



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO**

**INSTITUTO DE GEOFISICA
PROGRAMA DE POSGRADO EN
CIENCIAS DE LA TIERRA**

**DINÁMICA DE LA IONOSFERA DE
LATITUDES BAJAS**

T E S I S

que para obtener el grado de

**MAESTRA EN CIENCIAS
(FISICA ESPACIAL)**

Presenta

ELSY CAROLINA CIPAGAUTA LARA

Director de Tesis

DR. SERGEY PULINETS

MÉXICO, D.F. 2007



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.

Agradecimientos

A Dios, por darme la oportunidad de seguir creciendo, de conocer una nueva cultura como lo es la Mexicana y a tantas personas tanto dentro como fuera de la Ciudad Universitaria.

A mi esposo Alexander, por cuidarme, entenderme, apoyarme, colaborarme, tenerme paciencia... Por ser todo él.

A mi hermana Paola, porque a pesar de la distancia siempre sentí su apoyo y compañía.

A mi familia por su apoyo y esperarme siempre con los brazos abiertos.

A Héctor Durand-Manterola, no solo por su apoyo y colaboración en este trabajo sino por sus consejos y amistad.

A Héctor Pérez de Tejada, quien me contacto con la SCT para la obtención de los datos, sin los cuales no hubiera sido posible este trabajo.

A la Dra. Blanca Mendoza, por su apoyo, colaboración y consejo.

A Araceli Chaman, Mónica Salgado y Rene Romero por su colaboración durante el proceso de trámite de documentos.

A la DGEP por cubrir con una beca parte de mi estancia aquí.

A Sergey Pulinets por haber aceptado la tutoría.

Y a todos mis amigos (Colombianos y Mexicanos) y compañeros.

Índice general

Introducción	II
0.1. Descubrimiento de la Ionosfera	II
0.2. Clima Espacial	V
0.3. Objetivos y Estructura de la Tesis	VI
1. Morfología de la Ionosfera	1
1.1. Estructura de la Ionosfera	1
1.2. Variabilidad de la Ionosfera	6
1.2.1. Variaciones Regulares	7
1.2.2. Variaciones Irregulares	9
2. Ionosfera de Bajas Latitudes	13
2.1. Anomalía Ecuatorial	13
2.2. <i>Spread F</i>	18
2.3. Tormentas ionosféricas en bajas latitudes	22
2.4. Métodos de Mediciones Ionosféricas	25
2.4.1. Sondeo ionosférico vertical	26
3. Variabilidad de f_oF2 sobre México	29
3.1. Análisis de Resultados	30

<i>ÍNDICE GENERAL</i>	2
3.1.1. Valores diurnos promedio mensuales	30
3.1.2. Valores diurnos promedio estacionales	37
3.1.3. Parámetros de la variabilidad sobre México	42
4. Efectos de Tormentas geomagnéticas sobre la ionosfera	57
4.1. Tormenta geomagnética	57
4.2. Índice D_{st} y Clasificación de las Tormentas	59
4.3. Efectos de tormentas magnéticas sobre la Ionosfera	61
4.3.1. Mecanismo Físico de la formación del efecto de tormenta negativa .	63
4.3.2. Mecanismo Físico de la formación del efecto de tormenta positiva .	64
4.4. Efectos de tormentas sobre México	65
5. Conclusiones	80
A. Técnicas de medidas en la ionosfera	84

Índice de figuras

1.	Ejemplo de datos de f_oF2 . Tomada de archivos de la Secretaria de Comunicaciones y Transporte (SCT)	VIII
1.1.	Altitud y constituyentes que absorben la intensidad de la radiación solar en la ionosfera Terrestre. (Adaptada de [Gombosi, 1998])	3
1.2.	Las capas de la ionosfera y sus poblaciones de iones son listadas en su respectiva altura. Adaptada de [Anderson and Fuller-Rowell, 1999].	4
1.3.	Las regiones de la ionosfera durante el día y la noche. Adaptada de [Gombosi, 1998].	6
1.4.	Valores mensuales de la frecuencia crítica f_oF2 de la capa F2 , medido en Juliusruh, relacionado al número de manchas solares R. Adaptada de http://www.ionosonde.iap-kborn.de/mon_surv.htm	9
2.1.	Diagrama esquemático de cómo el arrastre de plasma es llevado desde el ecuador geomagnético a zonas tropicales. Adaptada de [Kelley, 1989].	14
2.2.	Frecuencia crítica f_oF2 vs latitud, para varios pasos del satélite Intercosmos 19 en actividad solar alta y para pasos del satélite Cosmos 1809 en actividad solar baja. Adaptada de [Ondoh and Marubashi, 2001].	15

2.3. Frecuencia crítica f_oF2 vs latitud, medidos por el satélite Intercosmos-19. Cada una de las curvas representa un paso diferente del satélite. Adaptada de [Ondoh and Marubashi, 2001]. 17

2.4. Mapa de la frecuencia crítica f_oF2 vs latitud y longitud, medidos por el satélite intercosmos-19. Adaptada de [Ondoh and Marubashi, 2001]. 18

2.5. Spread F. La escala de grises muestra la intensidad del eco. Adaptada de <http://jicamarca.ece.cornell.edu/> 19

2.6. Diagrama de la inestabilidad de Rayleigh-Taylor en el plano ecuatorial. Adaptada de Taylor and Nagy [2000] 21

2.7. Cambios inducidos por una tormenta magnética en la densidad electrónica. Medida de la densidad electrónica del máximo de la capa **F** (línea con puntos) obtenida en dos estaciones de latitud media, durante la tormenta magnética de febrero 21 y 22 de 1973. Se observa los efectos de tormenta positiva y negativa, comparada con la media mensual que se puede tomar como la referencia de tiempo quieto. Adaptada de [Prolss, 1995]. 23

2.8. Perfil de densidad electrónica durante una tormenta ionosférica negativa. El perfil durante la tormenta (línea sólida) fue obtenido en abril 18 de 1965. La densidad arriba del pico **F2** fue deducido de ionogramas del Alouette I y las densidades abajo del pico **F2** de ionogramas registrados en la ionosonda de St. Jhon's. La línea punteada es el perfil ionosférico no perturbado. Adaptada de [Prolss, 1995]. 24

2.9. Respuesta de la ionosfera ecuatorial a tormentas magnéticas. Se observa la frecuencia relativa de los cambios de la densidad electrónica de la capa **F2**. Adaptada de [Prolss, 1995]. 24

2.10. Representación esquemática de los ionogramas, panel de arriba sondeo desde arriba, panel de abajo sondeo desde abajo. Adaptada de [Pulinets and Boyachurk, 2005]. 28

3.1. Variación diurna promedio de $foF2$ para los meses de Enero-Abril. Para actividad solar alta, media y baja 33

3.2. Variación diurna promedio de $foF2$ para los meses de Mayo-Agosto. Para actividad solar alta, media y baja 34

3.3. Variación diurna promedio de $foF2$ para los meses de Septiembre-Diciembre. Para actividad solar alta, media y baja 35

3.4. Valor porcentual de la diferencia de $foF2$ de actividad solar media (parte sombreada) y alta (parte no sombreada) con respecto a la $foF2$ de la actividad solar baja, para cada mes. Los valores de los porcentajes para actividad solar media y alta, están sobrepuestos. El numero que señala cada barra, representa el mes del año 36

3.5. Variación diurna promedio estacional de $foF2$ para actividad solar alta, media y baja 38

3.6. Valor porcentual de la diferencia de $foF2$ de actividad solar media (parte sombreada) y alta (parte no sombreada) con respecto a la $foF2$ de la actividad solar baja, para cada mes. Los valores de los porcentajes para actividad solar media y alta, están sobre puestos. La letra que señala cada barra, representa una estación del año, invierno (I), primavera (P), verano (V) y otoño (O). 40

