usó el mismo método para observar las variaciones tanto en la declinación magnética, como en la inclinación. De esta manera fue posible observar el cambio total de la orientación del vector magnético.

En Göttingen, Gauss fundó un observatorio magnético, en el cual se hicieron lecturas oculares de la declinación y de los componentes horizontal y vertical de la inducción magnética total para cada hora.

V A R I O M E T R O

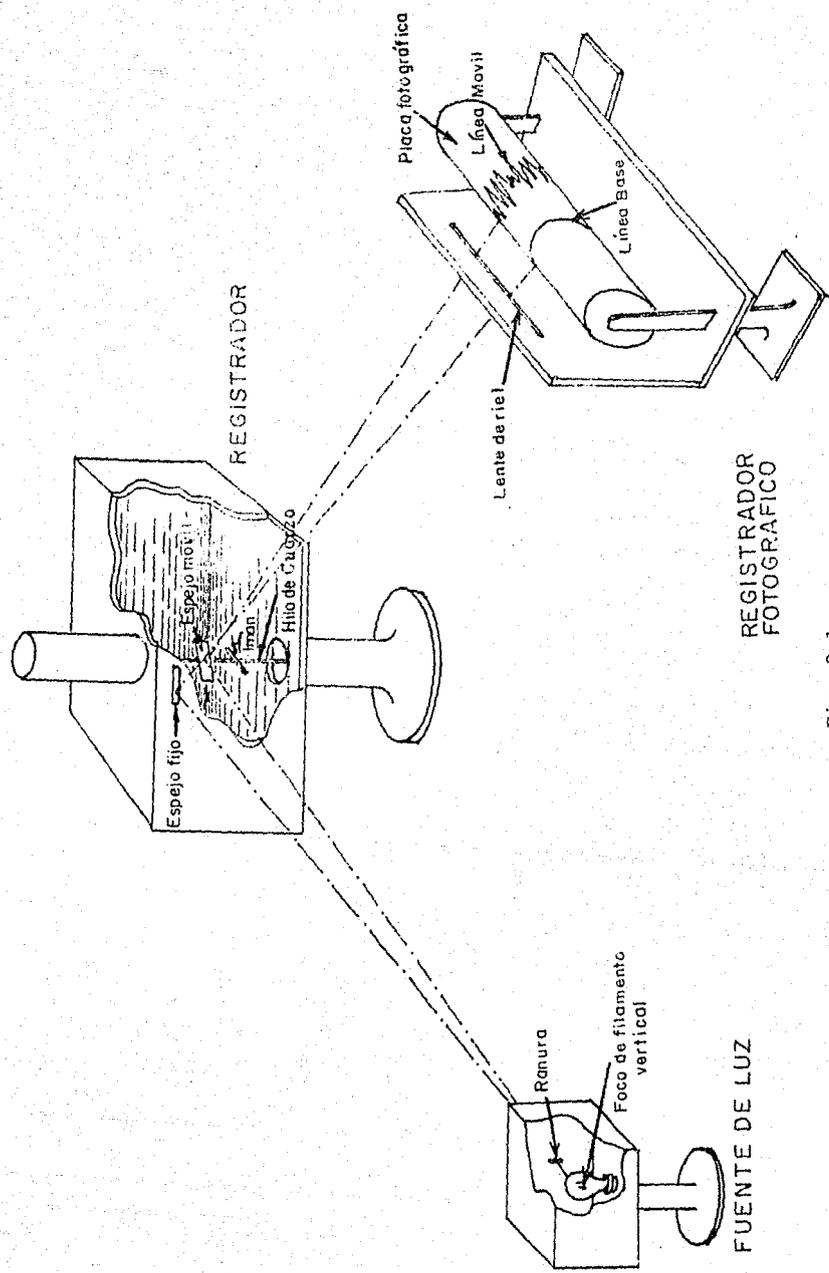


Fig. 2-1
Diagrama esquemático del método usado por Forstendorff para medir las variaciones en la declinación del campo magnético.

A través de los largos viajes que realizó el Barón Von Humboldt por todo el mundo, hizo muchas observaciones magnéticas, incluyendo la dependencia de las componentes magnéticas con la latitud y longitud geográfica del punto de observación. Notó que en ocasiones la componente horizontal presentaba perturbaciones intensas y rápidas a las que designó como "Tormentas Magnéticas".

Para explicar las variaciones regulares y periódicas del campo, Balfour Stewart propuso, en 1882, la existencia en la atmósfera superior de una región eléctricamente conductora. La presencia de esta región fue comprobada experimentalmente por Marconi y otros investigadores al realizar las primeras transmisiones inalámbricas entre EE.UU e Inglaterra. Dado su alto contenido de iones y de electrones libres; esta región recibió el nombre de ionósfera.

2.1.- Clasificación de las Variaciones Geomagnéticas Temporales.

Tomando en cuenta las características temporales de las variaciones del campo geomagnético, éstas se clasifican en dos grupos principales: variaciones periódicas y variaciones esporádicas.

Las variaciones periódicas tienen un comportamiento

cíclico y períodos definidos, aunque sus intensidades son diferentes de un ciclo al siguiente. Las variaciones esporádicas por su parte, aunque presentan un comportamiento particular característico de cada una, su aparición depende principalmente de la actividad solar y además, su distribución espacial y temporal es irregular. A continuación describiremos las principales características de estas variaciones.

2.1.1.- Variaciones Periódicas.

Existen básicamente cuatro tipos de variaciones periódicas que son: la variación solar diaria para días quietos (S_Q), la perturbación solar diurna (S_D), la variación lunar (L) y la variación no cíclica. Las dos primeras variaciones se combinan para producir la variación solar diurna (S), la cual presenta un período de 24 horas igual al período de rotación de la tierra. El comportamiento de esta variación (S) está estrechamente relacionado con la orientación relativa de la tierra y el sol, de donde proviene su nombre.

La variación lunar presenta una componente fundamental con un período de 24 horas 50 minutos aproximadamente y cuando se toman promedios sobre todo el ciclo lunar, la componente diurna se elimina y subsiste principalmente una componente con pe

ríodo igual al período de translación de la luna alrededor de la tierra. Esta variación es muy pequeña comparada con la variación solar diaria.

La variación no cíclica, consiste en la diferencia en tre el valor de los elementos magnéticos al final de un día y su valor al principio del mismo día y para el estudio de cualquiera de las otras variaciones es necesario eliminarla previamente.

2.1.2.- Variaciones Esporádicas.

Las variaciones esporádicas tienen una estrecha relación con la actividad solar y con el estado físico de la ionósfera. Su comportamiento temporal, por lo general, es bien definido y las más intensas de éstas son las tormentas magnéticas.

Las otras variaciones esporádicas del campo geomagnético son, principalmente, las perturbaciones magnéticas (D) y las bahías magnéticas. Una característica general de las perturbaciones esporádicas es que su intensidad depende de la latitud, siendo mínima en el ecuador y máxima en las zonas aurorales (a una latitud geomagnética de aproximadamente 67°), disminuyendo posteriormente hacia los polos, pero manteniendo un valor mayor que en las latitudes intermedias.

2.2.- Indices de Perturbación Magnética.

Desde hace tiempo, las variaciones del campo magnético terrestre han tenido una gran importancia práctica, no sólo en relación al magnetismo terrestre, sino especialmente en el estudio de las relaciones solares-terrestres. Con el objeto de estudiar la actividad geomagnética se han diseñado varios tipos de índices relativos al grado de perturbación magnética presente.

Ciertos índices magnéticos fueron propuestos por Schmidt en 1920 (Chapman y Bartels, 1940 a) y Crichton Mitchell en 1930 (Chapman y Bartels, 1940 b) y adoptados por la Asociación de Magnetismo Terrestre, a partir del mismo año de 1930. Posteriormente, Chernosky y Maple (1960), Gjellestad y Dalseide (1963), diseñaron otros tipos de índices.

A continuación describiremos brevemente algunos de los índices más empleados. Los índices característicos C y C_i , así como los índices K, K_p y a_k , son los únicos de interés para nuestro trabajo.

2.2.1.- Índice Característico (C).

Para clasificar preliminarmente en un observatorio da do el grado de perturbación presente en cada elemento magnético

en un día determinado, se elaboró el índice magnético característico diario. A este índice se le asignan por inspección ocular de los magnetogramas los siguientes valores, según la perturbación:

Para días muy quietos ($C = 0$); para días moderadamente perturbados ($C = 1$) y para días severamente perturbados ($C = 2$).

A partir de 1906, se elaboró un criterio para asignar un índice característico internacional C_i a cada día. Este se evalúa como la media aritmética de los índices característicos (C) de un conjunto seleccionado de observatorios magnéticos. Este índice proporciona una estimación burda pero efectiva del grado de perturbación presente en un día determinado a escala planetaria.

2.2.2.- Índice Trihorario de Perturbación (K).

Sin embargo, es necesario disponer de un índice de perturbación para períodos más breves de tiempo. Este índice (K) se diseñó para medir las variaciones irregulares presentes en los magnetogramas en períodos de tres horas.

Fue adoptado en septiembre de 1939 por la Asociación Internacional de Magnetismo Terrestre y Electricidad IATME ,

[International Association of Terrestrial Magnetisms and Electricity]. El índice (K) tiene el propósito de medir la intensidad de la radiación corpuscular solar, basándose en la intensidad de la actividad geomagnética causada por corrientes eléctricas producidas en la ionósfera por la llegada de esta radiación corpuscular.

La manera de cómo se ha empleado este índice (K), es la siguiente:

A cada período de tres horas durante las 24 horas (o sean ocho índices trihorarios para todo el día), se le asigna un valor de 0 a 9, según sea la actividad magnética presente.

Para cada observatorio existe una escala que permite asignar el valor del índice K, dependiendo del rango* de la perturbación presente en ese período de tiempo. En 1938, se adoptó una escala para observatorios estándar, basado en datos de la estación Niemegek ($\lambda = 52^{\circ}04'N$, $\psi = 12^{\circ}40'E$); esta escala es la siguiente Tabla 2-1.

* El rango de la perturbación se define como la diferencia entre el valor máximo y el valor mínimo de la componente magnética, respecto de la variación promedio para días quietos, correspondiente a ese promedio de tres horas.

TABLA 2-1

Índice K	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Rango de la perturbación	Hasta 5 γ	Desde 5 γ hasta 10 γ	Desde 10 γ hasta 20 γ	Desde 20 γ hasta 40 γ	Desde 40 γ hasta 70 γ	Desde 70 γ hasta 120 γ	Desde 120 γ hasta 200 γ	Desde 200 γ hasta 330 γ	Desde 330 γ hasta 500 γ	Mayor de 500 γ

La suma ($\sum K_s$) de los ocho índices trihorarios (K_s) para cada día, permite hacer una mejor estimación de la perturbación total presente en cada día.

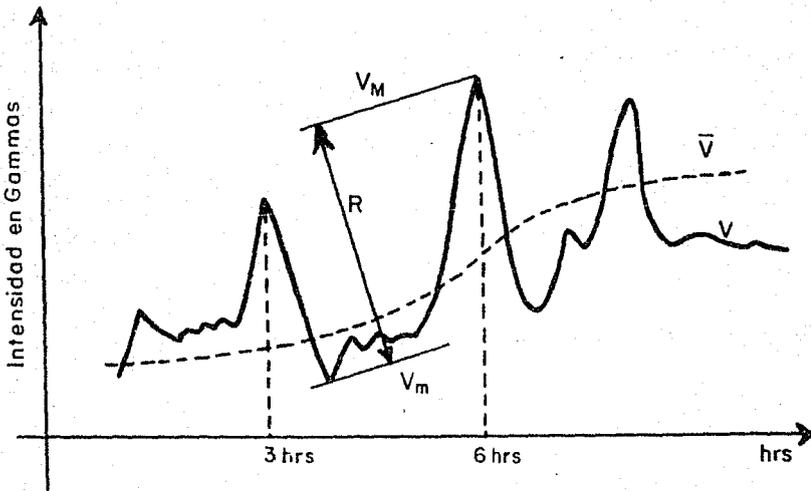


Fig. 2-2

Ejemplo de medida del "rango" de la perturbación presente para asignar el índice trihorario.

R = rango, V_M = valor máximo del elemento durante el período trihorario en consideración, V_m = valor mínimo del elemento durante el mismo período, \bar{V} = variación diurna promedio para el mes y V = valor instantáneo del elemento magnético.

2.2.3.- Indice Planetario Trihorario (k_p).

Este índice lo diseñó Bartels (1949a), para medir la intensidad de las variaciones geomagnéticas durante períodos trihorarios a escala planetaria y se le ha dado el nombre de índice planetario k_p . Para elaborar este índice se han seleccionado 12 estaciones geomagnéticas. Estas estaciones se localizan a latitudes geomagnéticas entre 48° y 63° .*

Para cada período determinado de tres horas, se calcula la media aritmética de los índices K de las 12 estaciones seleccionadas dándose el valor con un decimal de precisión. Después se divide el intervalo entre 0.0 y 9.0 en 28 intervalos, el primero de éstos incluye valores del promedio de K entre 0.0 y 0.1666 y se denota por O_0 ; en adelante los intervalos están espaciados a distancias regulares de $\frac{1}{3}$ cada uno, exceptuando el último que comprende los valores de k entre 8.8666 y 9.0 y el cual se denota

* La lista de estas estaciones y su posición puede consultarse en Matsushita, Vol. I, pp. 70.

por 9_0 . En los casos intermedios por ejemplo el intervalo entre 2.5 y 3.5 queda dividido en tercios iguales.

$$(2.5 \longrightarrow 2.5 + 1/3, 2.5 + 1/3 \longrightarrow 2.5 + 2/3, 2.5 + 2/3 \longrightarrow 2.5 + 3/3 = 3.5)$$

y a cada uno de estos intervalos se les asigna el índice k_p $3-$, 3_0 y $3+$, respectivamente.

Resumiendo, el índice planetario trihorario k_p es un índice que va desde el valor 0_0 para condiciones excepcionalmente quietas, hasta 9_0 para las tormentas más intensas. Los valores intermedios son:

$$0+, 1-, 1_0+, 2-, 2_0, 2+, \dots, 7+, 8-, 8_0, 8+, 9- \text{ y } 9_0$$

Este índice es de mucha importancia para estudios de fenómenos geomagnéticos a latitudes intermedias y aurorales.

2.2.4.- Índice a_k .

Para ciertos estudios, es conveniente disponer de un índice planetario para todo el día y no sólo para un período del mismo. Inicialmente se propuso emplear la suma de los ocho índices trihorarios K para una estación y de los 8 k_p para índice planetario. Sin embargo, esta definición tiene inconvenientes debido a que la relación entre el índice K y la perturbación es semilogarítmica y dos días con diferente grado de perturbación pueden

tener igual suma de índices K . Por ejemplo, consideremos dos días cuya suma de los 8 índices sea igual; en el primero, los 8 índices trihorarios son uno (1, 1, 1, 1, 1, 1, 1, 1); en el segundo, todos los índices, excepto uno, son cero (0, 0, 0, 0, 0, 0, 0, 8); es evidente que en el segundo caso hubo una perturbación muy intensa al final del día, lo cual no permite considerarlo quieto, aunque la suma de índices K sea igual al del primer caso que sí fue un día relativamente calmado.

Para eliminar estas ambigüedades, a petición de la Asamblea de la IUGG celebrada en Bruselas en 1951, se desarrolló el índice A_p , llamado "Amplitud planetaria equivalente diurna", (Bartels, 1957).

En forma similar, se desarrolló un índice a_k para cada estación y cada período de tres horas. Este índice a_k está relacionado directamente con el rango de la perturbación, eliminando el inconveniente del índice K y de esta forma, en cada estación se define para cada día una amplitud equivalente diurna a_k que es el promedio de los ocho índices trihorarios a_k de ese día.

Se desarrolló, igualmente, una regla de conversión de los índices K a los índices a_k para medir en escala lineal, el grado de perturbación para cada estación; por ejemplo la tabla 2-2 da la conversión del índice K a índice a_k para estaciones estándar. Como se verá en el siguiente capítulo, la suma de los in

indices a_k es un elemento más adecuado para seleccionar los días más quietos de cada mes y es particularmente útil en las estaciones de latitudes magnéticas bajas e intermedias.

Tabla 2-2

K	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
a_k	0	3	7	15	27	48	80	140	240	400

2.3.- Ionósfera.

Dada la importancia de la ionósfera para entender los procesos que generan las variaciones periódicas del campo magnético, haremos a continuación un breve resumen de sus principales características.