3.7. Variación diurna promedio de $foF2$ para las cuatro estaciones del año en actividad solar alta, media y baja. 41

3.8. Diagrama esquemático de una distribución normal y una distribución NO normal. Adaptada de [Bilitza, 2003] 44

3.9. Ocurrencia (numero de eventos observados) de los valores $foF2$, para invierno para los años de baja actividad solar. El numero de datos analizados para esta figura es de 5179. 46

3.10. Variación diurna del promedio mensual de los meses de enero, febrero, marzo y abril para alta, media y baja actividad solar. 48

3.11. Variación diurna del promedio mensual de los meses de mayo, junio, julio y agosto para alta, media y baja actividad solar.. . . . 49

3.12. Variación diurna del promedio mensual de los meses de mayo, junio, julio y agosto para alta, media y baja actividad solar.. . . . 50

3.13. Variación diurna del promedio estacional de invierno y verano para alta, media y baja actividad solar. 52

3.14. Variación estacional durante el año de actividad solar a) baja (1976), b) media (1978) y c) alta (1980). En las horas del medio día y media noche 56

4.1. Representación esquemática de la reconexión magnetosférica. Adaptada de [Gombosi, 1998] 59

4.2. Tormenta magnética de Agosto 26 - Septiembre 2 de 1978. Los datos fueron tomados de WDC-C2 FOR GEOMAGNETISM, KYOTO UNIVERSITY . . . 61

4.3. Efecto de tormenta ionosférica de fase positiva e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En los paneles de arriba, se ha graficado $\delta foF2$ de la estación de Toluca (línea continua) y la estación de Boulder (línea punteada). En los paneles de abajo se ha graficado el índice D_{st} . En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta. 66

4.4. Efecto de tormenta ionosférica de fase negativa e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En los paneles de arriba, se ha graficado $\delta foF2$ de la estación de Toluca (línea continua) y la estación de Boulder (línea punteada). En los paneles de abajo se ha graficado el índice D_{st} . En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta. 68

4.5. Efecto de tormenta ionosférica de fase positiva en la estación de Toluca (línea continua) y efecto de tormenta ionosférica negativa en la estación de Boulder (línea punteada) e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta. 70

4.6. Efecto de “zona muerta” en la estación de Toluca (línea continua) y efecto de tormenta ionosférica negativa en la estación de Boulder (línea punteada) e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta. 71

4.7. Promedio de $\delta foF2$ de las 35 tormentas en la estación de Toluca y Boulder. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios. 75

4.8. Promedio de $\delta foF2$ de las 35 tormentas en la estación de Toluca y Boulder, para actividad solar baja y alta. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios. 76

4.9. Promedio de $\delta foF2$ de las tormentas durante el día y la noche. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios. 77

4.10. Promedio de $\delta foF2$ de las tormentas durante el día y la noche, en baja actividad solar. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios. 78

4.11. Promedio de $\delta foF2$ de las tormentas durante el día y la noche, en alta actividad solar. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios. 79

Resumen

Se estudia la variabilidad y el efecto de las tormentas magnéticas sobre la ionosfera de bajas latitudes, en particular la ionosfera sobre México; usando datos de la frecuencia crítica de la capa F2 recolectados de la estación ionosférica El Cerrillo, ubicada en Toluca, correspondientes a un ciclo solar. El primer análisis que se hace, se basa en el comportamiento de cantidades estadísticas, como la media, la mediana, y los cuartiles superiores e inferiores. Para facilitar la extracción de resultados, los datos han sido clasificados, según la actividad solar (Alta, Media y Baja), por estaciones (Invierno, Primavera, Verano, Otoño), en 4 grupos centrados alrededor de horas típicas de tiempo local.

Se hace una descripción morfológica de la distribución de la frecuencia crítica de la capa F2, la cual muestra que la mayor actividad solar conduce a un mayor valor promedio de la frecuencia crítica, es decir, mayor densidad electrónica en esta región de la ionosfera. Se observa el efecto de anomalía estacional. Los índices de variabilidad muestran ser más grandes durante actividad solar baja que durante actividad solar alta, mayores durante la noche que durante el día y más grandes en invierno que en verano.

El segundo análisis, busca el efecto que tiene las tormentas magnéticas intensas sobre la ionosfera de Toluca-México y de Boulder-Colorado, para ello se analizan eventos de tormentas individuales donde se observan ambos efectos (fase negativa y fase positiva). Se analizan varios eventos promediados, encontrándose un efecto de tormenta negativo predominante para la estación de Boulder, mientras que para la estación de Toluca no hay un efecto dominante, pues depende del ciclo de actividad solar y de la hora local.

Introducción

0.1. Descubrimiento de la Ionosfera

Se sospechó por primera vez de la existencia de la ionosfera cuando se estudiaron pequeñas anomalías que se producían en el campo magnético terrestre. Sin embargo, la existencia de la ionosfera se consideró mucho más cierta cuando, en 1899, Marconi demostró su técnica de comunicación a través del canal de la Mancha. Pero la existencia de la ionosfera, fue claramente establecida cuando Marconi en 1901, transmitió señales de radio exitosamente a través del Atlántico. Este experimento mostró, que las ondas de radio eran reflejadas alrededor de la superficie terrestre a distancias más grandes que las atribuidas a la difracción.

En 1902, Oliver Heaviside en Inglaterra y Arthur Kennelly en los Estados Unidos, propusieron de forma independiente la existencia de una capa conductora en la atmósfera superior, que permitía la reflexión de señales electromagnéticas de regreso a la Tierra.

En 1903, J.E. Taylor sugirió que la radiación ultravioleta era la causa de las cargas eléctricas en la ionosfera, lo cual implicaba control solar de la propagación de ondas de radio. Las primeras medidas burdas de la altura de la capa reflectora fueron hechas por Lee Forest y L.F. Fuller en la compañía de telégrafos federales en San Francisco entre los años de 1912 y

1914. La altura de la capa reflectora fue deducida usando un transmisor-receptor, separado aproximadamente 500km. Sin embargo, los resultados de Forest-Fuller no fueron conocidos, y generalmente las medidas aceptadas de la altura de la capa reflectora se atribuyen a Breit y Tuve y a Appleton y Barnett, que fueron realizadas en 1924, independientemente.

En 1925, la invención de la ionosonda permitió una observación directa de la ionosfera y permitió el primer estudio científico de sus características y variabilidad, así como sus efectos sobre las ondas de radio [Taylor and Nagy, 2000].

En 1940, Edward Victor Appleton, se dedicó a estudiar las características de esta zona de la atmósfera y observó que las señales de radio se debilitaban más por la noche. Descubrió que la capa Kennelly-Heaviside tenía 80 km de altura. Al amanecer, esta capa desaparecía, pero aún se manifestaba reflexión en una capa situada a casi 250 km (capa de Appleton) .

La tecnología de cohetes disponible a finales de la segunda guerra mundial, fue usada por científicos para el estudio de la alta atmósfera y la ionosfera, preparando el camino para la exploración espacial con satélites. El primer cohete científico, que llevaba instrumentación (una sonda de Langmuir y un calibrador de presión termoiónica) para hacer medidas directas de la alta atmósfera y la ionosfera, fue lanzado en 1946 sobre un V-2 desde Nuevo México.

En 1947, la ionosonda se usó rutinariamente para medir las características de la ionosfera. Durante el Año Geofísico Internacional (IGY, siglas en inglés) en 1957-1958, un esfuerzo cooperativo internacional creó una red mundial de ionosondas para recolectar las medidas de sondeos verticales durante el período de máxima actividad solar. La

tecnología de cohetes acoplada con la instrumentación basado en Tierra, dió un mayor conocimiento del ambiente terrestre.

Como parte del IGY, los científicos propusieron lanzar un satélite artificial, y el 4 de octubre de 1957 la Unión Soviética lanzó el satélite *Sputnik I*, considerado por mucha gente como el inicio de la era espacial. El primer satélite de sondeo del extremo superior de la ionosfera (topside), fue el Alouette I, lanzado por la NASA en septiembre de 1962. Su principal objetivo fue determinar las variaciones diurnas, estacionales y geográficas en la distribución de la densidad electrónica en el extremo superior de la ionosfera.

El siguiente programa, fue el Año Internacional del Sol Quiet (IQSY, siglas en inglés, 1964-1965), el cual se caracterizó por experimentos mundiales, utilización de cohetes y satélites, medidas de radiación solar, construcción de bases de datos de la ionosfera, utilización del radar de dispersión incoherente y el sondeo de la parte alta de la ionosfera (topside) y el comienzo del modelamiento de la ionosfera. A través de estos avances la ionosfera mundial fue mejor explorada, y la estructura y composición del aire neutro comenzó a ser conocido.

Por los años 70 del siglo pasado, un nuevo entendimiento de la ionosfera fue establecido. Todas las capas principales en la ionosfera son creadas por radiación solar y particularmente la capa F2, está influenciada por la circulación termosférica global. Las fuerzas principales que conducen a esta circulación son, en primer lugar el calentamiento debido a la radiación solar, en segundo el viento solar y la energía que aparece en latitudes altas en forma de campos eléctricos o partículas enérgicas y por último las mareas y ondas transmitidas hacia arriba desde la atmósfera media. Así, la estructura vertical de la ionosfera, depende del espectro solar, y la estructura latitudinal de la ionosfera depende del

campo geomagnético [Rishbeth, 1998].

Otras técnicas más se han usado para estudiar la ionosfera¹, por ejemplo el estudio de la ionosfera terrestre utilizando la red satelital del Sistema de Posicionamiento Global (GPS, siglas en inglés) se ha vuelto un campo importante de investigación, especialmente por los efectos que la ionosfera puede tener en las telecomunicaciones y la navegación [Rodger and Jarvis, 2000].

0.2. Clima Espacial

El término “*clima espacial*” se ha utilizado desde la década de los 90, para describir las condiciones del Sol y del viento solar, así como de la magnetosfera, la ionosfera y la termosfera, que puedan afectar sistemas tecnológicos, sean terrestres o espaciales. En la parte alta de la atmósfera, el flujo energético de partículas pueden dañar celdas solares y componentes electrónicos de los satélites. Las corrientes inducidas disipan calor, aumentando la temperatura en la atmósfera haciendola expandir, lo cual provoca fricción en los satélites artificiales haciendo que estos pierdan velocidad y por consiguiente altura. Las perturbaciones ionosféricas pueden causar problemas en la navegación y en aplicaciones comerciales como las comunicaciones, la radio astronomía y la navegación militar.

Las variaciones de la actividad solar y la emisión de plasma desde la corona solar, provocan cambios dramáticos en el ambiente espacial que circunda la Tierra. Estos cambios forman parte de lo que ahora es llamado clima espacial. Este nuevo campo de estudio, afecta profundamente una serie de actividades humanas que hacen uso de tecnología avanzada.

¹Ver anexo 1

Para reducir estos efectos es indispensable llegar a pronosticar el estado del ambiente espacial como actualmente se hace con el estado del tiempo meteorológico de la baja atmósfera.

Desde el punto de vista del clima espacial y de sus efectos sobre las actividades humanas, los fenómenos aeronómicos ionosféricos más importantes, son aquellos que apartan a la ionosfera de sus condiciones medias de manera significativa, como son las *perturbaciones ionosféricas repentinas*, que producen un rápido y substancial incremento de la densidad electrónica en la capa D (región más baja de la ionosfera), debido al aumento de la radiación, durante una fulguración solar. Las alteraciones de la densidad electrónica de la ionosfera más importantes por su extensión geográfica y por su impacto, son las tormentas ionosféricas que afectan un rango de alturas que comprende también el máximo de la capa F2 (región de mayor densidad en la ionosfera). Estas perturbaciones ocurren en la ionosfera después del *comienzo súbito* (CS) de las tormentas geomagnéticas y pueden durar por varias horas e incluso días. A estas perturbaciones se les conoce como, efecto de tormenta ionosférica [Radicella, 2000].

0.3. Objetivos y Estructura de la Tesis

El objetivo de ésta tesis, es estudiar la variabilidad y el efecto de las tormentas magnéticas, sobre la ionosfera de bajas latitudes, en particular la ionosfera sobre México; para ello se han digitalizado datos de la frecuencia crítica de la capa F2 (f_oF2) de la estación ionosférica del Cerrillo Toluca - México, correspondientes a un ciclo solar (1972-1982). Con esta base de datos, se estudia la variabilidad diaria, estacional y de actividad solar de la ionosfera sobre México. Así como, el efecto sobre la ionosfera de eventos individuales de tormentas magnéticas intensas, durante el ciclo solar mencionado anteriormente, para éste último análisis se usan datos de f_oF2 de la estación de Boulder - Colorado, que

permiten comparar el efecto en los dos lugares.

Los datos de la frecuencia crítica f_oF2 de la ionosfera de la estación de Toluca fueron digitalizados de archivos de la Secretaria de Comunicaciones y Transporte (SCT), similares al que se muestra en la figura 1. Los datos de la frecuencia crítica f_oF2 de la ionosfera de la estación de Boulder, fueron obtenidos de la base de datos **UK Solar System Data Centre**². Los datos de variación del índice geomagnético D_{st} de la base de datos **WDC-C2 For Geomagnetism, Kyoto University**³.

La estructura de la tesis consta de cinco partes: En el primer capítulo *Morfología de la ionosfera*, se discuten conceptos fundamentales de la estructura y variabilidad de la ionosfera. En el segundo capítulo *Ionosfera de bajas latitudes*, se describen los principales efectos que afectan a la ionosfera de baja latitud y se describe el método de medición ionosférica que usaron para obtener los datos f_oF2 . En el tercer capítulo, *Variabilidad de la ionosfera sobre México*, se estudia el comportamiento de la frecuencia crítica f_oF2 de la capa F2, como es su variabilidad diaria, estacional y de actividad solar. En el cuarto capítulo *Efectos de Tormentas geomagnéticas sobre la ionosfera*, se reportan algunas tormentas magnéticas intensas y su efecto sobre la ionosfera de Toluca, México y Boulder, Colorado. Finalmente, en el quinto capítulo *Conclusiones*, se presenta la conclusión del trabajo.

²http://www.ukssdc.ac.uk/wdcc1/ionosondes/secure/iono_data.shtml

³<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/index.html>

Capítulo 1

Morfología de la Ionosfera

1.1. Estructura de la Ionosfera

La ionosfera es una parte de la atmósfera más alta, es un plasma frío magnetizado que envuelve la Tierra. En la ionosfera existen bastantes iones y electrones que interactúan efectivamente con campos electromagnéticos. En la ionosfera los átomos son ionizados cuando absorben fotones de alta energía provenientes del Sol. En este proceso cada molécula o átomo afectado pierde uno o más electrones convirtiéndose en un ion de carga positiva y los electrones libres pueden viajar creando corrientes eléctricas y campos electromagnéticos.

La razón por la cual las ondas de radio son reflejadas por la ionosfera tiene que ver con las oscilaciones propias del plasma. Un plasma tiene una frecuencia natural de oscilación

$$\omega_p^2 = \frac{Ne^2}{\epsilon_0 m} \quad (1.1)$$

donde N es la concentración (partículas por unidad de volumen) de electrones, e y m es la carga y masa del electrón respectivamente y ϵ_0 la permitividad eléctrica en

el vacío. Esta frecuencia natural depende exclusivamente de la densidad de electrones; a una mayor densidad electrónica le corresponde una frecuencia más alta.

Si la frecuencia de la onda electromagnética es mayor que la del plasma, esta onda atravesará el plasma sin mayor problema, pero si la frecuencia de la onda electromagnética es menor o igual que la del plasma, parte de la onda será reflejada. Las ondas con frecuencias menores que la frecuencia del plasma sólo podrán penetrar una capa delgada de éste, ya que son rápidamente amortiguadas.