La ionósfera es una región de la atmósfera terrestre, que presenta una elevada conductividad eléctrica debido a la presencia de un gran número de cargas libres. El límite inferior de la ionósfera se localiza a una altura aproximada de 50 Km y su límite superior no se ha definido claramente, aunque parece ser que se extiende al menos hasta una altura de 1,000 Km.

La designación de ionósfera se debe a que en dicha re

gión las diferentes componentes atmosféricas se encuentran ionizadas por la radiación ultravioleta solar.

La estructura de la ionósfera está determinada por la densidad de iones presentes en cada región. En la fig. 2-3 puede verse la variación de la densidad de electrones libres por centímetro cúbico con la altura. De esta gráfica se observa la existencia de varias "regiones", las que se han denominado "Región "C", "D", "E" y "F", en orden de alturas crecientes. El perfil de la densidad electrónica muestra una fuerte variación diurna, durante el día la región F se divide en dos subcapas F_1 y F_2 , las cuales durante la noche se confunden en una sola. La región E algunas veces se divide en dos capas E_1 y E_2 , mientras que las regiones C y D prácticamente desaparecen durante la noche.

Es importante notar, además que la densidad de iones libres durante la noche es, en general, dos órdenes de magnitud menor que durante el día (ver fig. 2-3).

Aunque las regiones de la ionósfera no se designan por su altura, existen sin embargo alturas típicas con las cuales es posible identificarlas. Los límites de las regiones de la ionósfera, son aproximadamente los siguientes:

A 50 Km de altura se inicia la región "C", distancia

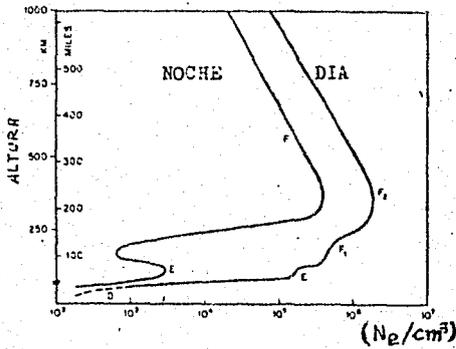


Fig. 2-3

Perfil de la densidad de electrones libres de las diferentes regiones de la ionósfera. En el eje X se tiene la escala de la densidad de electrones libres (n_e/cm^3) y en el eje Y la escala de altura en Km. (Reproducido de Source Book in Space Science, pp. 487, Samuel Glasstone D. Van Nostrand, 1965).

que ha sido considerada convencionalmente como límite inferior de dicha región. La región D a 70 Kms; la región E a 90 Kms, y la región F de 120 a 140 Kms de altura. Los valores de estos límites varían con la hora del día, la estación del año y la actividad geomagnética. (Matsushita Campbell, Vol. I, Cap. III-3 T.E. Van Zand p. 509).

Las alturas más bajas corresponden a la noche durante los períodos de mínima actividad solar y las alturas máximas se tienen durante el día en períodos de máxima actividad solar.

2.4.- Teoría del Dinamo Atmosférico.

Dado que el objetivo principal de esta tesis, es el de hacer un análisis de la variación solar diurna para días quietos con datos de la estación de Teoloyucan, Estado de México, mencionaremos a continuación la Teoría del Dinamo Atmosférico, propuesta por Balfour Stewart en 1882, para explicar las variaciones geomagnéticas periódicas.

De acuerdo con esta teoría, las variaciones periódicas se generan debido a fuerzas electromotrices inducidas en la ionósfera.

Estas fuerzas electromotrices son generadas debido al movimiento transversal de esta región conductora en presencia del campo geomagnético principal. Este desplazamiento relativo de una región eléctricamente conductora, en presencia del campo magnético induce corrientes eléctricas, las cuales, a su vez, producen este campo variable. Como el movimiento de la ionósfera es periódico, también lo serán los campos inducidos.

Este desplazamiento resulta del calentamiento atmosférico debido a la absorción de radiación ultravioleta solar, durante el día, este calentamiento produce la expansión atmosférica que a su vez genera fuerzas electromotrices al desplazarse la io-

nósfera en presencia del campo magnético interno. Durante la noche, la atmósfera se contrae al enfriarse completando el ciclo diurno. A este proceso se le conoce como la "Marea Atmosférica Termodinámica".

Actualmente la ionósfera se estudia enviando pulsos de radio verticales, en diferentes frecuencias, en distintas direcciones y observando los ecos producidos.

En la fig. 2-4 se presenta un cuadro esquemático sobre los mecanismos de producción de las variaciones periódicas del campo geomagnético.

2.5.- Variación Solar Diurna para los Días Quietos (S_q).

En esta sección analizaremos la variación S_q , que es la más importante de las variaciones periódicas. La variación solar diurna para días quietos (S_q), fue observada por primera vez por Graham, en 1722 y la de los demás elementos del campo magnético por Gauss. En el siguiente siglo, Stewart en 1882, propuso que S_q tenía su origen en las corrientes eléctricas inducidas en la atmósfera superior, por un efecto tipo dínamo como se explicó en el capítulo anterior. Shuster aplicó el método de análisis en armónicos esféricos a S_q , siendo ésta la primera vez que este método fue empleado para el estudio de un campo variable. Con

ESQUEMA DE INDUCCION DE LAS VARIACIONES PERIODICAS DEL CAMPO GEOMAGNETICO

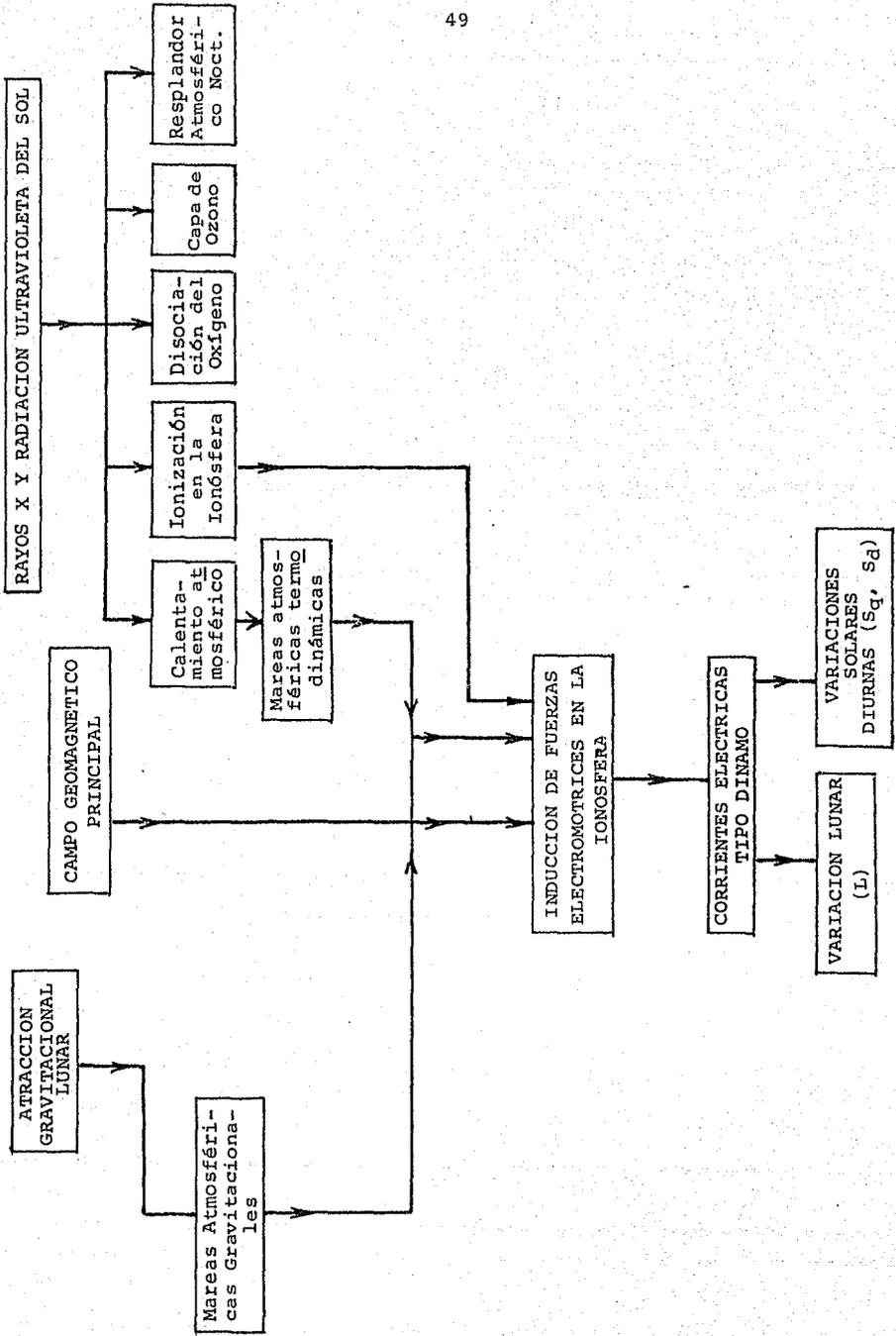


Fig. 2-4

este estudio, se confirmaron las deducciones de Stewart, de que el origen de S_Q se localiza principalmente arriba de la superficie terrestre y se encontró, además, que una pequeña parte de este campo es de origen interno, debido a la inducción electromagnética en la corteza terrestre generada por las corrientes eléctricas en la ionósfera. Además, las observaciones realizadas en la segunda década de este siglo sobre la ionósfera, confirmaron las deducciones de Stewart al descubrirse la existencia de capas atmosféricas eléctricamente conductoras.

2.5.1.- Estudio de S_Q .

Existen días en los cuales los magnetogramas de los diferentes elementos del campo magnético terrestre muestran trazos suaves y regulares, indicando un comportamiento tranquilo de las variaciones diarias. A estos días se les da el nombre de "Días Quietos Geomagnéticos", y a la variación modelo para estos días se le llamó "Variación Solar Diurna para Días Quietos" (S_Q). En algunos trabajos se define a S_Q como un campo de variaciones idealizado, debido a que es muy difícil conocer teóricamente este campo o las corrientes eléctricas "ideales", que producen este campo S_Q ideal puesto que siempre se encuentra presente un cierto grado de perturbación magnética. Una definición más práctica fue elaborada por Chapman y Bartels (1940) en la que obtuvieron a S_Q

del promedio de los cinco días más quietos de cada mes, o sean aquellos días en los cuales la perturbación era mínima. Para obtener S_q de estos días, es necesario eliminar tanto la variación lunar como la variación no cíclica. Para eliminar la variación lunar se seleccionan los días quietos de modo que queden distribuidos sobre todo el ciclo lunar, para que al promediar estos días se reduzca la contribución de esta variación. La variación no cíclica que es la diferencia entre el valor de un elemento a las cero horas y su valor a las 24 horas de un día determinado, se elimina, por medio de una corrección lineal a los valores promedios de horarios, de manera que se igualan el valor inicial y el valor final de cada día para cada elemento.

Como un ejemplo de los métodos empleados en el estudio de S_q describiremos el método empleado el Año Geofísico Internacional (AGI), durante el cual se hizo un amplio estudio de S_q , para lo cual se utilizaron 69 estaciones magnéticas distribuidas sobre toda la superficie terrestre, siendo dividida la tierra en tres zonas, con el objeto de poner en evidencia la dependencia longitudinal de S_q . Estas zonas fueron Zona 1, $45^\circ E < \varphi_m < 165^\circ E$, Zona 2, $165^\circ E < \varphi_m < 285^\circ E$; Zona 3, $285^\circ E < \varphi_m < 45^\circ E$ (ver fig. 2-5).

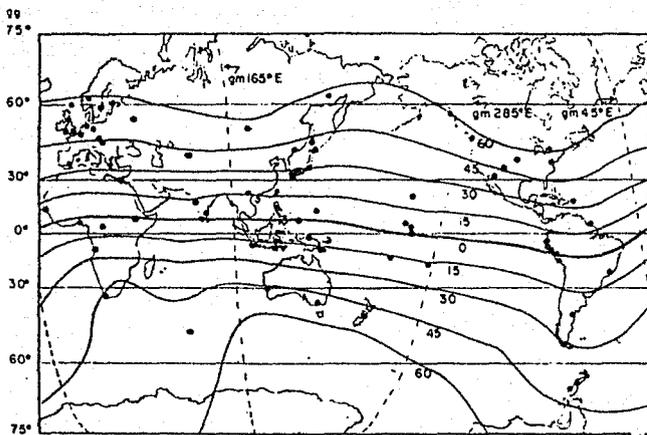


Fig. 2-5

Distribución de 69 estaciones geomagnéticas que se usaron en el estudio de S_Q , con respecto a la latitud geográfica (ordenada) y la dip latitud (curvas sólidas). Las tres longitudes geomagnéticas se muestran por curvas de líneas punteadas que indican las fronteras de las tres zonas longitudinales. ψ_m es la longitud geomagnética dipolar central (ver apéndice 2).

Por costumbre, nos referiremos en adelante a este sistema como el sistema magnético. Dentro de cada zona quedarán localizadas 26, 25 y 18 estaciones, respectivamente.

Además, el año de 1958, durante el cual se desarrolló el AGI, se dividió en tres períodos, de acuerdo a las estaciones

del año: meses D, correspondientes al solsticio de invierno (enero, febrero, noviembre y diciembre), meses E, correspondientes a los equinoccios de primavera y otoño (marzo, abril, septiembre y octubre) y meses J, correspondientes al solsticio de verano (mayo, junio, julio y agosto).

De cada grupo de meses se seleccionaron los 15 días más quietos (45 en total), de acuerdo a sus índices magnéticos. Estos días se seleccionaron de modo que quedaran distribuidos sobre todo el ciclo lunar para que al promediar se eliminara lo más posible esta contribución.

2.5.2.- Morfología de S_q .

De los estudios realizados de la componente horizontal de esta variación, se encontró que depende de la latitud, la longitud, la hora local, la estación del año y la actividad solar.

A continuación describiremos brevemente sus principales características. La característica principal respecto de la latitud consiste en que el rango de la variación en el ecuador geomagnético es máximo, disminuyendo hacia las zonas aurorales, donde alcanza su valor mínimo para después aumentar nuevamente hacia los polos, aunque siendo menor que en el ecuador.

Del estudio realizado en el Año Geofísico Internacional, se observó que durante los equinoccios, la intensidad de la componente horizontal en el ecuador fue del orden de 160γ , mientras que en latitudes magnéticas de 80° la intensidad de la misma componente fue de sólo 40γ . Asimismo, existe una dependencia de la intensidad de S_Q con la longitud, siendo más intensa en la región americana que en la africana. Por ejemplo, a lo largo del Ecuador Magnético, la intensidad de S_Q en la región 1 es del orden de 120γ , en la región 2 es de 140γ y en la región 3 es de 160γ .

Existe, además, una marcada dependencia con la hora local y su comportamiento es característico de la latitud (ver fig. 2-6).

Como puede observarse, la intensidad depende de la iluminación que recibe la zona, siendo más intensa del lado día que del lado noche. Vemos, asimismo, que normalmente esta variación alcanza su máximo o mínimo hacia el medio día.

Respecto al comportamiento con las estaciones del año, observamos que la intensidad es máxima en los equinoccios y mínima durante el solsticio de verano, aunque muy parecida al solsticio de invierno. Además, existe una relación entre las in

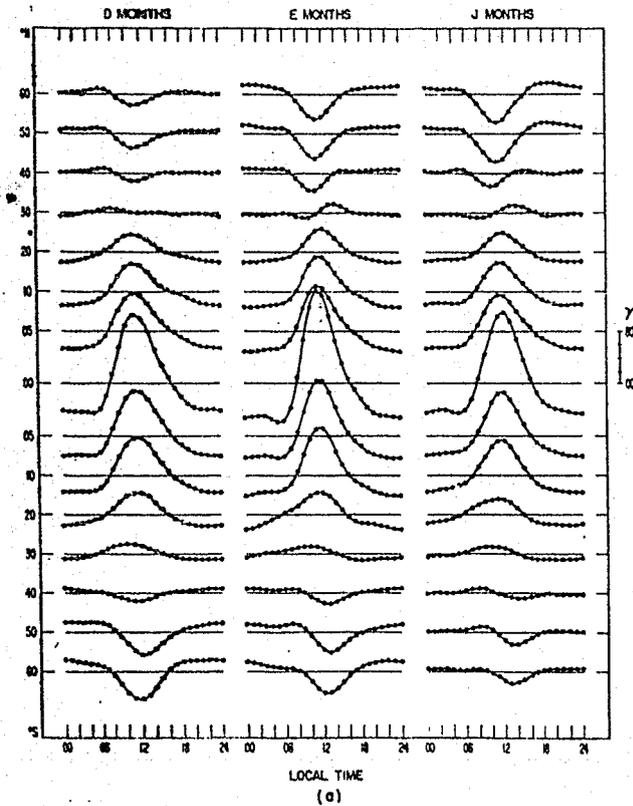


Fig. 2-6

La figura 2-6 muestra los promedios mundiales estacionales de la variación solar diaria quieta de la componente horizontal, obtenidos durante el Año Geofísico Internacional (tomado del Matsushita y Campbell, *Physics of Geomagnetic Phenomena*, Vol. I, pp. 321, Academic Press, 1967).

tensidades en ambos hemisferios que cambia de acuerdo con las estaciones del año, siendo en general mayor la intensidad en el hemisferio verano que en el hemisferio invierno; asimismo, en los equinoccios la intensidad es mayor en el hemisferio Norte que en el hemisferio Sur.