La ionosfera es un plasma parcialmente ionizado y es determinado por sus propiedades y efectos de propagación de ondas de radio. Normalmente el espesor de la ionosfera es definido desde los $50km$, donde la concentración de electrones es ya suficiente para afectar la propagación de las ondas de radio. La densidad de electrones aumenta irregularmente hasta un máximo entre los 250 y $400km$ de altura y a partir de ahí disminuye nuevamente, aunque en forma más lenta. Según la clasificación de las capas atmosféricas, la ionosfera empieza poco antes del tope de la estratosfera, su densidad electrónica aumenta por la mesosfera y el pico de electrones se halla en la termosfera. La ionosfera continúa más arriba, hasta traslaparse con la exosfera y finalmente fundirse con la plasmosfera.

La estructura de la ionosfera está cambiando continuamente, varía del día a la noche, con la estación del año y con la latitud. Esta sujeta a grandes perturbaciones, debidas a la radiación y a las emisiones solares, siguiendo el ciclo de manchas solares.

La ionización de la ionosfera es producida principalmente por radiación electromagnética solar y radiación de partículas cargadas (ver figura 1.1). La radiación ultravioleta y rayos X son absorbidos en diferentes niveles de altura. La absorción selectiva de la radiación

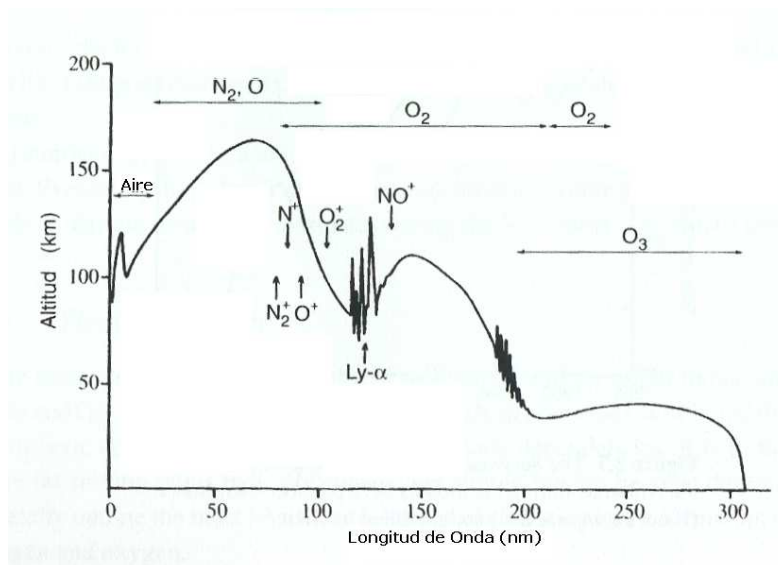


Figura 1.1: Altitud y constituyentes que absorben la intensidad de la radiación solar en la ionosfera Terrestre. (Adaptada de [Gombosi, 1998])

ultravioleta y de rayos X , se debe a los diferentes constituyentes atmosféricos, por lo cual se forman las capas ionosféricas, dando origen a regiones que pueden ser identificadas por su interacción con las ondas de radio. La figura 1.2 muestra la estructura de la ionosfera con la altura y sus principales poblaciones de iones para cada capa [Kelley, 1989, Pulinets and Boyachurk, 2005].

Debido a la influencia de gravedad, la ionosfera en primera aproximación, está estratificada verticalmente y dividida en regiones de acuerdo a la densidad del plasma. Estas regiones son: la región **D**, la región **E** y la región **F**.

La **REGION D** está definida como parte de la atmósfera terrestre que se encuentra de los 50km a los 90km . En la región **D** la densidad electrónica es mucho menor que la densidad molecular y la frecuencia de colisión entre electrones y otras partículas durante el día, está alrededor de diez millones de colisiones por segundo. En esta región la ionización

es debida a la radiación Lyman- α del hidrógeno, cuya longitud de onda es de $121,5nm$, que ioniza la componente NO (óxido nítrico) de la atmósfera neutra, y forma los iones de NO^+ . Además, cuando el Sol está activo, los rayos X duros (longitud de onda $< 1nm$) ionizan las componentes O_2 y N_2 . La recombinación es alta en esta capa, así el efecto de ionización neto es muy bajo y como resultado las ondas de radio de alta frecuencia, no son reflejadas en la capa **D** sino absorbidas. La información que se ha obtenido de esta capa, ha sido por medio de cohetes.

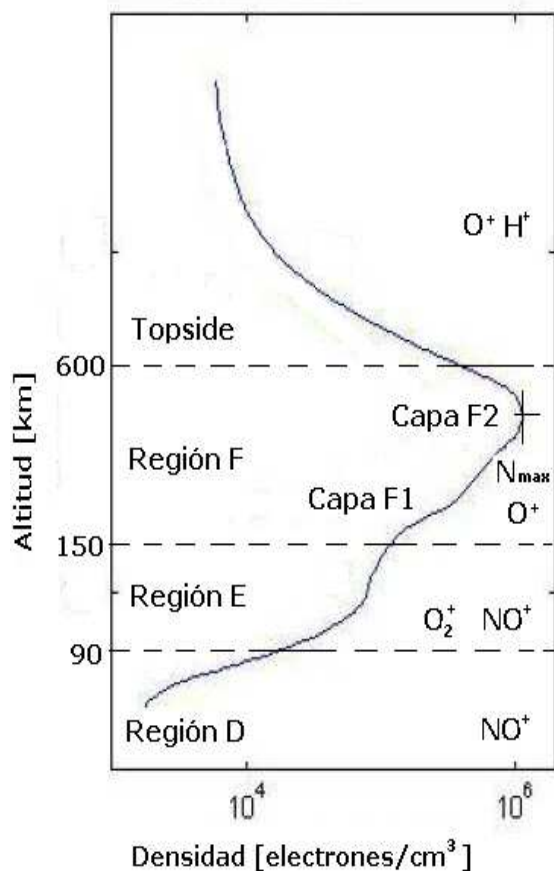


Figura 1.2: Las capas de la ionosfera y sus poblaciones de iones son listadas en su respectiva altura. Adaptada de [Anderson and Fuller-Rowell, 1999].

La **REGION E** está definida como la parte de la atmósfera terrestre que se encuentra entre los 90 km y 150 km sobre la superficie de la Tierra. La ionización en esta capa es debida a los rayos X suaves ($1 - 10 \text{ nm}$) y a la radiación solar ultravioleta dentro del intervalo de longitudes de onda $80 \text{ nm} < \lambda < 102,8 \text{ nm}$. Las principales componentes ionizadas son O_2 y N_2 y los principales iones O_2^+ y NO^+ . Durante el día el comportamiento de esta capa es muy regular y controlado por el ángulo cenital solar. En la noche la región **E** comienza a desaparecer debido a que su principal fuente de ionización no está presente. La región **E** es también conocida como la capa Kenelly-Heaviside. Su existencia fue predicha en 1902, pero fue detectada hasta 1924 por Edward Appleton.

La **REGION F** conocida como la capa Appleton, es la parte de la ionosfera arriba de la región **E**. Su formación es debida a la radiación solar ultravioleta en el intervalo $10\text{nm} < \lambda < 90\text{nm}$, la cual ioniza el oxígeno atómico O . La capa **F** es una sola capa en la noche, y durante el día, se divide en dos capas **F1** y **F2**. La capa **F1** aparece como una curva en el perfil de densidad ionosférico que ocurre en el intervalo de 150 – 200km sobre la superficie de la Tierra, sus principales componentes ionizadas son N_2 y O . La capa **F2** es la más dinámica y más densa de la ionosfera, está localizada entre los 250 – 500km de altura sobre la superficie de la Tierra, aunque esta altura puede cambiar de acuerdo a las condiciones geofísicas. La principal componente ionizada de esta capa es el oxígeno atómico. En la noche se produce una disminución muy marcada en las densidades electrónicas de las regiones **E** y **F**, ya que se reducen en un orden de magnitud, con respecto a la densidad electrónica durante el día. Esto se puede ver en la figura 1.3, la cual muestra el comportamiento de las regiones de la ionosfera, durante el día y la noche, en actividad solar baja y alta.