Se ha comprobado que existe también una dependencia del campo S_Q con la actividad solar, siendo mayor S_Q cuando aumenta la actividad solar. En las conclusiones de esta tesis, se pondrá en evidencia la importancia de esta dependencia con la actividad solar.

2.5.3.- Sistemas de Corrientes S_Q .

Una vez conocido un campo magnético se puede deducir el sistema de corrientes eléctricas que lo originan. Esto es, las características espaciales y temporales de S_Q , se explican por la modificación que sufren los sistemas de corrientes ionosféricas que generan este campo.

La principal característica de estos sistemas de corrientes que están fijos respecto del sol y las variaciones diurnas observadas en una estación, son producto principalmente de la rotación de la tierra bajo estos sistemas; esta rotación se traduce en una dependencia con la hora local. (Ver fig. 2-7).

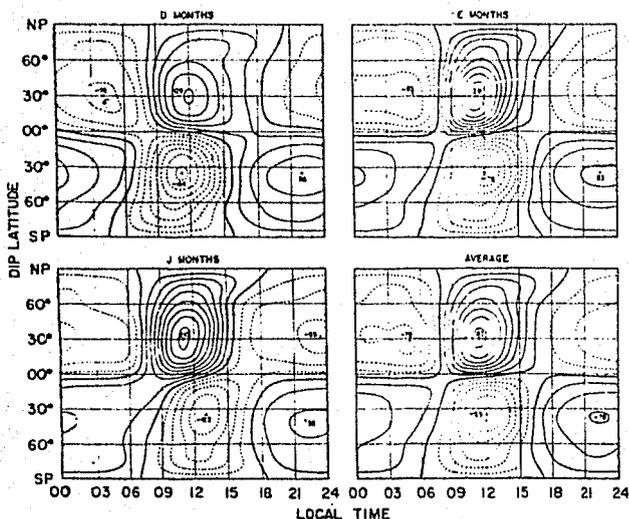


Fig. 2-7

Sistemas de corrientes S_q para los diferentes tipos de meses. La circulación está indicada por las líneas, las punteadas representan circulación en la dirección del movimiento de las manecillas del reloj y las sólidas en dirección contraria.

Entre dos líneas consecutivas fluyen 25×10^3 amp.

En la línea gruesa la corriente es cero. Los números indican la intensidad máxima. (En los vórtices, la intensidad está marcada en unidades de 10^3 amp), como puede verse, en general la corriente es más intensa en los meses E. (Reproducido de Matsushita y Campbell, Physics of Geomagnetic Phenomena, Vol. I, pp. 331, Academic Press, 1967).

Para un día dado, estas corrientes prácticamente no sufren variaciones, pero modifican lentamente conforme va cambiando la orientación relativa entre el eje de rotación terrestre y la línea Sol-Tierra en el transcurso del año. Este cambio de orientación produce la variación de S_q con las estaciones del año.

El sistema S_q de corrientes está formado por cuatro grandes circuitos, dos en el hemisferio Norte y dos en el hemisferio Sur para el lado día y noche, respectivamente.

Las corrientes del hemisferio Norte circulan durante el día en dirección contraria al movimiento de las manecillas del reloj y durante la noche en la dirección de las manecillas del reloj. En el hemisferio Sur, las direcciones de las corrientes se invierten. Durante los meses E y J, las corrientes son más intensas en el hemisferio Norte, mientras que en los meses D es en el hemisferio Sur, donde alcanzan mayor intensidad. La intensidad máxima es siempre mayor en el lado día que en el lado noche.

Finalmente diremos que durante los equinoccios (meses E), es cuando las corrientes son más intensas, alcanzando un máximo de 218×10^3 amp/m² en el hemisferio Norte y -178×10^3 amp/m² en el hemisferio Sur.

La dependencia en el ciclo de actividad solar se debe

al aumento de la ionización y la conductividad en la ionósfera, producidos por el aumento promedio de la intensidad y energía de la radiación ionizante.

Existe una diferencia muy notable entre los sistemas de corrientes en ambos hemisferios, debido a que en cada hemisferio es diferente la relación entre los patrones de vientos ionosféricos y el campo magnético principal.

La diferencia entre los sistemas de corrientes del la do día y noche, es producida por las variaciones diurnas en la es tructura y densidad de electrones libres en la ionósfera.

Durante estos períodos la intensidad total de la corriente en el hemisferio verano es 1.5 veces la intensidad total del hemisferio invierno. En los equinoccios, la intensidad de la corriente es mayor que en los solsticios medios y que el promedio anual.

La intensidad en el hemisferio Norte, es aproximadamente 1.2 veces la del hemisferio Sur, siendo también cierto para el promedio anual de la corriente. La diferencia entre las inten sidades en los dos solsticios se debe a que la tierra se encuentra más cercana del sol en el solsticio de invierno que en el verano.

2.5.4.- Electrojets Ecuatorial y Auroral o Polar.

Los sistemas de corrientes mencionados en el inciso anterior se extienden desde el ecuador hasta latitudes magnéticas del orden de $\pm 70^\circ$. En las regiones polares se ubican otros sistemas de corrientes diferentes. En el perímetro de los casquetes polares y las latitudes intermedias se forma un sistema de corrientes muy intensas que circundan la tierra en las regiones aurorales. Estas corrientes se conocen como "Electrojets Aurorales o Polares", las cuales son responsables de las fuertes variaciones del campo en estas regiones.

Se observa también una intensidad mayor de S_q en el ecuador magnético, debido a la existencia de una corriente muy intensa y localizada designada como "Electrojet Ecuatorial". Este electrojet se forma en la confluencia de los sistemas de corrientes correspondientes a ambos hemisferios.

De los estudios del Año Geofísico Internacional, se encontró que la intensidad de esta corriente ecuatorial es mayor sobre la zona americana y menor sobre la zona africana.

2.5.5.- Componentes Externa e Interna del Campo S_q .

Al hacer el análisis en armónicos esféricos de S_q se

encuentra que una pequeña parte de este campo proviene del interior de la tierra. Esta contribución se explica por inducción electromagnética en la corteza terrestre del campo S_q externo, por un proceso semejante al dínamo.

Con objeto de deducir S_q interna de S_q externa, tanto en intensidad como en fase, se han hecho varios modelos sobre la distribución de la conductividad en el interior de la tierra. Los mejores resultados se han obtenido considerando que esta zona conductora es una cáscara esférica concéntrica cuyo radio menor es 4% menor que el radio terrestre.

En esta esfera modelo, la conductividad eléctrica sería uniforme y con un valor de 3.6×10^{-3} unidades c.g.s. Cuando Shuster aplicó el método de análisis en armónicos esféricos al campo S_q , encontró que el 75% al 80% de este campo era generado por corrientes que circulaban fuera de la tierra; el resto era producido por corrientes internas. Actualmente se considera que la componente externa de S_q genera esta componente interna, por inducción electromagnética en la corteza terrestre, como ya se mencionó.

2.5.6.- Perturbación Solar Diurna S_D .

Cuando se compara la variación solar diurna "S" con

la variación S_q , se encuentra que existe siempre un cierto grado de perturbación. A la diferencia entre S y S_q se le da el nombre de "Perturbación Solar Diurna" (S_D), ya que esta variación presenta un periodo de 24 horas idéntico al de S_q , aunque su comportamiento es más irregular. Debe considerarse que las tormentas magnéticas no entran en esta definición, por lo que para el estudio de S_D es necesario eliminar aquellos días en que se presenta alguna tormenta magnética. El estudio de esta variación se hace eligiendo de cada mes, los cinco días más perturbados. A la variación diurna durante estos cinco días se le denota como S_q . Estos días son particularmente útiles para el estudio de S_D , ya que durante ellos la contribución de S_q es proporcionalmente pequeña.

La característica principal de este campo, es su dependencia con la hora local a semejanza del campo S_q . Esta dependencia nos indica que la forma del campo S_D permanece fijo respecto al sol, y al girar la tierra dentro de este campo detecta cambios tanto temporales como espaciales, como variaciones dependientes de la hora local. A diferencia de S_q , los cambios en S_D durante el día no difieren apreciablemente de los cambios durante la noche.

La intensidad de S_D está fuertemente modulada por la actividad solar y se encuentra, además, que existe un marcado incremento en su intensidad, coincidiendo con las tormentas magné-

ticas. Asimismo, presenta una dependencia con las épocas del año semejante a la dependencia de S_q . El estudio de S_D es especialmente útil durante los períodos de máxima actividad solar, ya que permite hacer estudios ionosféricos.

2.5.7.- Variación Lunar "L".

La influencia lunar sobre el campo magnético terrestre fue descubierta por Kreil en 1850, al hacer estudios de la declinación magnética. El problema principal para su estudio radica en que esta variación es muy pequeña comparada con las demás variaciones que se presentan simultáneamente, por lo cual es bastante difícil separla de ellas.

Para una selección adecuada de la información necesaria para estudiar esta variación lunar "L" hay que buscar al promediar se cancelen, hasta donde sea posible, las contribuciones de las variaciones restantes. Para hacer esta selección para una cierta edad lunar determinada (la edad lunar es el tiempo transcurrido en días, desde la luna nueva), se seleccionan días particularmente quietos; de modo que las únicas variaciones presentes sean S_q y la variación no cíclica, las cuales son relativamente fáciles de eliminar y esta información utilizada debe cubrir períodos largos de tiempo, lo que dificulta establecer co-

relaciones de "L" con otros fenómenos geofísicos.

Promediando los valores medios horarios de los días seleccionados para una edad lunar determinada, y eliminando las variaciones presentes restantes, se obtiene una curva de la variación lunar diaria para ese día determinado. De la misma manera se obtienen las curvas correspondientes para cada día durante toda la lunación. Esta variación de "L" con los días de una lunación "promedio" es la variación lunar propiamente dicha.

Se observa que la variación lunar durante el día es más rápida y de mayor magnitud que durante la noche. Cuando se estudia la media mensual de "L", para diferentes meses y estaciones durante el año, se encuentran marcadas diferencias entre la intensidad y la fase. El máximo de L, en el curso del año, se presenta durante el solsticio de invierno. Es de notar, además, que la dependencia de L con las estaciones del año, es más marcada que la de S_q .

El estudio matemático del campo L, se hace en forma análoga al estudio de S_q , aplicando primero un análisis armónico de Fourier y posteriormente armónicos esféricos para obtener su distribución sobre toda la tierra. Esta variación es producida por un efecto dinamo atmosférico semejante al que produce S_q . La diferencia en este caso es que las mareas atmosféricas lunares

son producidas por la fuerza gravitacional de la luna, a diferencia del dínamo responsable de S_Q , que es generado por mareas termodinámicas.

CAPITULO 3

VARIACION SOLAR DIARIA EN LA INTENSIDAD HORIZONTAL PARA DIAS QUIETOS PARA LOS AÑOS 1963 Y 1964

INTRODUCCION.

El objetivo de este capítulo, es el de presentar la variación solar diurna (S_q) para la componente horizontal del campo magnético en México. Este análisis incluye los años de 1963 y 1968, así como un estudio de las características de S_q en estos años, que corresponden a periodos de mínima y máxima actividad solar, respectivamente.

En los anales del Instituto de Geofísica de la UNAM (Vol. 9, 14), se presentan los valores promedios horarios para la Intensidad Horizontal (H), la Intensidad Vertical (Z) y la Declinación Magnética (D). Estos valores se dan para las 24 horas de cada día, para todos los días de cada mes y para todos los meses del año. Además, se proporcionan los valores promedios diarios y los valores promedios mensuales de cada hora, así como los valores promedios diarios para los cinco días calmados, de acuerdo a la selección hecha por el Departamento de Geomagnetismo del Instituto y los cinco días perturbados.

Los valores promedios diarios se localizan en renglones y cada renglón tiene 24 valores que representan las horas del día, conteniendo 30 ó 31 renglones, según el mes de que se trate.

3.1.- Criterios de Selección de los Cinco Días Quietos de Cada mes. (S_q).

El estudio de la variación solar diurna para días quietos (S_q) durante un mes determinado, se hace, generalmente, eligiendo los cinco días más calmados.

Para esta selección, se emplean preliminarmente el carácter magnético (C) (ver capítulo 2, Sec. 2.3), que se asigna a cada día, por inspección ocular. Se observó que este índice no es suficiente para determinar un día quieto con precisión debido a que incluso, días con carácter magnético igual a cero, presentan en ocasiones perturbaciones magnéticas moderadas.

Generalmente en un mes puedan clasificarse más o menos días con índice característico de cero, teniendo necesidad de analizar el grado de perturbación presente por medio de la suma de los ocho índices trihorarios (K), para eliminar los días sobrantes o elegir los días faltantes. Cuando estos dos criterios son aún insuficientes, se recurrió a la suma de los índices a_k correspondientes (ver Cap. 2, Sec. 2.3). Para ciertos casos especiales se presenta la alternativa de dos o más días con igual

suma de índices K, eligiendo aquel día que no tuviera índices K grandes.

Finalmente, en caso de que los criterios anteriores no fueran suficientemente precisos para elegir un día quieto, se recurrió a un análisis ocular de las cinco curvas diarias para elegir aquéllas que seguían con mayor claridad la variación periódica buscada.

A continuación se exponen con detalle estos criterios y se dan ejemplos de los casos en los cuales hubo duda y la solución que se dió.

3.1.1.- Criterio de Acuerdo al Anuario.

Se eligieron los cinco días quietos de cada mes, reportados por el observatorio magnético de Teoloyucan.

Respecto a lo anterior, no existe problema debido a que en el anuario ya vienen marcados los cinco días quietos, de acuerdo a la clasificación de los magnetogramas. Sin embargo, se vió la necesidad de implementar esta selección, ya que algunos de estos días presentaban cierto grado de perturbación.

3.1.2.- Criterio de Suma Mínima de Índices Trihorarios.

De acuerdo al criterio anterior, ya están indicados

los cinco días quietos en suma trihoraria y carácter, sin embargo, en este criterio se observa que existían días cuya suma trihoraria es menor a la suma trihoraria de los días marcados en el anuario como quietos, decidiéndose en algunos casos elegir aquellos días cuya suma trihoraria fuera mínima, en lugar de los reportados en el anuario.

Además, se presentó el problema de que había meses que tenían más o menos de cinco días con carácter de cero (ejemplo: enero de 1963 que tiene 11 días con carácter de cero y mayo de 1968, que sólo tiene 4 días con carácter de cero). Para los casos de meses que tienen más de cinco días con carácter de cero, se seleccionaron aquellos días cuya suma trihoraria fuera mínima. Para los meses en los cuales no se complementaron los cinco días con carácter de cero, se recurrió a aquellos días que tenían carácter de 1.

A continuación se darán dos ejemplos de este criterio; se observa de ambos ejemplos que se sustituyó un día seleccionado como calmado en el anuario, por un día diferente; pero cuya suma de índices trihorarios era menor. En las tablas 3-1 y 3-2, se presentan los dos casos de este criterio, que son los días 5 de marzo de 1963 y 6 de junio de 1968, seleccionados en el anuario y que fueron cambiados por los días 31 de marzo de 1963 y 28 de junio de 1968.

TABLA 3-1

<u>Marzo 1963</u> DIA	INDICES TRIHORARIOS								SUMA	CARACTER
	K ₁	K ₂	K ₃	K ₄	K ₅	K ₆	K ₇	K ₈		
5	1	1	2	1	3	2	2	1	13	0
31	0	2	1	1	1	1	1	3	10	0

TABLA 3-2

<u>Junio 1968</u> DIA	INDICES TRIHORARIOS								SUMA	CARACTER
	K ₁	K ₂	K ₃	K ₄	K ₅	K ₆	K ₇	K ₈		
6	2	2	1	2	3	3	2	3	18	1
28	3	2	1	1	3	2	3	2	17	1

3.1.3.- Criterio de Eliminación de Indices K Elevados.

En algunos casos, se encontró que existían días en los cuales la suma trihoraria y carácter magnético eran mínimos, pero con uno o dos índices elevados ($K_i \geq 4$), por lo que se tuvo que seleccionar otro día, cuya suma trihoraria fuera igual o

mayor, pero que no tuvieran índices K grandes.

En los ejemplos siguientes se eliminaron los días 21 de mayo de 1963 y 9 de enero de 1968, debido a que aún cuando están marcados como días calmados en los anuarios, contienen uno o más índices elevados ($K = 4$), ésto se ve en las tablas 3-3 y 3-4.

TABLA 3-3

Mayo 1963 DIA	INDICES TRIHORARIOS								SUMA	CARACTER
	K ₁	K ₂	K ₃	K ₄	K ₅	K ₆	K ₇	K ₈		
21	1	1	1	1	3	4	2	4	17	0
26	3	3	1	1	1	3	2	3	17	0

TABLA 3-4

Enero 1968 DIA	INDICES TRIHORARIOS								SUMA	CARACTER
	K ₁	K ₂	K ₃	K ₄	K ₅	K ₆	K ₇	K ₈		
9	1	1	2	1	2	4	3	3	17	0
8	2	1	2	2	2	3	3	3	18	0

3.1.4.- Criterio de Rango Equivalente.

En el caso en que los criterios anteriores fueran in-

suficientes para hacer la elección de días quietos, se recurrió al índice a_k (rango equivalente), asignándole nuevos valores a los índices K .

Los valores del índice a_k de acuerdo a la perturbación magnética correspondiente, como lo indica la tabla de valores 3-5.

TABLA 3-5

K	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
a_k	0	3	7	15	27	48	80	140	240	400

Tabla de valores de conversión de índices K a rango equivalente (a_k)

Dando estos nuevos valores a los índices K , se pudieron seleccionar aún mejor los cinco días quietos. Como ejemplo de este criterio, se presentó el caso de los días 6 y 16 de mayo de 1968, en que en ambos días la suma trihoraria era de 18, teniendo la duda de cuál sería el día más tranquilo, entonces se recurrió al índice a_k y se observó que la suma del índice a_k para el día 6, era 80 y para el día 16, de 71, por lo cual se eligió este día. (Ver tabla 3-6).

TABLA 3-6

<u>Mayo 1968</u> DIA	INDICES TRIHORARIOS									SUMA	CARACTER
Según el anuario 6		K_1	K_2	K_3	K_4	K_5	K_6	K_7	K_8	18	1
	k	3	3	1	1	2	3	3	2		
	a_k	15	15	3	3	7	15	15	7		
Según el criterio de la tesis 16										18	1
	k	3	2	2	2	2	3	2	2		
	a_k	15	7	7	7	7	15	7	7		

3.1.5.- Criterio de Gráficas.

En aquellos casos en los cuales los criterios anteriores no fueran suficientemente claros para obtener el día quieto, se recurrió a graficar los valores horarios promedios de otros días dados en el anuario, procurando elegir aquel día cuya gráfica fuera más o menos semejante a las curvas de los restantes días quietos de ese mes o en cuya curva se observara menos perturbación.

Como ejemplos de este criterio, podemos analizar los días 9 y 27 de enero de 1963. En este ejemplo, tanto el día 9 como el 27, tienen una suma trihoraria igual a 15 y carácter 0; el

primero está marcado como calmado en el anuario, y el segundo, no. Sin embargo, analizando sus figuras (ver fig. 3-1) y comparando con los otros días quietos del mismo mes (ver fig. 3-3a), se observa que el comportamiento del día 9 difiere del comportamiento promedio de los otros días, mientras que el día 27 es similar a los días restantes de ese mes y por este motivo se eligió el segundo día, en lugar del primero. Por la misma razón, se desechó el día 26 de diciembre de 1968, cuya suma trihoraria es de 16 y carácter 0, por el día 20 que tiene suma trihoraria de 12 y carácter 0 (el análisis de estas dos gráficas se puede ver en la figura 3-2 y el comportamiento promedio del día 20, en la figura 3-3d).

3.1.6.- Relación de Días Seleccionados para S_G .

Aplicando los cinco criterios anteriores, se llegó a una decisión final sobre los días en los cuales se iba analizando la variación solar diaria para días quietos, en la componente horizontal del campo geomagnético para los años 1963 y 1968 en México. Estos días pueden verse en la tabla 3-10.

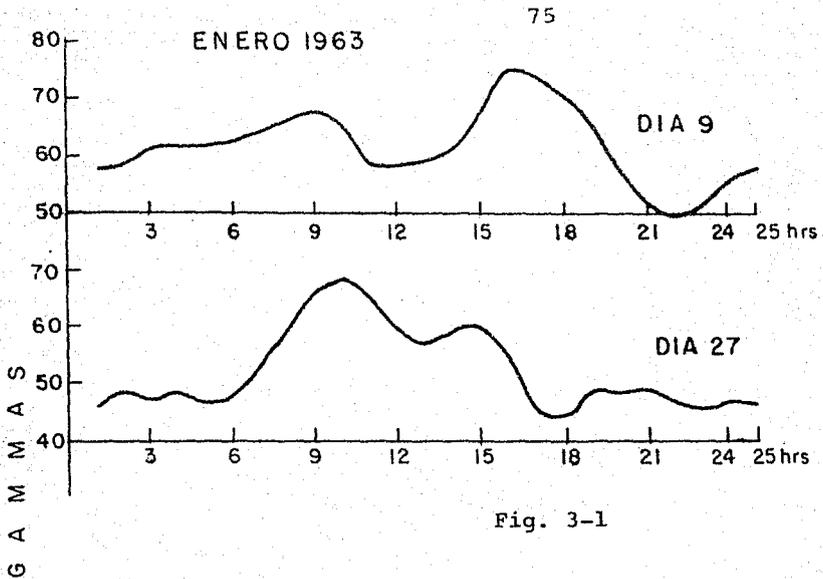


Fig. 3-1

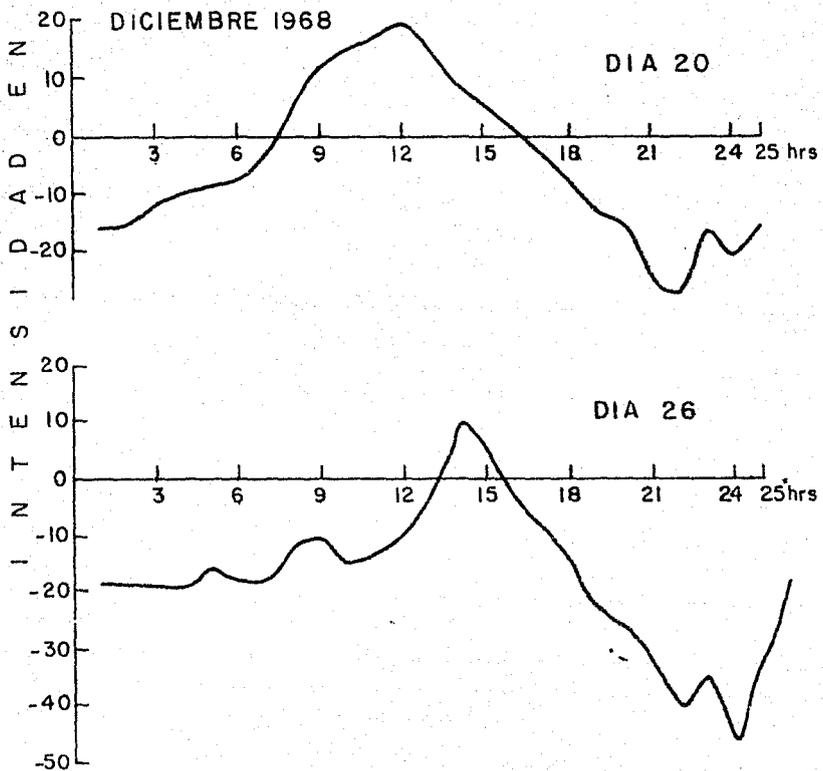


Fig. 3-2

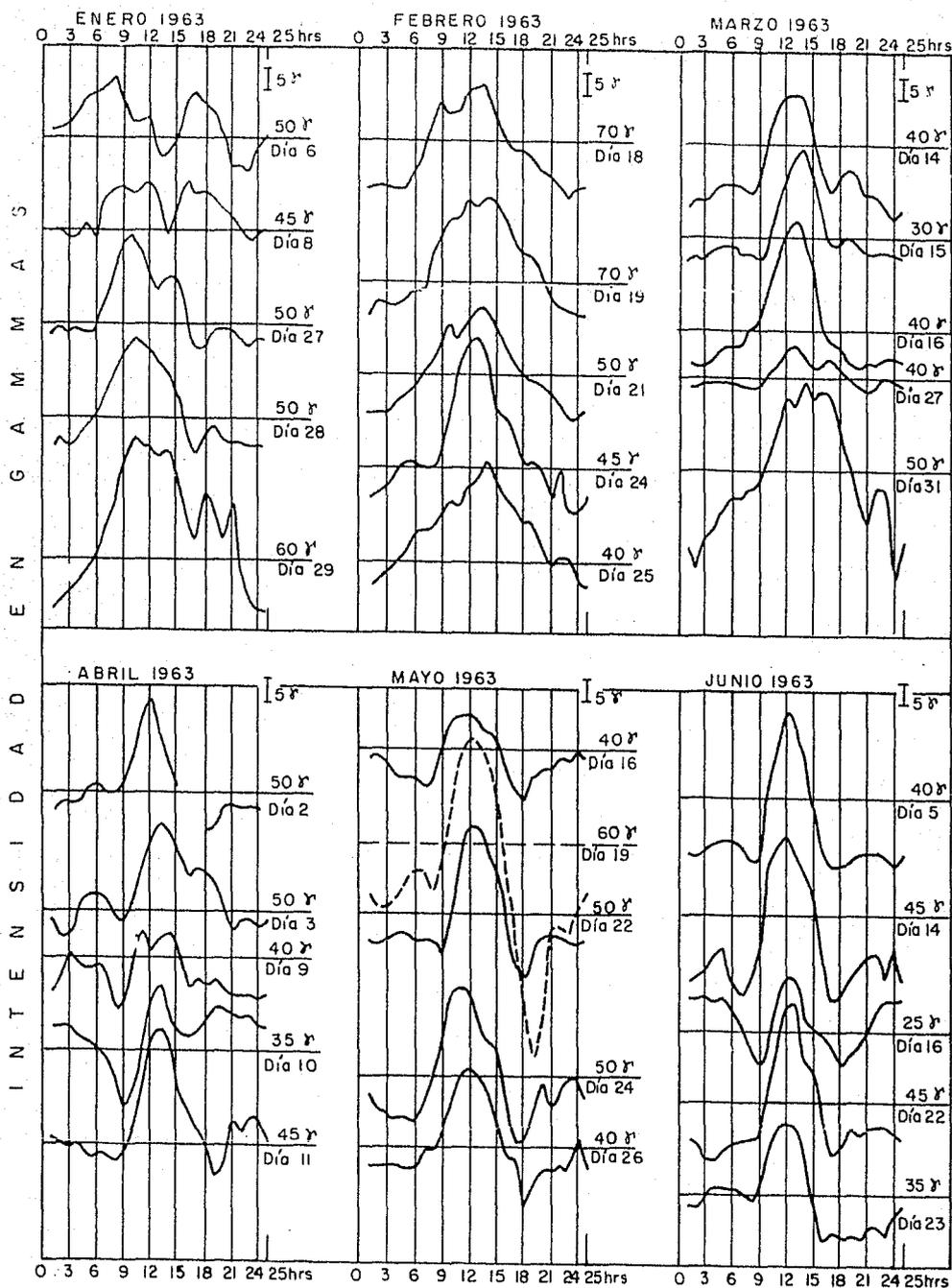


Fig. 3-3a.- Intensidad Horizontal horaria corregida. Las figuras representan el promedio horario de la intensidad horizontal corregida para los

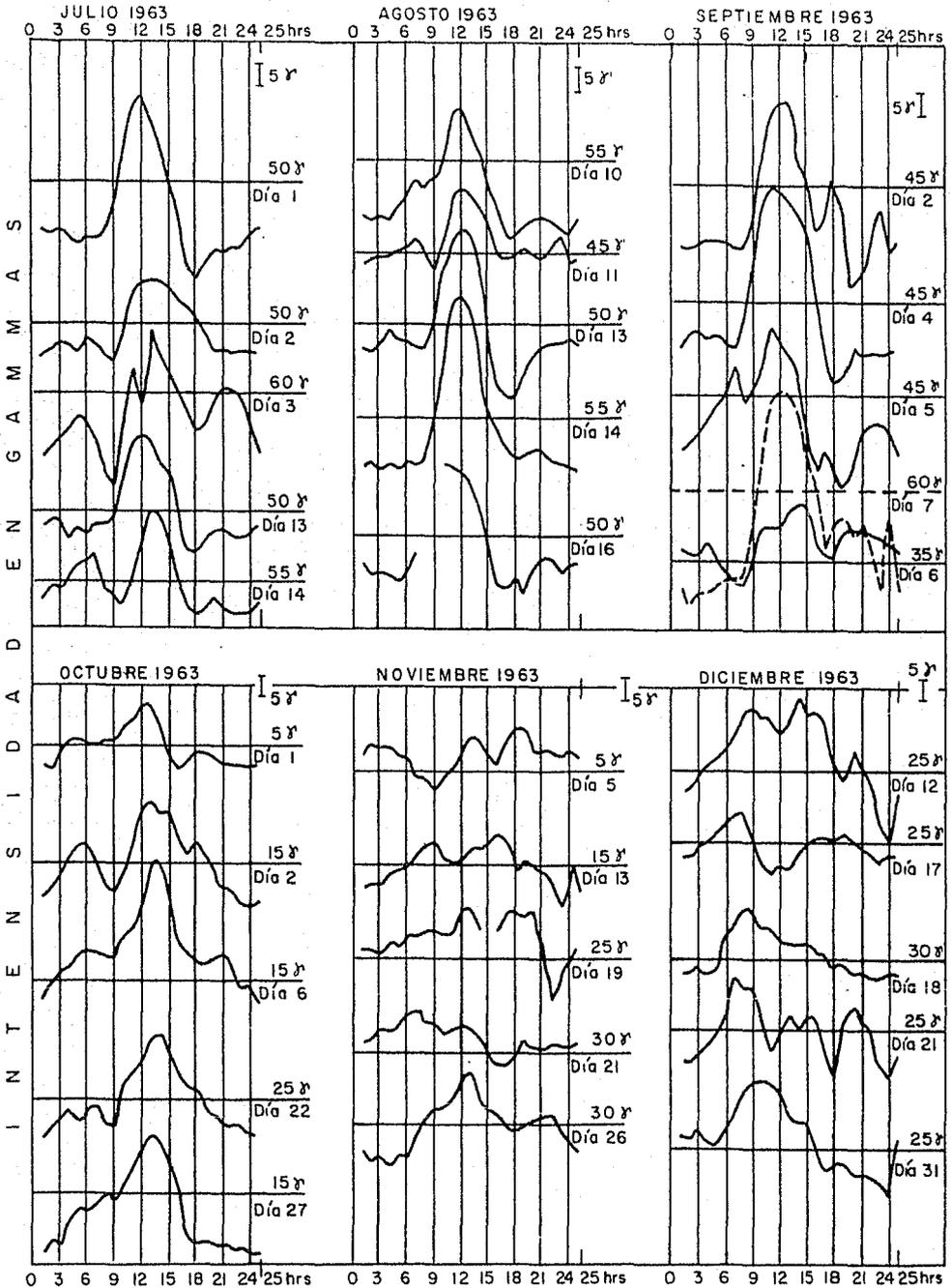


Fig. 3-3b

5 días seleccionados de cada mes. El valor que acompaña a cada línea horizontal, nos da un nivel de referencia sobre el valor base elegido.