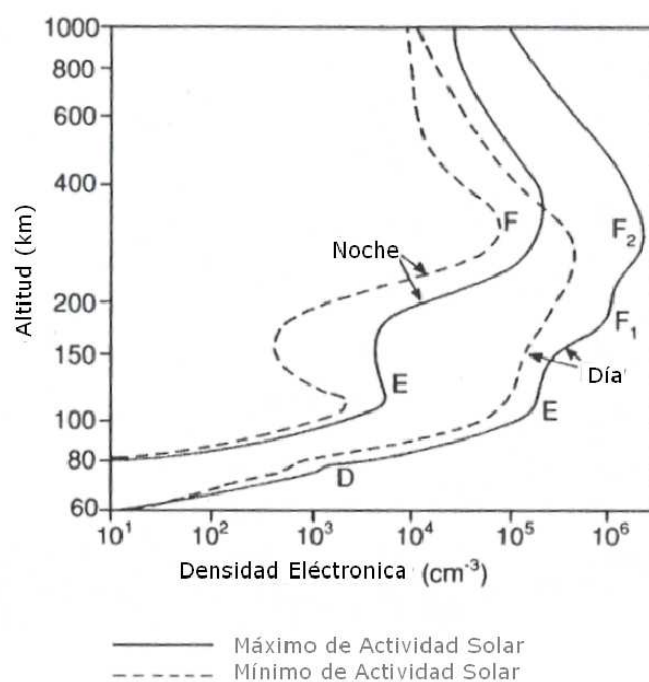


Figura 1.3: Las regiones de la ionosfera durante el día y la noche. Adaptada de [Gombosi, 1998].

1.2. Variabilidad de la Ionosfera

Las variaciones en la ionosfera son producidas debido a que ella está directamente relacionada con la radiación emitida desde el Sol, el movimiento de la Tierra y los cambios en la actividad solar (ver figura 1.3). La razón para la variabilidad de la ionosfera es su rápida respuesta a los forzamientos externos de varias fuentes, entre las que podemos mencionar, el flujo de ionización solar, partículas cargadas energéticas y campos eléctricos, hacen interactuar al viento solar, la magnetosfera y la ionosfera. Como también el acoplamiento desde abajo, las ondas planetarias, las mareas y las ondas de gravedad generadas en la estratosfera y troposfera: tormentas, huracanes, tornados y eventos sísmicos pueden también tener un efecto observable en la ionosfera. Las variaciones en la ionosfera se clasifican de manera genérica en dos tipos:

- Las que son más o menos **regulares**, ocurren en ciclos y pueden ser predichas con razonable precisión.
- Las que son **irregulares** como un resultado del comportamiento inesperado del Sol y por esto no pueden ser predichas.

Ambas variaciones, regulares e irregulares, tienen efectos importantes sobre la propagación de ondas de radio.

1.2.1. Variaciones Regulares

Las variaciones regulares que afectan la ionosfera pueden ser divididas en 4 clases:

- **Variación Diaria.** Las variaciones diarias en la ionosfera son el resultado de la rotación de la Tierra alrededor de su eje. Los procesos físicos que controlan la variación diurna de la densidad electrónica cambian con la hora local y la altitud. En el amanecer, la densidad electrónica comienza a incrementarse rápidamente debido a la fotoionización. La densidad sigue aumentando a través de las horas del día, y luego decae en el atardecer conforme la fuente de ionización desaparece. La ionización en las regiones **D**, **E** dependen de la radiación solar a través del ciclo solar y el ángulo cenital sobre la localización; alcanzando el máximo valor cerca del medio día, cuando el ángulo cenital solar es más pequeño y luego comienza a decrecer hasta desaparecer en la noche. La región **F1** es una capa separada sólo en el día, desaparece después del atardecer dejando sólo una región **F**, localizada a una altura mayor. Lo anterior es, el resultado de que el proceso que domina en las capas de la ionosfera es la fotoionización. Aunque, la densidad electrónica en la capa **F** también es influenciada por otros procesos como la difusión y los vientos neutros. La frecuencia crítica f_oF2^1 de la región **F** alcanza el nivel más bajo, justo antes

¹Ver sección 2.4.1 para su definición y el método de medición

del amanecer, después de los procesos de recombinación. La frecuencia crítica f_oF2 aumenta rápidamente después del amanecer debido a la fotoionización, se amplifica durante el día, decrece en el atardecer, pero nunca desaparece durante la noche. Esta capa es muy variable y su altura cambia con la hora del día, la estación y la actividad Solar [Zou et al., 2000, Rishbeth et al., 2000].

- **Variación Estacional.** Las variaciones estacionales son el resultado de la rotación de la Tierra alrededor del Sol. Las variaciones estacionales de las capas **D**, **E** y **F1** corresponden a los ángulos más grandes del Sol, así la densidad de ionización de estas capas es más grande durante el verano que en invierno. La capa **F2**, sin embargo, no sigue este patrón, su ionización es más grande en invierno y menor en verano; aun cuando el ángulo cenital solar es más pequeño en verano. Este fenómeno es conocido como la “anomalía estacional” ocurre debido a los cambios estacionales en la atmósfera neutra; es decir, la circulación de la atmósfera neutra de verano a invierno resulta en un incremento del cociente O/N_2 en el hemisferio de invierno y un decrecimiento en el hemisferio de verano. El incremento de la densidad de O y el decrecimiento de la densidad de N_2 en invierno, hace que se incremente el O^+ , por tanto la densidad de O^+ en invierno es mayor que en verano, en la capa F [Zou et al., 2000, Rishbeth et al., 2000].
- **Variación con el Ciclo de Actividad Solar (11 Años)** . Uno de los fenómenos más notables sobre la superficie del Sol es la aparición y desaparición de manchas, aunque hay otros eventos de la actividad solar, como las ráfagas solares y las eyecciones de masa coronal que también afectan la ionosfera. La radiación solar que cambia a través del ciclo solar, son responsables de las variaciones en el nivel de ionización de la ionosfera. Durante los períodos de máxima actividad solar, la densidad de ionización de todas las capas aumenta. La frecuencia crítica f_oF2 de la ionosfera

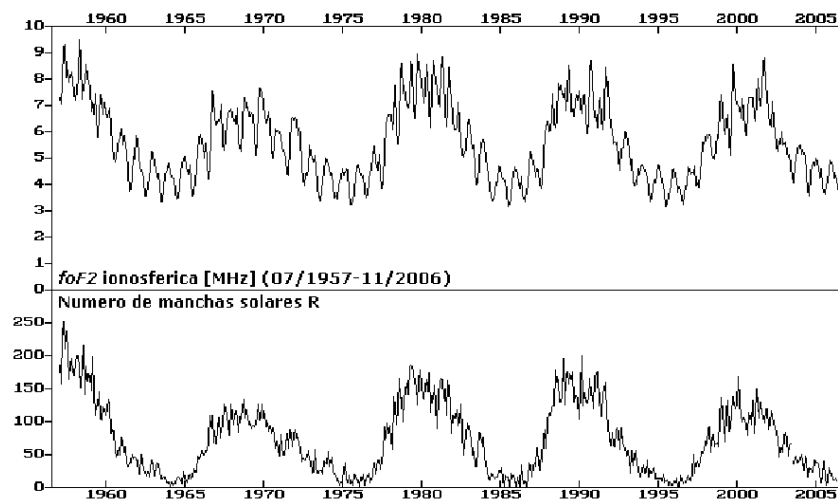


Figura 1.4: Valores mensuales de la frecuencia crítica $foF2$ de la capa **F2**, medido en Juliusruh, relacionado al número de manchas solares R. Adaptada de http://www.ionosonde.iap-kborn.de/mon_surv.htm.

está correlacionada con la actividad solar como se muestra en la figura 1.4.

- **Variación con el Ciclo de Actividad Solar (27 Días).** Como el Sol rota en torno a su propio eje, las manchas solares son visibles en intervalos de 27 días, que es el período aproximado para que el Sol complete una rotación. El ciclo de rotación del Sol de 27 días causa variaciones en la densidad de ionización de las capas sobre una base diaria. Las fluctuaciones en la capa **F2** son más grandes que para las demás capas.

1.2.2. Variaciones Irregulares

Tienen un importante efecto sobre la propagación de ondas de radio. Debido a que estas variaciones son irregulares e impredecibles, ellas pueden afectar drásticamente la capacidad de comunicación sin ninguna advertencia. Las variaciones irregulares más comunes son:

- **Esporádica E.** consiste en un aumento muy marcado, pero irregular y rápidamente variable de la densidad de electrones en la región *E*. La reflexión de ondas cuando está presente el fenómeno esporádico *E* hace posible la recepción de ondas de mayor frecuencia que normalmente no son percibidas. La esporádica **E** puede ocurrir durante el día y la noche y varía marcadamente con la latitud. La esporádica **E** está asociada con tormentas, meteoritos, actividad solar y actividad geomagnética.
- **Perturbaciones Ionosféricas Súbitas.** Estas perturbaciones pueden ocurrir sin aviso y pueden prevalecer por cualquier intervalo de tiempo, desde unos pocos minutos hasta varias horas. Cuando la perturbaciones ionosféricas súbitas ocurre, se caracteriza por una marcada debilitación de las radiocomunicaciones, de onda corta. Esta debilitación es debida al aumento de la densidad electrónica en la región **D** y en la parte más baja de la región **E**. El resultado es que son absorbidas las ondas de radio de alta frecuencia que normalmente pasarían a través de la región **D** y se reflejarían en los niveles altos. Las comunicaciones por radio a largas distancias, que dependen de la reflexión en la ionosfera, quedan así interrumpidas súbitamente durante intervalos de tiempo entre 15 minutos y una hora.
- **Tormentas Ionosféricas.** Las tormentas ionosféricas son cambios (aumentos o decrementos) de la densidad electrónica y están relacionadas con las tormentas geomagnéticas, que resultan de una compresión de la magnetosfera debida a una discontinuidad del viento solar. Las tormentas ionosféricas están asociadas, con las erupciones solares y el intervalo de 27 días, correspondientes a la rotación del Sol. Se caracterizan por una ionización más gradual y por una mayor duración de las perturbaciones instantáneas ionosféricas. Las frecuencias críticas son más bajas que las normales, particularmente para la región **F2**. Las tormentas ionosféricas afectan la

región **F2** reduciendo su densidad de iones. Las regiones más bajas no son afectadas apreciablemente por las tormentas, a menos que la perturbación sea muy grande. El efecto práctico de las tormentas ionosféricas es que el rango de frecuencias que pueden ser utilizadas son mucho más bajas que las normales.

- **Efectos Producidos Desde Abajo de la Ionosfera.** Estos efectos producen cambios en la densidad electrónica. Las mareas y ondas de gravedad juegan un papel importante en la dinámica de la termosfera, particularmente en un intervalo de altitud de $100 - 250\text{km}$. Estas ondas son generadas *in situ* por calentamiento solar UV y EUV, procesos aurorales que varían temporalmente como precipitación de partículas, corrientes y convección del plasma. Las mareas y las ondas de gravedad también son generadas en la baja atmósfera y se propagan hacia alturas ionosféricas. Las *mareas atmosféricas* son oscilaciones de escala global que son producidas principalmente por el calentamiento asociado con la absorción de la radiación solar por vapor de agua en la troposfera y por ozono en la estratosfera y el oxígeno molecular en la baja termosfera. Las *ondas de gravedad* internas son perturbaciones, las cuales se propagan por fuerzas de flotación en la atmósfera. La temperatura y el viento determinan las características de propagación de estas ondas. Algunas fuentes de variación estacional y latitudinal de las ondas de gravedad son los ciclones, movimientos turbulentos en diferentes escalas y tormentas [Taylor and Nagy, 2000, Kazimirovsky et al., 2003, Pulinets et al., 1998].

La posible influencia de sismos sobre la ionosfera es un caso de los efectos que ocurren desde abajo. Es un tema importante y controversial que forma parte del tópico efectos sismo-electromagnéticos, en el cual hay varios fenómenos físicos diferentes como variaciones de campos eléctricos y magnéticos cerca de la fuente del sismo, cambios en las corrientes telúricas, emisiones electromagnéticas VHF antes

del sismo, generación de ondas acústicas durante el sismo, etc. Los cambios en la susceptibilidad magnética causada por compresión fueron analizadas por Wilson en 1922 y la aplicación de métodos magnetométricos en sismología y el uso de variaciones potenciales eléctricas de la atmósfera como un posible precursor sísmico fueron propuestas por Kalashnikov y Bonchkovsky, en 1954. Las anomalías ionosféricas más importantes relacionadas con la actividad sísmica son observadas antes de que ocurra el sismo, por esto, pueden usarse como precursores. Sin embargo, la comunidad sísmológica se ha opuesto a aceptar que este fenómeno físico tan particular pueda ser considerado como precursor, aún más a la posibilidad de predecir un sismo [Pulinets and Boyachurk, 2005, Kazimirovsky et al., 2003, Rishbeth, 2006].

Capítulo 2

Ionosfera de Bajas Latitudes

De manera general, la ionosfera terrestre puede dividirse en, ionosfera polar o ionosfera de latitud alta (ó auroral), ionosfera de latitud media, ionosfera de latitud baja o ecuatorial. En este capítulo, sólo nos ocuparemos en la descripción de algunas características de la ionosfera de latitud baja.

2.1. Anomalía Ecuatorial

La ionosfera tiene irregularidades de escala global, las cuales se caracterizan por su propia dinámica y morfología. Para el caso particular de la capa F2 ionosférica de bajas latitudes, su característica morfológica más importante es la anomalía ecuatorial. En el trabajo original de Appleton, esta anomalía fue definida como la distribución de la frecuencia crítica con un mínimo en el ecuador magnético y dos máximos a ambos lados de éste, a latitudes magnéticas cerca de $\pm 15^\circ$. Más adelante, en el Año Geofísico Internacional (1957-1958), se encontró que en algunos casos había sólo una cresta bien desarrollada, sustancialmente corrida del ecuador magnético, y a este fenómeno más general, se le llamó anomalía ecuatorial más que anomalía de Appleton [Dumin, 2003].

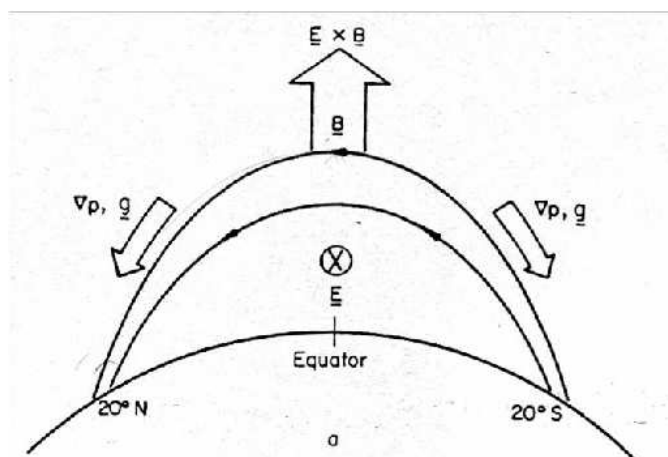


Figura 2.1: Diagrama esquemático de cómo el arrastre de plasma es llevado desde el ecuador geomagnético a zonas tropicales. Adaptada de [Kelley, 1989].