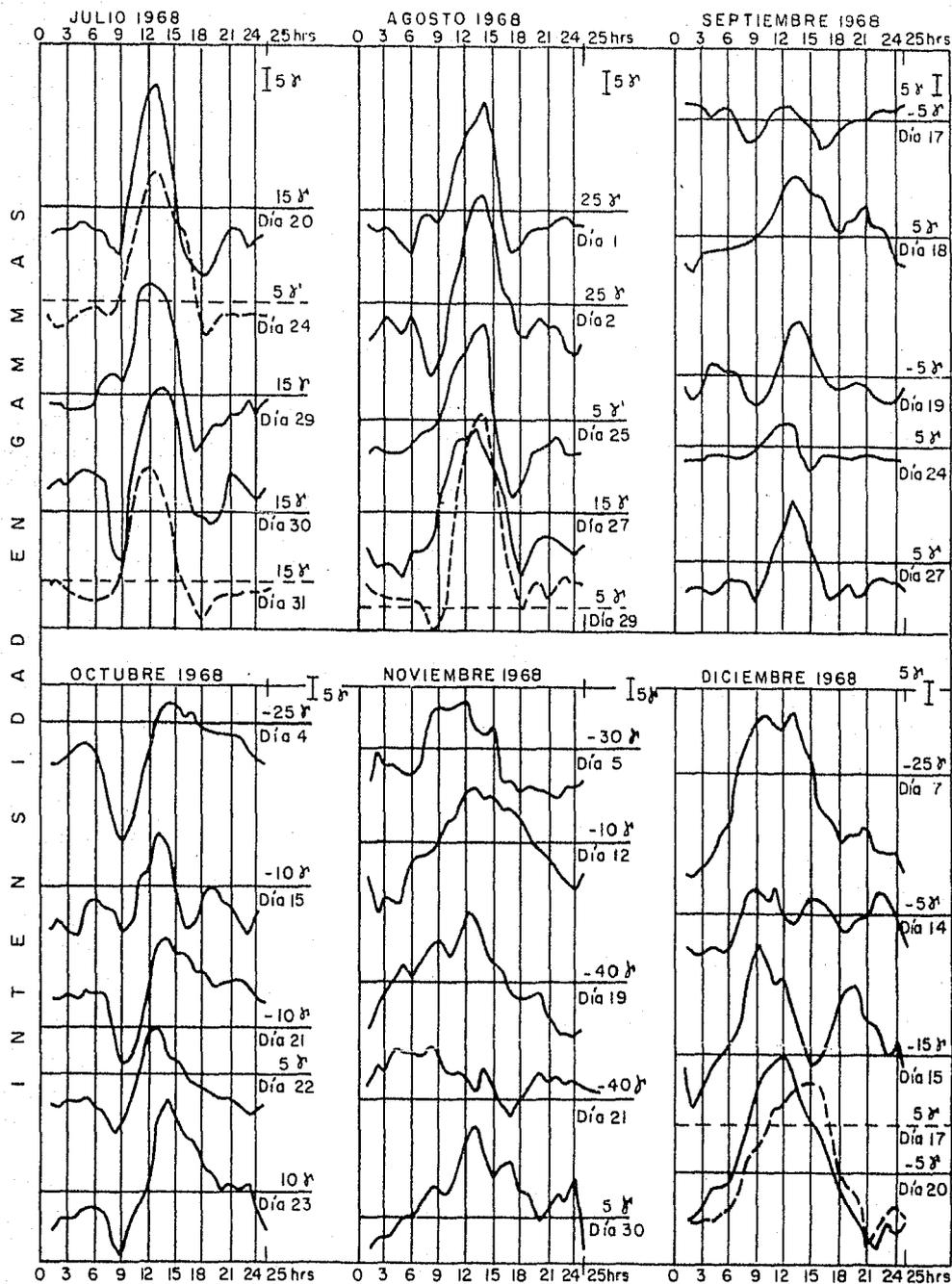


Fig. 3-3d

y las figuras 3-3c, 3-3d corresponden al año de 1968.

TABLA 3-10

MES	D I A S E L E G I D O S									
	1 9 6 3					1 9 6 8				
ENERO	6	8	27	28	29	4	8	10	22	25
FEBRERO	18	19	21	24	25	6	14	23	25	26
MARZO	14	15	16	27	31	7	8	17	21	22
ABRIL	2	3	9	10	11	8	9	19	20	25
MAYO	16	19	22	24	26	5	16	25	26	28
JUNIO	5	14	16	22	23	5	21	24	25	28
JULIO	1	2	3	13	14	20	24	29	30	31
AGOSTO	10	11	13	14	16	1	2	25	27	29
SEPTIEMBRE	2	4	5	6	7	17	18	19	24	27
OCTUBRE	1	2	6	22	27	4	15	21	22	23
NOVIEMBRE	5	13	19	21	26	5	12	19	21	30
DICIEMBRE	12	17	18	21	31	7	14	15	17	20

3.2.- Análisis de la Edad Lunar para los Días Seleccionados.

Con el objeto de mostrar hasta qué punto puede influir esta variación lunar sobre nuestros resultados, a continuación presentamos en la Tabla 3-11, las edades lunares para los días seleccionados, el análisis de S_q 1963 y 1968.

Como mencionamos en la Sec. 2.5.7, en la varia-

ción solar diaria se encuentra presente una variación de origen lunar. Para un análisis más preciso de S_q es necesario eliminar esta variación; sin embargo, para los efectos de esta tesis, nos limitamos a elegir los días para el cálculo de S_q , de tal modo que quedarán distribuidos lo más ampliamente posible sobre el ciclo lunar, a efecto de que al obtener los promedios esta variación se eliminará lo mejor posible.

TABLA 3-11

1 9 6 3

ENERO		FEBRERO		MARZO		ABRIL		MAYO		JUNIO	
DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR
6	10.2	18	23.6	14	18.1	2	7.7	16	22.3	5	13.0
8	12.2	19	24.6	15	19.1	3	8.7	19	25.3	14	22.0
27	1.6	21	26.6	16	20.1	9	14.7	22	28.3	16	24.0
28	2.6	24	29.6	27	1.7	10	15.7	24	1.0	22	0.7
29	3.6	25	1.1	31	5.7	11	16.7	26	3.0	23	1.7
JULIO		AGOSTO		SEPTBRE.		OCTUBRE		NOVMBRE.		DICMBRE.	
DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR
1	9.7	10	20.3	2	13.9	1	13.3	5	18.7	12	25.9
2	10.7	11	21.3	4	15.9	2	14.3	13	26.7	17	1.1
3	11.7	13	23.3	5	16.9	6	18.3	19	2.9	18	2.1
13	21.7	14	24.3	6	17.9	22	4.7	21	4.9	21	5.1
14	22.7	16	26.3	7	18.9	27	9.7	26	9.9	31	15.1

TABLA 3-11. (continuación)

1 9 6 8

ENERO		FEBRERO		MARZO		ABRIL		MAYO		JUNIO	
DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR
4	4.0	6	7.5	7	7.9	8	10.2	5	7.6	5	8.9
8	8.0	14	15.5	8	8.9	9	11.2	16	18.6	21	24.9
10	10.0	23	24.5	17	17.9	19	21.2	25	27.6	24	27.9
22	22.0	25	26.5	21	21.9	20	22.2	26	28.6	25	28.9
25	25.0	26	27.5	22	22.9	25	27.2	28	0.9	28	2.3
JULIO		AGOSTO		SEPTMBRE.		OCTUBRE		NOVIEMBRE		DICIEMBRE	
DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR	DIA	EDAD LUNAR
20	24.3	1	6.7	17	24.2	4	11.7	5	14.3	7	16.9
24	28.3	2	7.7	18	25.2	15	22.7	12	21.3	14	23.9
29	3.7	25	1.2	19	26.2	21	28.7	19	28.3	15	24.9
30	4.7	27	3.2	24	1.7	22	0.3	21	0.9	17	26.9
31	5.7	29	5.2	27	4.7	23	1.3	20	9.9	20	0.4

Con el objeto de facilitar el estudio de la distribución de los días en esta variación, se presenta la siguiente Tabla 3-12. De acuerdo a las estaciones del año. La variación lunar quedó distribuida en forma ascendente para los años 1963 y 1968, así como el día y el mes en que se presentó esta variación, de acuerdo a los días seleccionados como quietos.

TABLA 3-12

MESES D		MESES E		MESES J	
ENERO	FEBRERO	MARZO	ABRIL	MAYO	JUNIO
NOVIEMBRE	DICIEMBRE	SEPTIEMBRE	OCTUBRE	JULIO	AGOSTO
1.1	17 Dic.	1.7	27 Mzo.	0.7	22 Jun.
1.1	25 Feb.	4.7	22 Oct.	1.0	24 May.
1.6	27 Ene.	5.7	31 Mzo.	1.7	23 Jun.
2.1	18 Dic.	7.7	2 Abr.	3.0	26 May.
2.6	28 Dic.	8.7	3 Abr.	9.7	1 Jul.
2.9	19 Nov.	9.7	27 Oct.	10.7	2 Jul.
3.6	29 Ene.	13.3	1 Oct.	11.7	3 Jul.
4.9	21 Nov.	13.9	2 Sep.	13.0	5 Jun.
5.1	21 Dic.	14.3	2 Oct.		
9.9	26 Nov.				
10.2	6 Ene.				
12.2	8 Ene.				
		14.7	9 Abr.	20.3	10 Ago.
		15.7	10 Abr.	21.3	11 Ago.
		15.9	4 Sep.	21.7	13 Jul.
		16.7	11 Abr.	22.0	14 Jun.
15.1	31 Dic.	16.9	5 Sep.	22.3	16 May.
18.7	5 Nov.	17.9	6 Sep.	22.7	14 Jul.
23.6	18 Feb.			23.3	13 Ago.
24.6	19 Feb.	18.1	14 Mzo.	24.0	16 Jun.
25.9	12 Dic.	18.3	6 Oct.	24.3	14 Ago.
26.6	21 Feb.	18.9	7 Sep.	25.3	19 May.
26.7	13 Nov.	19.1	15 Mzo.	26.3	16 Ago.
29.6	24 Feb.	20.1	16 Mzo.	28.3	22 May.
1		9		6	
1		9		6	
1		9		6	
0.4	20 Dic.	0.3	22 Oct.	0.9	28 May.
0.9	21 Nov.	1.3	23 Oct.	1.2	25 Ago.
4.0	4 Ene.	1.7	24 Sep.	2.3	28 Jun.
7.5	6 Feb.	4.7	27 Sep.	3.2	27 Ago.
8.0	8 Ene.	7.9	7 Mzo.	3.7	29 Jul.
9.9	30 Nov.	8.9	8 Mzo.	4.7	30 Jul.
10.0	10 Ene.	10.2	8 Abr.	5.2	29 Ago.
14.3	5 Nov.	11.2	9 Abr.	5.7	31 Jul.
		11.7	4 Oct.	6.7	1 Ago.
				7.6	5 May.
				7.7	2 Ago.
				8.9	5 Jun.
15.5	14 Feb.	17.9	17 Mzo.		
16.9	7 Dic.	21.2	19 Abr.		
21.3	12 Nov.	21.9	21 Mzo.		
22.0	22 Ene.	22.2	20 Abr.		
23.9	14 Dic.			18.6	16 May.
24.5	23 Feb.	22.7	15 Oct.	24.3	20 Jul.
24.9	15 Dic.	22.9	22 Mzo.	24.9	21 Jun.
25.0	25 Ene.	24.2	17 Sep.	27.6	25 May.
26.5	25 Feb.	25.2	18 Sep.	27.9	24 Jun.
26.9	17 Dic.	26.2	19 Sep.	28.3	24 Jul.
27.5	26 Feb.	27.2	25 Abr.	28.6	26 May.
28.3	19 Nov.	28.7	21 Oct.	28.9	25 Jun.

Finalmente, haciendo un balance global de la distribución de los días con la edad lunar, podemos observar en la Tabla 3-13 que, en general, aproximadamente la mitad de los días quedaron con menos de media edad lunar y la otra mitad con más de media edad lunar. Las diferencias mayores fueron en períodos en que la distribución fue de 8 y 12 días o a la inversa, consideramos que la variación queda más o menos bien distribuida y que los resultados obtenidos son confiables para el estudio de S_q .

TABLA 3-13

A Ñ O	MESES D		MESES E		MESES J		Suma de días con menos de $\frac{1}{2}$ E.L.	Suma de días con más de $\frac{1}{2}$ E.L.
	Días con menos de $\frac{1}{2}$ E.L.	Días con más de $\frac{1}{2}$ E.L.	Días con menos de $\frac{1}{2}$ E.L.	Días con más de $\frac{1}{2}$ E.L.	Días con menos de $\frac{1}{2}$ E.L.	Días con más de $\frac{1}{2}$ E.L.		
1963	12	8	9	11	8	12	29	31
1968	8	12	9	11	12	8	29	31

3.3.- Cálculo de la Variación Solar Diaria para Días Quietos.

En esta sección se presentan los resultados obtenidos del cálculo de la variación solar para días quietos, para los años elegidos. En primer lugar, se presentará la elimina-

ción de la variación no-cíclica, a continuación el promedio mensual de los cinco días quietos de cada mes (S_q mensual); después, se presentará la variación S_q promedio correspondiente a los períodos Solsticio de Invierno (meses D), Equinoccios de Primavera y Otoño (meses E) y Solsticio de Verano (meses J).

Para estos cálculos, el autor de la tesis elaboró un programa de computación. Este programa, además de eliminar la variación no cíclica, calcula automáticamente los promedios mensuales y los promedios estacionales y corrige, automáticamente, los promedios para aquellos casos en los cuales falta algún dato. En el apéndice 3 se presenta una copia del listado de este programa.

3.3.1.- Intensidad Horizontal Corregida.

Para el estudio de S_q es necesario eliminar la variación no-cíclica, como se mencionó en el capítulo 2. Para eliminar esta variación es necesario que el promedio horario de la primera hora de un día determinado, coincida con el promedio horario de la primera hora del día siguiente.

Para hacer coincidir estos valores, la diferencia entre ambos se divide entre 24, con lo cual se obtiene un factor de corrección lineal .

$$\Delta = \frac{H_{25} - H_1}{24} \quad 3.1$$

Al promedio horario de cada hora se le hace una corrección acumulativa, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$H_I^C = H_I - (I-1)\Delta \quad 3.2$$

donde H_I^C es el promedio horario corregido de la intensidad horizontal para la hora I, H_I es el promedio horario de la intensidad horizontal obtenido de los anuarios.

En las figuras 3-3a, b, c y d se presenta la intensidad horizontal corregida para cada uno de los días quietos elegidos para este trabajo. Se puede observar de estas gráficas el comportamiento cíclico característico de S_q y su cambio a lo largo del año.

3.3.2.- Variación S_q Mensual.

Una vez obtenida la variación S_q diaria, se procedió a obtener los promedios mensuales de los cinco días quietos de cada mes. Estos promedios mensuales pueden observarse en las figuras 3-4 y 3-5 para los años 1963 y 1968, respectivamente. En estos promedios puede observarse cómo se han eliminado algunas de las variaciones irregulares presentadas en la variación diaria.