Los campos eléctricos que son generados en la región **E** ecuatorial por vientos termosféricos son transmitidos a lo largo de las líneas del campo magnético dipolar a altitudes de la región **F** debido a la conductividad paralela. Durante las horas del día, los campos eléctricos dinamo están en dirección hacia el este, lo cual causa un arrastre de plasma del tipo $\vec{E} \times \vec{B}$ hacia arriba, donde \vec{B} es el campo magnético terrestre, mientras que lo contrario ocurre en la noche, es decir, los campos eléctricos van en dirección oeste y por tanto el arrastre de plasma es hacia abajo. El arrastre vertical del plasma se mueven en un rango de $10 - 30\text{m/s}$. El plasma que sube durante las horas del día, se difunde a lo largo de las líneas geomagnéticas y lejos del ecuador magnético, debido a la influencia de la fuerza de gravedad y la fuerza del gradiente de presión [Mansilla, 2003, Kumar, 2005]. Esta combinación de arrastre y difusión electromagnética produce un patrón tipo fuente de movimiento de plasma, el cual es llamado “efecto fuente”. El resultado del efecto fuente son los picos de ionización formados en los trópicos, conocido como anomalía ecuatorial ó anomalía Appleton (ver figura 2.1, 2.2).

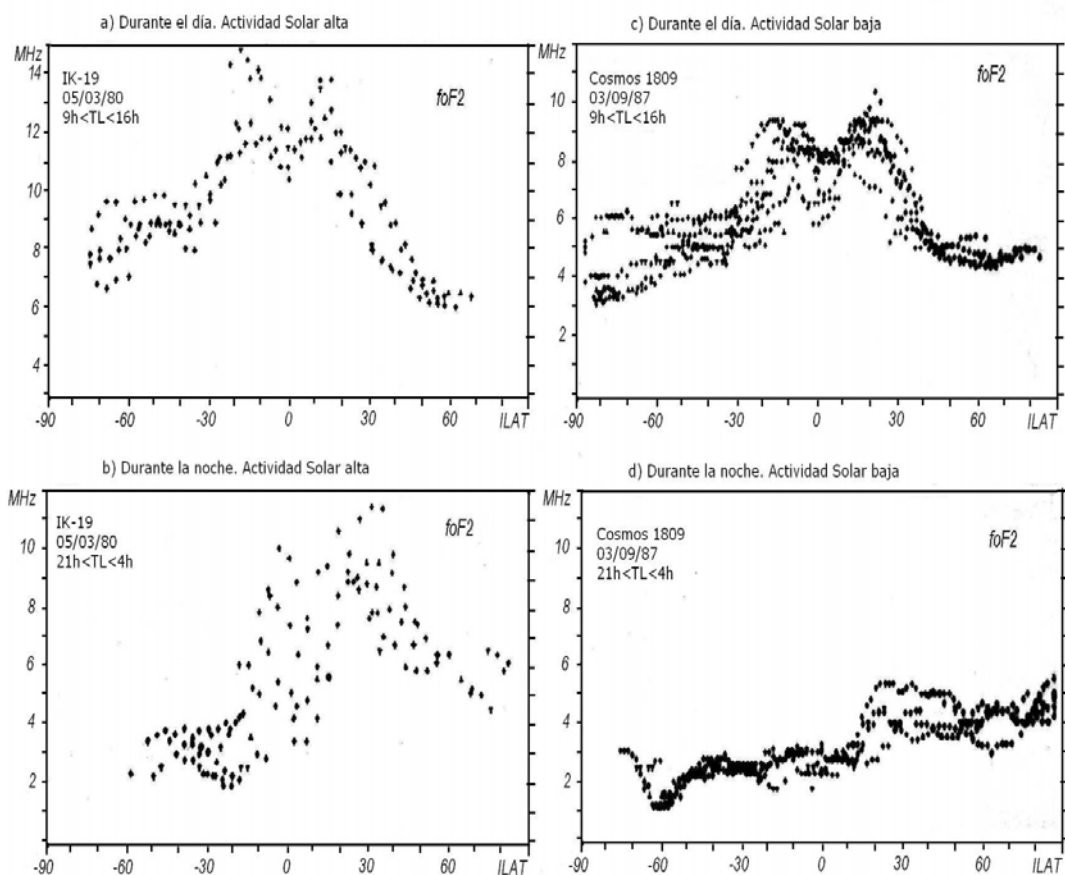


Figura 2.2: Frecuencia crítica $foF2$ vs latitud, para varios pasos del satélite Intercosmos 19 en actividad solar alta y para pasos del satélite Cosmos 1809 en actividad solar baja. Adaptada de [Ondoh and Marubashi, 2001].

Es importante estudiar este fenómeno aquí en México, por varias razones, en primer lugar por la falta de una base de datos y en segundo lugar por las características únicas que tiene, si observamos la figura 2.2, donde se ha graficando la frecuencia crítica $foF2$ contra la latitud; para varios pasos del satélite Intercosmos-19, en (a) durante horas del día, en actividad solar alta; en (b) durante horas de la noche, en actividad solar alta; y para pasos del satélite Cosmos 1809, en (c) durante horas del día, en actividad solar baja y en (d) durante horas de la noche, en actividad solar baja. Se observa que en (a) y (c) aparecen

las dos crestas de la anomalía ecuatorial en ambas épocas de actividad solar, sin embargo, el valor de la frecuencia crítica $foF2$ es mayor en (a), note la diferencia en la escala de la frecuencia. En (b) Se observa, que todavía aparece la anomalía ecuatorial, aunque ha disminuido la frecuencia crítica $foF2$, y no se ven bien formadas las dos crestas mientras que en (d) desaparece la anomalía.

Otra característica que se ha podido observar en los datos del satélite Intercosmos-19, es mostrado en la figura 2.3, en la cual, se puede observar la anomalía ecuatorial, así como dos máximos en la cresta del hemisferio norte. Estos máximos son más notorios en los pasos del satélite Intercosmos-19 señalados en la figura 2.3, los cuales pueden haber sido producidos por la tormenta magnética del 25 de mayo de 1980 que ocurrió un día antes del paso del satélite. Estos dos máximos en el hemisferio norte, todavía no han sido estudiados y lo más importante es la ubicación de la estación de Toluca, ya que como se muestra en la figura 2.4, está en medio de los dos máximos del hemisferio norte.

La asimetría de las crestas de la anomalía ecuatorial, es el resultado de un viento neutro meridional que sopla desde el hemisferio sur (verano), al hemisferio norte (invierno). Tal viento actúa para transportar plasma arriba de las líneas del campo en el hemisferio sur y para transportar plasma abajo de las líneas de campo en el hemisferio norte. En el anochecer cuando el campo E va en dirección hacia el oeste, el arrastre $\vec{E} \times \vec{B}$ está dirigido hacia abajo. La altura de la capa F en el ecuador magnético, es más baja y las crestas de ionización se mueven más cerca del ecuador. La asimetría también disminuye porque el pico del lado norte, que está en una altitud más baja, decae más rápido que el pico del lado sur.