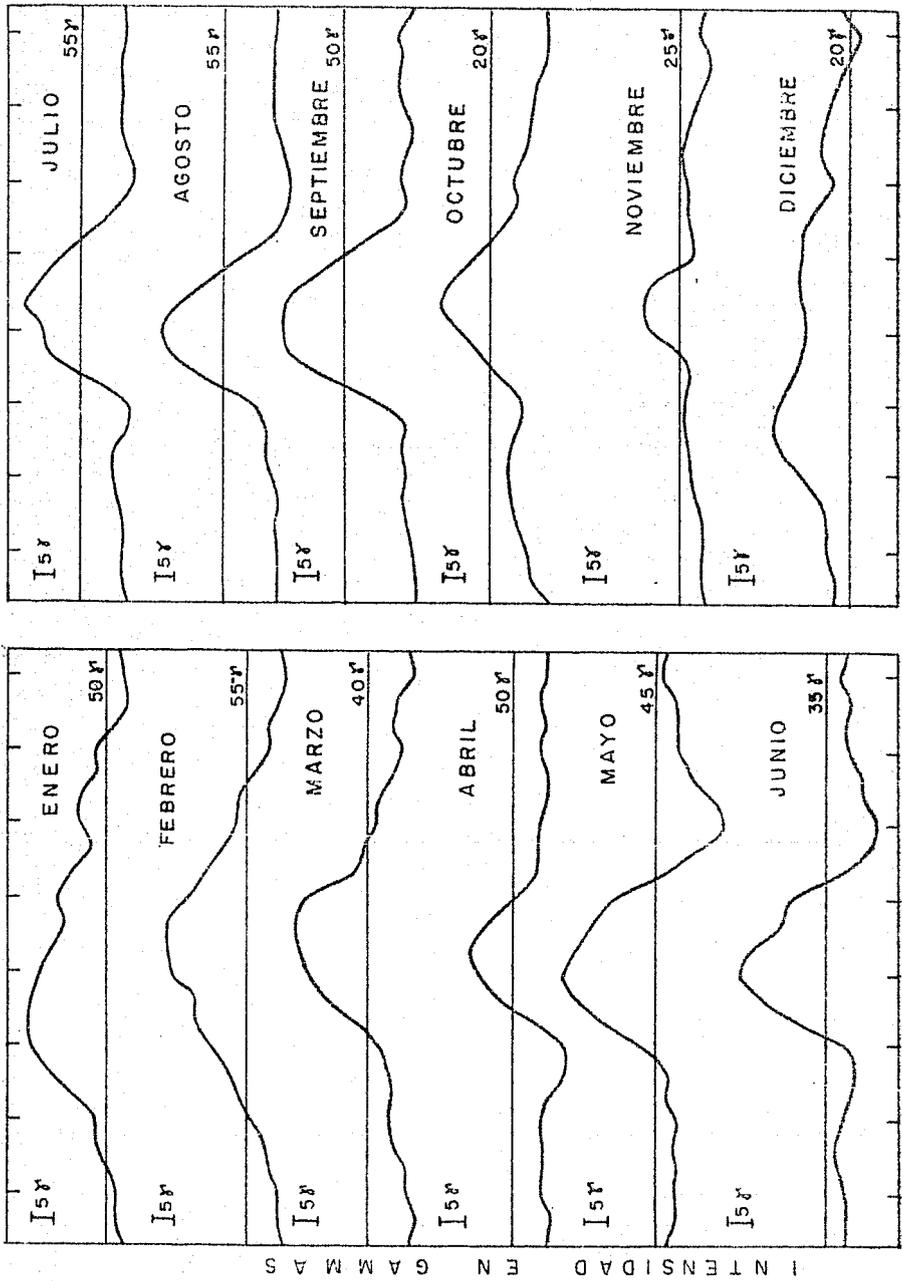


Fig. 3-4.-- Valores Horarios Promedios, para cada mes del año 1963. El valor para cada mes de la línea base de la componente horizontal, se obtiene sumando algebraicamente 30,000 y al valor marcado en la línea base.

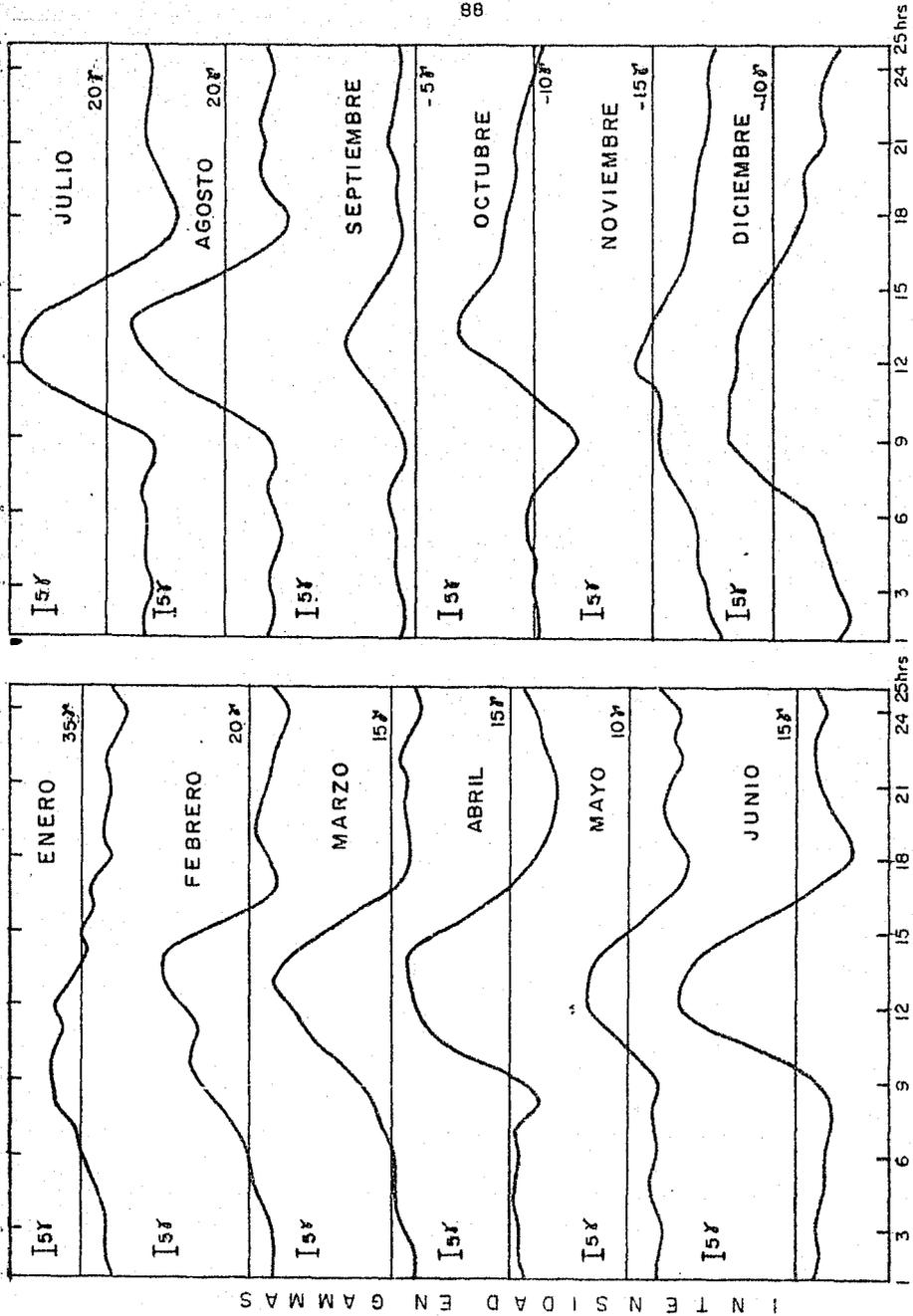


Fig. 3-5.- Valores Horarios Promedio, para cada mes del año 1968. El valor para cada mes de la línea base de la componente horizontal, se obtiene sumando algebraicamente 29,900 ft al valor marcado en la línea correspondiente.

I N T E R N A T I O N A L A T M O S P H E R I C S O C I E T Y

3.3.3.- Variación S_q Estacional.

Como se había mencionado en el capítulo 2, las características principales de S_q dependen, principalmente, de la orientación del eje de rotación terrestre y la línea Sol-Tierra, o sea de la estación del año. Por esta razón es conveniente para su estudio el agrupar los meses de acuerdo a la clasificación dada anteriormente en meses D, meses E y meses J.

Los promedios de la variación mensual para estos conjuntos de meses, pueden considerarse, por lo tanto, como los más representativos de S_q para esos períodos y, además, muestran más claramente el cambio de comportamiento para las distintas épocas del año. En las figuras 3-6 y 3-7, pueden verse los promedios estacionales correspondientes a cada una de estas épocas.

De estas figuras, se observa que S_q tiene una intensidad máxima en el solsticio de verano y mínima en el solsticio de invierno. Esta diferencia proviene, principalmente, del cambio de orientación del eje terrestre y está relacionada con las variaciones estacionales en la densidad de electrones libres en la ionósfera.

Puede observarse, además, que el valor máximo de S_q se presenta aproximadamente al medio día, mientras que en la no-

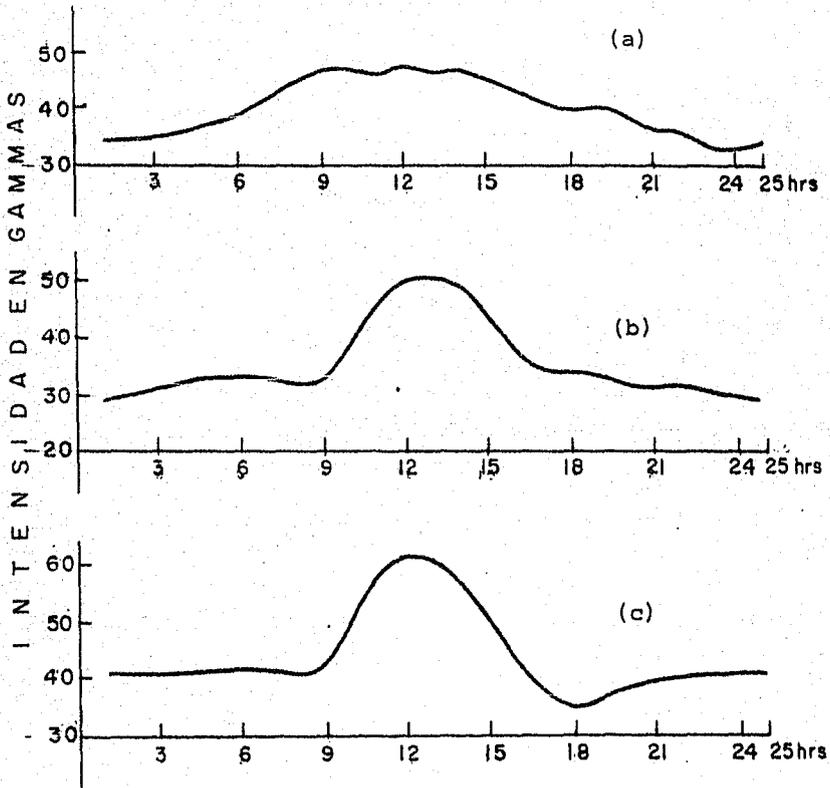


Fig. 3-6.- Variación Solar Diaria Promedio, correspondientes (a) meses D; (b) meses E; (c) meses J, para el año 1963.

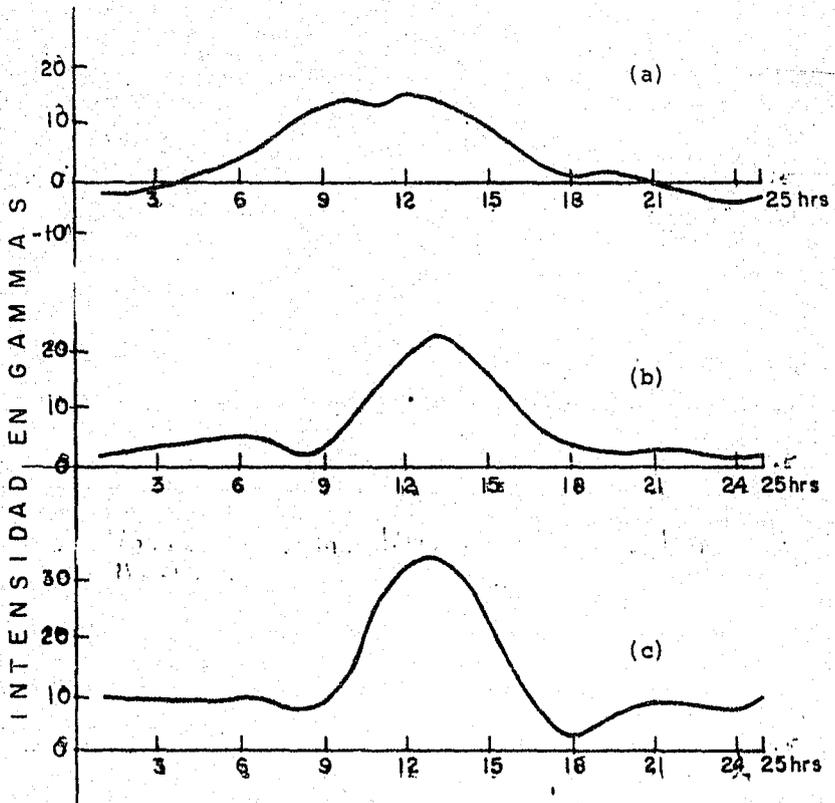


Fig. 3-7.- Variación Solar Diaria Promedio, correspondiente (a) meses D; (b) meses E; (c) meses J, para el año 1968.

che se alcanzan los valores mínimos, excepto para los meses J. Estos meses J presentan depresiones a las 8 horas y a las 18 horas, de las cuales pueden provenir del cruce de la región ionosférica, donde los sistemas de corrientes cambian de dirección.

3.3.4.- Variación S_q Anual.

Se observa de la figura 3-8 la variación anual de la componente horizontal de S_q para ambos años. Es evidente de esta figura que el comportamiento de S_q es muy similar para ambos años. En ambos, la intensidad máxima se alcanza al medio día y la intensidad mínima a la media noche; también la intensidad es prácticamente constante de las 18 horas a las 24 horas. La diferencia en el valor de la intensidad es producto de la variación secular del campo geomagnético.

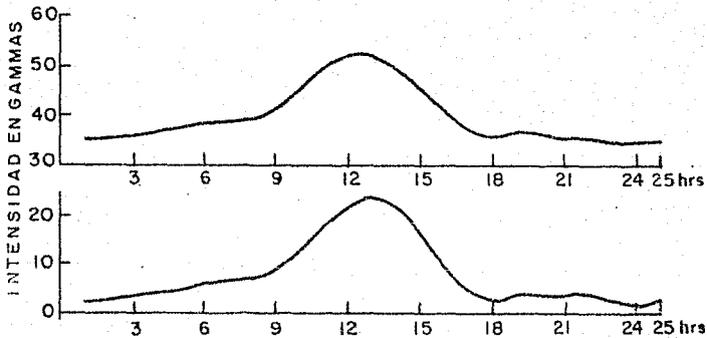


Fig. 3-8.- Variación Anual de S_q .

CAPITULO 4

ANALISIS Y CONCLUSIONES

INTRODUCCION.

Como se mencionó al principio de esta tesis, el objetivo principal es el de hacer un análisis comparativo de la variación solar diaria para días quietos de la componente horizontal del campo magnético, durante un año tranquilo y un año perturbado, para los datos magnéticos obtenidos en la estación de Teoloyucan, Estado de México.

Esta comparación se hace en este capítulo, analizando tanto las semejanzas como las diferencias que presenta este elemento magnético durante estos periodos. Se presentan y comparan para ambos años, en primer lugar, los rangos mensuales de S_Q ; a continuación los rangos de los periodos estacionales elegidos durante el Año Geofísico Internacional, así como los rangos anuales correspondientes.

En la segunda parte, se muestra la dependencia de la hora de presentación de los valores máximos y mínimos de S_Q con los diferentes meses y para ambos años.

Finalmente, se presenta una conclusión sobre la influencia que ejerce la actividad solar en la variación solar diurna S_q .

4.1.- Máximos y Mínimos Mensuales de la Intensidad Horizontal de S_q .

El estudio de la hora de presentación de los valores máximos y mínimos de S_q , para los distintos meses del año, nos permite conocer cómo cambia la distribución de los sistemas corrientes ionosféricas, así como la hora en la cual estos sistemas son más o menos débiles en la latitud de observación.

Estos valores se presentan en las tablas 4-1a y 4-1b y como puede verse de ellas, tanto los valores máximos como los mínimos, en general, van disminuyendo a lo largo del año y la intensidad de H es sensiblemente menor en 1968 que en 1963. Esta disminución es debida a la variación secular del campo magnético.

En la tabla 4-1a, podemos observar que durante los meses de diciembre y enero de 1963, la máxima intensidad en México se presentó antes de medio día (8:00 y 10:00 horas, respectivamente) y el resto del año, el máximo se presentó siempre alrededor de las 12:00 y 13:00 horas, excepto en febrero y marzo que se presentó a las 14:00 horas.

La hora de presentación del mínimo es más irregular, ya que los meses de enero, febrero, septiembre, octubre, noviembre y diciembre de 1963 se presentó entre las 23:00 horas y la 01:00 de la mañana; sin embargo, en abril se presentó a las 9:00 de la mañana y en los meses de mayo y agosto se presentó a las 18:00 horas.

Durante el año de 1968, este comportamiento fue muy semejante en cuanto a la presentación del máximo, excepto durante los meses de abril y agosto, en los cuales el máximo se presentó a las 14:00 horas.

Durante los meses de mayo a agosto, se presentó el mínimo a la misma hora que en 1963, a las 18:00 horas. Pero durante los meses de septiembre y octubre, éste se presentó entre las 8:00 y las 9:00 horas, a diferencia de la 1:00 a la que se presentó en 1963. Esto nos indica una mayor variabilidad de los sistemas de corrientes durante el año perturbado de 1968, respecto del año quieto de 1963.

4.2.- Máximos y Mínimos Estacionales y Anuales de S_Q .

Como se mencionó en el capítulo tercero, es conveniente para el estudio de la variación solar para días quietos (S_Q), el agrupar los meses del año, de acuerdo a la estación correspon-

TABLA 4-1a

1 9 6 3

MES	INTENSIDAD	HORA
ENERO	MAX. = 65.6 γ MIN. = 45.1 γ	10:00 23:00
FEBRERO	MAX. = 72.1 γ MIN. = 46.9 γ	14:00 24:00
MARZO	MAX. = 54.7 γ MIN. = 29.9 γ	14:00 24:00
ABRIL	MAX. = 58.0 γ MIN. = 33.6 γ	13:00 9:00
MAYO	MAX. = 64.8 γ MIN. = 30.7 γ	12:00 18:00
JUNIO	MAX. = 52.8 γ MIN. = 25.2 γ	12:00 18:00
JULIO	MAX. = 66.6 γ MIN. = 44.0 γ	13:00 18:00
AGOSTO	MAX. = 68.2 γ MIN. = 40.7 γ	12:00 17:00
SEPTIEMBRE	MAX. = 62.4 γ MIN. = 35.2 γ	12:00 1:00
OCTUBRE	MAX. = 29.7 γ MIN. = 7.8 γ	13:00 1:00
NOVIEMBRE	MAX. = 28.1 γ MIN. = 19.3 γ	13:00 23:00
DICIEMBRE	MAX. = 36.3 γ MIN. = 17.5 γ	8:00 24:00

TABLA 4-1b

1 9 6 8

MES	INTENSIDAD	HORA
ENERO	MAX. = 40.6 γ MIN. = 25.5 γ	8:00 24:00
FEBRERO	MAX. = 38.3 γ MIN. = 11.5 γ	13:00 24:00
MARZO	MAX. = 40.1 γ MIN. = 9.6 γ	14:00 1:00
ABRIL	MAX. = 36.7 γ MIN. = 4.8 γ	14:00 21:00
MAYO	MAX. = 19.1 γ MIN. = - 2.5 γ	12:00 18:00
JUNIO	MAX. = 39.9 γ MIN. = 2.6 γ	12:00 18:00
JULIO	MAX. = 38.3 γ MIN. = 4.9 γ	13:00 18:00
AGOSTO	MAX. = 39.9 γ MIN. = 6.7 γ	14:00 18:00
SEPTIEMBRE	MAX. = 10.0 γ MIN. = - 2.8 γ	13:00 8:00
OCTUBRE	MAX. = 5.6 γ MIN. = -19.9 γ	13:00 9:00
	MAX. = -11.1 γ MIN. = -28.6 γ	12:00 1:00
	MAX. = - 0.7 γ MIN. = -26.7 γ	11:00 2:00

Tablas de valores máximos y mínimos de S_q y de las horas de presentación de estos valores para los años de 1963 (Tabla 4-1a) y 1968 (Tabla 4-1b). Los valores reportados para los máximos y mínimos, corresponden a la diferencia respecto del valor base reportado en los anuarios del Departamento de Geomagnetismo del Instituto de Geofísica de la UNAM. Este valor base corresponde a 30,000 γ para el año de 1963 y a 29,900 γ para el año de 1968.

diente para tomar en cuenta la variación de la inclinación del eje de rotación terrestre, respecto de la línea Sol-Tierra.

En esta sección presentamos el análisis comparativo para ambos años de 1963 y 1968 de la variación S_q promedio durante estos meses.

Las intensidades máximas y mínimas para las distintas estaciones, así como para los promedios anuales de S_q , pueden verse en la Tabla 4-2, donde se observan los valores máximos y mínimos, así como las horas en que se presentaron estas intensidades.

TABLA 4-2

1 9 6 3		
ESTACION	INTENSIDAD	HORA
MESES D		
Nov., Dic. Ene., Feb.	MAX. = 47.8 γ MIN. = 33.0 γ	12:00 23:00
MESES E		
Mar., Abr. Sep., Oct.	MAX. = 51.3 γ MIN. = 29.2 γ	13:00 1:00
MESES J		
May., Jun. Jul., Ago.	MAX. = 61.3 γ MIN. = 35.2 γ	13:00 18:00
1 9 6 8		
MESES D		
Nov., Dic. Ene., Feb.	MAX. = 15.4 γ MIN. = -2.6 γ	12:00 24:00
MESES E		
Mar., Abr. Sep., Oct.	MAX. = 23.0 γ MIN. = 1.4 γ	13:00 24:00
MESES J		
May., Jun. Jul., Ago.	MAX. = 33.9 γ MIN. = 2.9 γ	13:00 12:00

Tabla de comparación de valores máximos y mínimos de S_q y de las horas de presentación de estos valores para los períodos estacionales meses D, E, J.

TABLA 4-3

PROMEDIO ANUAL DE S_q			
1 9 6 3		1 9 6 8	
INTENSIDAD	HORA	INTENSIDAD	HORA
MAX. = 53.4 γ	12:00	MAX. = 24.0 γ	13:00
MIN. = 34.8 γ	24:00	MIN. = 2.0 γ	24:00

Tabla de Comparación de Valores Máximos y Mínimos de S_q y de las horas de presentación de estos valores para el período anual.

Podemos observar de esta tabla las horas de presentación de los valores máximos y mínimos de los promedios en los cuales se han desaparecido algunas de las irregularidades encontradas, en cuanto a la hora de presentación del valor máximo, reportados en la sección anterior. Para ambos años el valor máximo va creciendo al pasar de los meses D, a los meses J, lo mismo que el valor mínimo. También podemos ver que en los dos años, el máximo para los meses D se presenta entre las 12:00 y las 13:00 horas, y el mínimo entre las 21:00 y las 23:00 horas.

Para los meses E, el máximo se presenta a las 13:00 horas y el mínimo entre las 24:00 y la 1:00 de la mañana y para los meses J, el máximo se presenta a las 13:00 horas y el mínimo a las 18:00 horas.

En la Tabla 4-3, se presentan los mismos datos, pero

para el promedio anual de la variación S_q para estos años.

Aquí se observa que esta variación anual presenta en ambos años, su mínimo a las 24:00 horas y el máximo entre las 12:00 y las 13:00 horas, sin importar que un año sea quieto y otro perturbado. Podemos observar también que los valores anuales de S_q promedio son menores en 1968 que los que se presentan en 1963, esto se debe a la variación secular de la que se habla en el capítulo primero. En las siguientes secciones se analizarán los rangos de S_q .

4.3.- Rangos Mensuales de S_q .

Debido a la presencia de la variación secular, el estudio comparativo de S_q debe hacerse no sobre la magnitud de la componente horizontal H , sino sobre sus variaciones respecto al valor promedio. Para esto analizaremos los intervalos de la variación S_q para ambos años.

Como se recordará, el rango de una variable cualquiera, se define como la diferencia entre el valor máximo y mínimo de esa variable, en particular para un cierto período para el estudio de los rangos de S_q . Se toma la diferencia entre el valor máximo y el mínimo de los promedios horarios mensuales de S_q (ver Tablas 4-1a y 4-1b, para valores máximos y mínimos).

En las Tablas 4-4 y 4-5, se presentan los intervalos mensuales correspondientes a los años que se están estudiando. Asimismo, en la figura 4-1, se presenta la variación anual del rango mensual de S_q para ambos años.

TABLA 4-4

1 9 6 3

MES	RANGO
ENERO	20.5 δ
FEBRERO	25.2 δ
MARZO	24.8 δ
ABRIL	20.2 δ
MAYO	34.1 δ
JUNIO	27.6 δ
JULIO	22.6 δ
AGOSTO	27.5 δ
SEPTIEMBRE	27.2 δ
OCTUBRE	21.9 δ
NOVIEMBRE	8.8 δ
DICIEMBRE	18.8 δ

TABLA 4-5

1 9 6 8

MES	RANGO
ENERO	15.1 δ
FEBRERO	26.8 δ
MARZO	30.5 δ
ABRIL	31.9 δ
MAYO	21.6 δ
JUNIO	37.3 δ
JULIO	33.4 δ
AGOSTO	33.2 δ
SEPTIEMBRE	12.8 δ
OCTUBRE	25.5 δ
NOVIEMBRE	17.5 δ
DICIEMBRE	26.0 δ

De la Tabla 4-4 vemos que el rango más alto en 1963, tuvo lugar en mayo, durante el solsticio de verano, con un valor de 34.1 δ y el rango mínimo fue en noviembre, durante el solsticio de invierno, con un valor de 8.8 δ .

De la Tabla 4-5, el rango más grande durante 1968 tuvo

ugar en junio, también durante el solsticio de verano, con un va
or de 37.3% y el rango mínimo fue en septiembre, durante el equi
occio de otoño, con un valor de 12.8%.

De la Tabla 4-4 puede verse que para el año de 1963
ay una notable diferencia en los valores del rango correspondien
es a los meses de noviembre, diciembre y los de enero y febrero;
l rango para los primeros es mucho menor que el de los segundos.
este comportamiento no es apreciable en 1968.

El rango crece durante la primera parte del año para
mbos casos, siendo más grande, en general, durante 1968.

Para 1963, el rango máximo se alcanza durante mayo y
el resto del año, el rango va disminuyendo hasta alcanzar su va
lor mínimo en noviembre. En 1968, el rango máximo se alcanza en
el mes de junio, siendo mayor que el rango máximo de 1963. El
rango disminuye rápidamente hasta alcanzar su valor mínimo en el
mes de septiembre, creciendo durante el resto del año. También
puede verse que durante el equinoccio de otoño (1968), o el sols
ticio de invierno (1963), es cuando el rango alcanza su valor mí
nimo, mientras que los máximos corresponden al solsticio de vera
no, para ambos casos. Este comportamiento es una prueba de la mo
dulación solar anual de (S_G), la variación solar diaria para días
quietos.

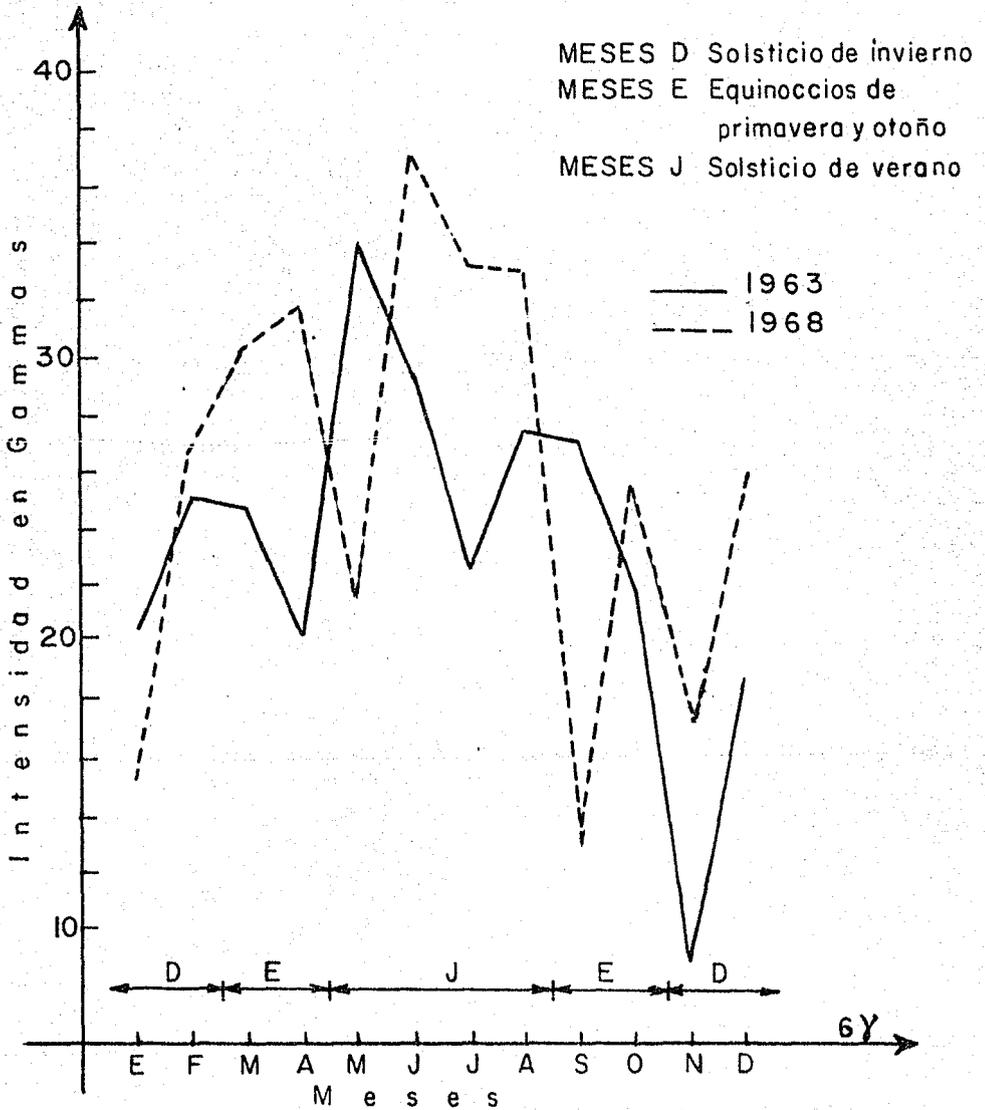
VARIACION ANUAL DEL RANGO MENSUAL DE S_q 

Fig. 4-1

Podemos ver también que en 9 de los 12 meses, el rango es mayor en 1968 que en 1963. A continuación analizaremos la dependencia del rango de S_q con las estaciones del año.

4.4.- Rangos Estacionales y Anuales de S_q .

En esta sección, analizaremos los rangos estacionales y anuales de S_q presentados en la Tabla 4-6.

TABLA 4-6

AÑO	MESES	RANGO ESTACIONAL	RANGO ANUAL
1963	D	14.8 γ	18.6 γ
	E	22.1 γ	
	J	26.1 γ	
1968	D	18.0 γ	22.0 γ
	E	21.6 γ	
	J	31.0 γ	

Rangos Estacionales y Anuales de S_q

Para la obtención de estos rangos utilizamos los datos obtenidos de la variación solar diaria para los días quietos correspondientes a los meses D, E y J de acuerdo a la clasificación realizada durante el Año Geofísico Internacional. El aumento o

disminución de la intensidad de los rangos se debe a la variación de la orientación del eje de rotación terrestre respecto a la dirección al sol y a los cambios en la actividad solar, aclarando que el observatorio magnético de Teoloyucan se encuentra en el hemisferio norte a latitudes intermedias.

El efecto de la inclinación del eje terrestre se corrobora de estos resultados. Para los meses D que corresponden a la época estacional de solsticio de invierno, tuvo un rango para 1963 de 14.8% y para 1968 de 18.0%; observando los rangos más bajos para ambos años en esta época y tomando en cuenta que es un año calmado y otro perturbado, vemos que para el año de 1968, el rango es un 4.0% mayor que para el año 1963.

Para los meses E que corresponden a la época estacional de los equinoccios de primavera y otoño, el rango para el año de 1963 fue de 22.1% y para 1968 fue de 21.6%; siendo el rango de 1963 un 2.3% mayor que el rango de 1968.

Para los meses J que corresponden a la época estacional del solsticio de verano, los rangos para ambos años aumentaron; siendo en 1963 de 26.1% y para 1968 de 31.9%, debido a que en el hemisferio norte llega directamente la luz solar, siendo el rango del año de 1968 un 18.7% más intenso respecto al año 1963. Podemos ver también que el rango mínimo corresponde siempre a los

meses D y el máximo rango a los meses J.

Los rangos anuales de S_q de los años 1963 y 1968, fueron de 18.6% y 22.0%, respectivamente, siendo la variación S_q para el año de 1968 de un 18.28% más intensa que para el año de 1963. Este rango anual se obtuvo de la variación anual promedio de S_q , promediando los valores horarios para cada hora de los meses D, E y J.

CONCLUSION

Como resumen final de esta tesis, podemos decir que del estudio de S_q realizado con los datos de Teoloyucan, se concluye que existe una dependencia de la variación solar diurna promedio para días quietos con respecto a la actividad solar. Esta dependencia nos muestra que cuando la actividad solar es más grande, la S_q promedio es más intensa y cuando esta actividad solar es menor, la S_q promedio es más débil.

Consideremos que este trabajo es una contribución positiva al estudio del geomagnetismo en México, aún tomando en cuenta que puede contener errores u omisiones involuntarios. Se espera que sea útil y que sirva como un principio de otros estudios en este campo.

APENDICE 1

A.11.- El Sistema Geográfico Central.

El sistema de referencia geográfico, que es usado extensamente a lo largo de la tesis, es un sistema cartesiano cuyo origen reside en el centro de la tierra. El eje Z coincide con el eje de rotación terrestre, el eje X yace sobre el ecuador y cruza el meridiano que contiene a la estación de Greenwich y el eje Y completa un sistema de referencia ortogonal derecho. (Ver Fig. A-11).

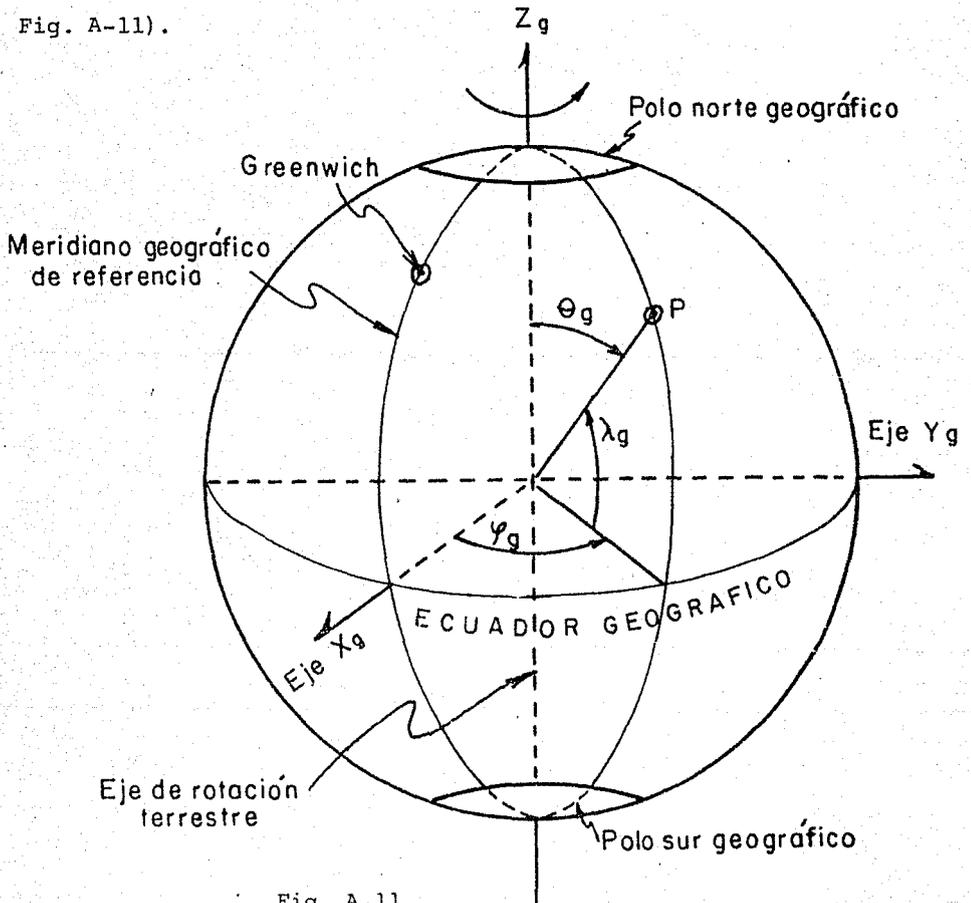


Fig. A 11

En este sistema de referencia, la posición de un punto cualquiera sobre la superficie de la tierra se determina por dos ángulos: la Latitud Geográfica (λ_g), que es el ángulo que forma el radio vector del punto con su proyección sobre el Ecuador Geográfico y la Longitud Geográfica (φ_g), que es el ángulo formado entre el Meridiano Geográfico del punto y el Meridiano Geográfico de referencia.

Para ciertas necesidades prácticas es necesario usar la Colatitud Geográfica (θ_g), que es el ángulo formado entre el radio vector del punto y el eje de rotación; este ángulo es, además, el complemento de la Longitud Geográfica ($\theta_g = 90^\circ - \lambda_g$).

Este sistema puede ampliarse fácilmente para dar la posición de un punto cualquiera en el espacio, aunque no está sobre la superficie terrestre. Para ésto es suficiente con dar como latitud y longitud geográficas, las correspondientes al punto en el cual el radio vector cruza la superficie terrestre y añadir una tercera coordenada que será (r_g), la distancia del punto al centro de la tierra.

La latitud geográfica se considera positiva cuando el radio vector del punto se encuentra en el hemisferio Sur. La longitud geográfica se considera positiva, cuando se mide hacia el Este y negativa en caso contrario.

APENDICE 2

A.12.- El Sistema Geomagnético Dipolar Central.

El sistema geomagnético central es usado ampliamente en el estudio de los fenómenos geofísicos relacionados con el campo magnético terrestre. Es un sistema particularmente útil, puesto que en él se ponen en evidencia simetrías y regularidades inducidas por este campo, y es el sistema natural para el estudio de aquellos fenómenos gobernados por el campo magnético de la tierra. (Ver. Fig. A 21).

El origen de este sistema reside en el centro de la tierra y el eje Z concuerda con el eje dipolar y está inclinado 11° respecto del eje geográfico, el eje X es perpendicular al eje del dipolo y yace sobre el meridiano geográfico 70° Oeste, y el eje Y es perpendicular a ambos, formando un sistema de referencia derecho. A semejanza con el sistema geográfico, se definen los siguientes elementos: Polos geomagnéticos. Son los puntos en los que el eje dipolar intersecta a la superficie terrestre; al punto de intersección que se localiza en el hemisferio Norte se le llama Boreal y tiene una posición de 78.8° Norte, 70.0° Oeste y al punto de intersección que se localiza en el hemisferio Sur, se le llama Austral y tiene una posición de 78.8° Sur, 110.0° Este.

Ecuador magnético es la intersección con la superficie terrestre del plano perpendicular al eje dipolar y que pasa por el centro de la tierra. Meridianos geomagnéticos, son los semicírculos máximos que unen los polos geomagnéticos; para ésto se toma como el meridiano de referencia el de Greenwich.

Se observa de los mapas isomagnéticos y de las coordenadas geográficas proporcionadas anteriormente, que los polos magnéticos y los polos geomagnéticos no coinciden; ésto es debido a que en los polos geomagnéticos la componente horizontal del campo irregular, es diferente de cero, mientras que en los polos magnéticos, las componentes horizontales del campo regular e irregular, se cancelan mutuamente.

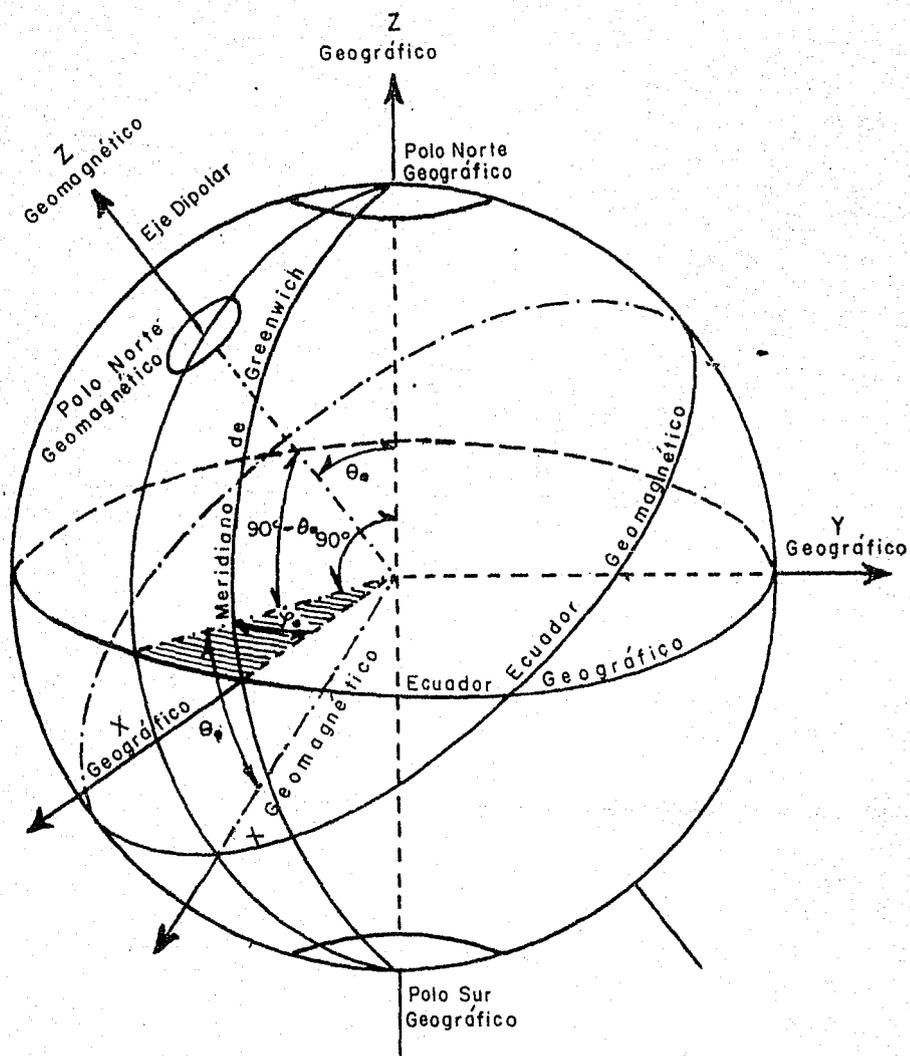


Fig. A 21

Sistema de referencia Geográfico y Geomagnético, mostrando las orientaciones relativas entre sus respectivos ejes.

APENDICE 3

A.13.- Programa de Computación Elaborado para esta Tesis.

Este programa fue elaborado para la obtención de los promedios de los cinco días quietos, así como el promedio mensual y estacional.

FILE 5=CAMPO, UNIT=MEMBER

FILE 6=SU, UNIT=PRINTER

```

DIMENSION PINC(12,25),PIHND(25),PIHME(25),PIHNJ(25),DIA(12,5)
REAL IH(12,5,25),IHC(12,5,25)
DOUBLE PRECISION MES(12)
DATA MES/'ENERO FEBRERO MARZO ABRIL MAYO
1 JUNIO JULIO AGOSTO SEPTIEMBRE OCTUBRE NO
2 VIEMBRE DICIEMBRE '/
READ(5,100)((IH(I,J,K),K=1,25),DIA(I,J),J=1,5),I=1,12)
100 FORMAT(9F8.1,F6.1/9F8.1,F6.1/9F8.1,34X,I?)
DO 1000 I=1,12
DO 1000 J=1,5
VNCH=(IH(I,J,25)-IH(I,J,1))/24.0
DO 1000 K=1,25
IF(IH(I,J,K).EQ.0.0) GO TO 1000
IHC(I,J,K)=IH(I,J,K)-(K-1)*VNCH
IF(IHC(I,J,K).NE.0.0) GO TO 1000
IHC(I,J,K)=0.1
1000 CONTINUE
DO 1500 I=1,12
DO 1500 K=1,25
NDQ=5.0
SINC=0.0
DO 1600 J=1,5
IF(IHC(I,J,K).EQ.0.0) GO TO 1550
SINC=SINC+IHC(I,J,K);GO TO 1600
1550 NDQ=NDQ-1
1600 CONTINUE
PINC(I,K)=SINC/NDQ
1500 CONTINUE
DO 2500 K=1,25
PIHND(K)=0.0
PIHME(K)=0.0
PIHNJ(K)=0.0
2500 CONTINUE
DO 3000 K=1,25
DO 3000 I=1,12
IF(I.LE.2) GO TO 10
IF(I.LE.4) GO TO 11
IF(I.LE.8) GO TO 12
IF(I.LE.12) GO TO 11
10 PIHND(K)=PIHND(K)+PINC(I,K);GO TO 3000
11 PIHME(K)=PIHME(K)+PINC(I,K);GO TO 3000
12 PIHNJ(K)=PIHNJ(K)+PINC(I,K)
3000 CONTINUE
DO 2900 K=1,25
PIHND(K)=PIHND(K)/4.0
PIHME(K)=PIHME(K)/4.0
PIHNJ(K)=PIHNJ(K)/4.0
2900 CONTINUE
WRITE(6,1700)
1700 FORMAT(1H1,"CALCULO DE LA VARIACION SOLAR DIARIA"/11H0,"PARA LOS DI
IAS QUIETOS CORRESPONDIENTES A 1968"/?)
WRITE(6,1701) (I,I=1,25)
1701 FORMAT(1H0,34X,"I N T E R S I D A D H O R I Z O N T A L M E D I

```


BIBLIOGRAFIA

- Allredge, L.R., Instruments and Geomagnetic Stations, in Physics of Geomagnetic Phenomena. Edited by S. Matsushita and Wallace H. Campbell, Academic Press, New York and London (1967).
- Bacon, R., Opus tertium, 1267 (Later Ed. by J. S. Brewer, published by Authority of the Lords Commissioners of H. M. Treasury, London (1859).
- Bartels, J., The standardized index, K_s , and the planetary index K_p IATME, Bull. No. 12b Geomagnetic Indices, K and C, 1948, 97-120 (1949a).
- Bartels, J., The geomagnetic measures for the time-variation of solar corpuscular radiation, described for use in correlation studies in other geophysical fields, Ann IGY, 4 Part IV, 227-236 (1957).
- Brooke, C., On the automatic registration of magnetometers, and other meteorological instruments, by photography, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A. 137, 59-77 (1847).
- Cain, J.C., R.A. Langel, W.N. Hudson, Goddard Space Flight Center (G.S.F.C.), Documento X-612-67-173 (1967).
- Canton, J., An attempt to account for the regular diurnal variation of the horizontal magnetic needle, Phil. Trans. Roy. Soc. London, A 49, 398-445 (1759).
- Chapman, S., y J. Bartels, Geomagnetism, Oxford Univ. Press (Clarendon) London and New York, 980-985, (1940).
- Chapman, S., and J. Bartels, Geomagnetism, Oxford Univ. Press. London and New York, Vol. I, 361 (1940a).
- Chapman, S., and J. Bartels, Geomagnetism, Oxford Univ. Press. London and New York, Vol. I, 362 (1940b).

- Chernosky, E.J., and E. Maple, Geomagnetism, Handbook of Geophysics (revised), Mac Millan, New York, 10-8 (1960).
- Finch, H.F., y B.R. Leaton, Monthly Notices Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 7, 314-317 (1957).
- Gilbert, W., De Magnete, London, 1600 (in Latin). (Recent edition in English, Dover, New York (1958) and in Russian USSR Acad. Moscow (1956).
- Graham, G., An account of observation made of the variation of the horizontal needle at London, in the later part of the year 1722, and beginning of 1723. Phil. Trans. Roy. Soc. London, A, 32 96-107 (1724).
- Gjellestad, G., and H. Dalseide, Studies in geomagnetism -on calculation of geomagnetic storminess for high-latitude observatories, Arbok Univ. Bergen, Mat.-Nat. Ser. Norwegian Univ. Press, Bergen, Oslo, No. 7 (1963).
- Hartmann, G., Letter date 1544 published in G. Hellmann, Die Anfänge der magnetischen Beobachtungen, Z. Ges Erd Kunde, 32, 112-136 (1897). Translated (in part) in G. Hellmann, Beginning of magnetic observation, terrest. Magn. Atmosph. Elec., 4, 73-86 (1899). Introduced in H.D. Harradon, Some early contributions to the history of geomagnetism, IV, Terrest. Magn. Atmosph. Elec. 48, 127-130 (1943).
- Hurwitz, L., D.G. Knapp, J.H. Nelson y D.E. Watson, J. Geophys. Res., 71 (9), 2373-2386 (1966).
- Jensen, D.C., y J.C. Cain, (Abstr.), J. Geophys. Res. 67 (9), 3568-3569 (1962).
- Kreil, K., Einfluss des Mondes auf die magnetische Deklination, Denkschr. Akad. Wiss. Wien Math.-Naturw. Kl., 3, 1-47 (1850).
- Leaton, B.R., S.R.C. Malin y M.J. Evans, J. Geomagn. Geolec., 17, 187-197 (1965).

Norman, R., The new attractive, 1581. (Republished in G. Hellmann, Neudrucke von Schriften und Karten Über Meteorologie und Erdmagnetismus (Rara Magnetica 1269-1599), Asher Berlin, Nr. 10 (1897).

Parkinson, W.D., and J. Cleary. Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1 (1958).

Stewart, B., Terrestrial magnetism, Encyclopedia Britannica, 9th Ed., Vol. 16, 159-184 (1882).