El arrastre de plasma vertical, inducido por los campos eléctricos del dinamo, tiene un efecto grande sobre la ionosfera de bajas latitudes, por esto, se han hecho varios mode-

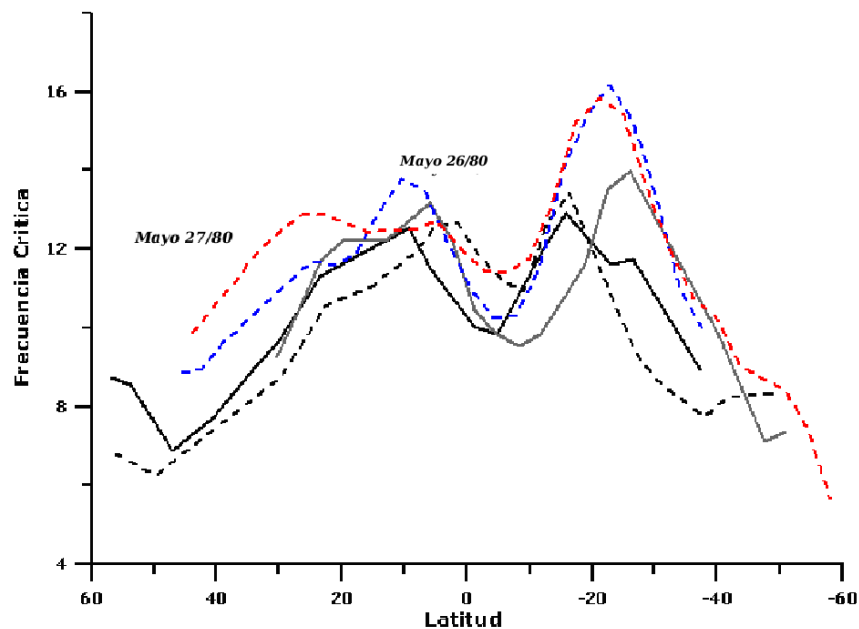


Figura 2.3: Frecuencia crítica $foF2$ vs latitud, medidos por el satélite Intercosmos-19. Cada una de las curvas representa un paso diferente del satélite. Adaptada de [Ondoh and Marubashi, 2001].

los empíricos [Dumin, 2003, Taylor and Nagy, 2000, Dumin, 2002, Gulyaeva and Rawer, 2003]. Los arrastres están hacia arriba durante el día y hacia abajo durante la noche, con magnitudes típicas en un intervalo de $10 - 30 \text{ m/s}$. Una de las características observadas en muchos sectores, por su longitud y estación, ha sido el incremento *preinvertido* en el plasma hacia arriba cerca del atardecer, esta característica es ligada al *spread F*, (que será descrita en la siguiente sección). Cuando la actividad magnética cambia rápidamente, lo cual ocurre durante tormentas y subtormentas, los campos eléctricos perturbados aparecen en la región ecuatorial, estos campos provienen de campos eléctricos de la magnetosfera de latitudes altas a bajas y de la acción dinamo¹ de tormentas generados por vientos neutros.

¹El dinamo ionosférico se produce cuando los vientos de la atmósfera más alta, mueven el medio conductor eléctricamente a través del campo magnético terrestre, creando una fuerza electromotriz que conduce corrientes y causa cargas de polarización eléctricas y campos eléctricos.

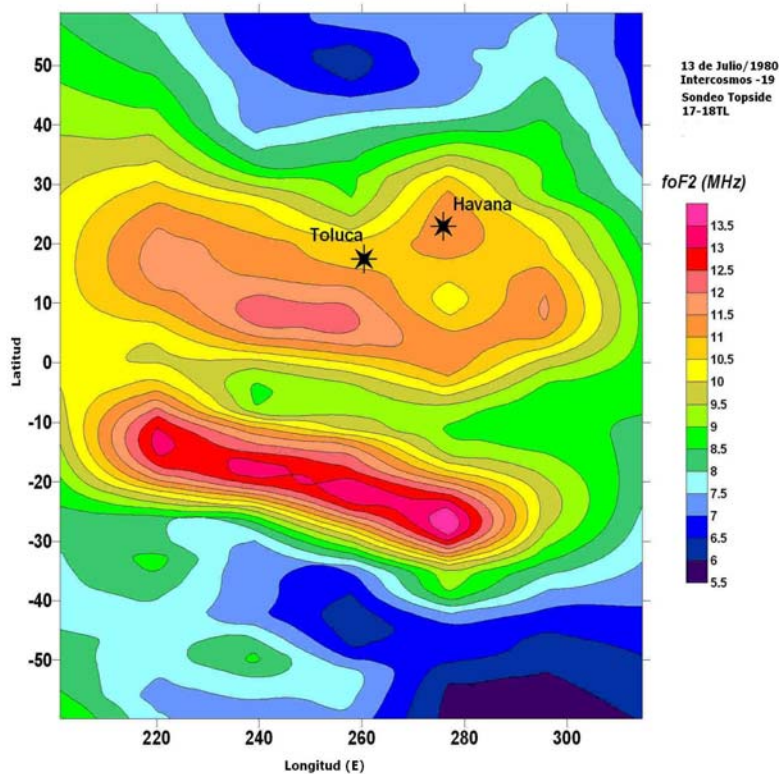


Figura 2.4: Mapa de la frecuencia crítica $foF2$ vs latitud y longitud, medidos por el satélite intercosmos-19. Adaptada de [Ondoh and Marubashi, 2001].

2.2. *Spread F*

Los fenómenos de inestabilidades del plasma, que ocurren en la región F de la ionosfera ecuatorial, están agrupados bajo el nombre genérico de *Spread F*. Esto fue derivado de las primeras observaciones usando ionosondas, ya que en algunas ocasiones el eco reflejado, no presentaba un buen comportamiento, sino que se expandía (*spread*) en altura o frecuencia. El fenómeno ocurría normalmente en la noche, aunque esporádicamente durante horas del día.

Las irregularidades e inhomogeneidades del plasma en la región **F** causados por inestabi-

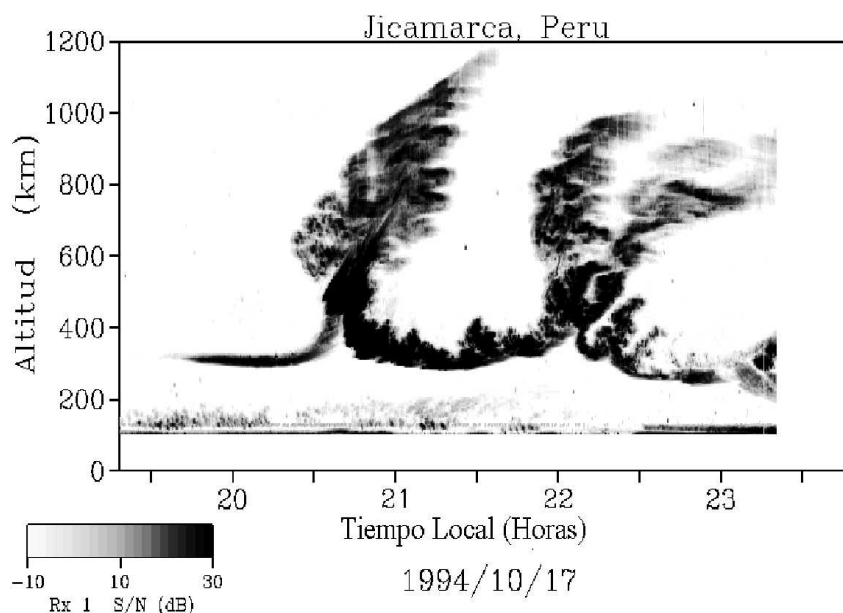


Figura 2.5: Spread F. La escala de grises muestra la intensidad del eco. Adaptada de <http://jicamarca.ece.cornell.edu/>

lidades del plasma se manifiesta como ecos spread F, un ejemplo de mapa obtenido en el observatorio de Jicamarca es mostrado en la figura 2.5. Estas características de ecos han sido llamadas *plumas*, que son ascensos de plasma llamados “burbujas”.

El tamaño de la irregularidad se encuentra en un intervalo de unos pocos centímetros a cientos de kilómetros. Estas irregularidades pueden aparecer a todas las latitudes, pero en la región ecuatorial, el spread F es más grande. En la noche, el desarrollo completo del spread F es caracterizado por burbujas de plasma, las cuales se alargan verticalmente, el plasma se mueve hacia arriba, desde alturas de la capa **F** hasta una altura de 1500km , con velocidades que varían entre 100 y 500m/s . Las densidades de plasma en estas burbujas son dos ordenes de magnitud más bajas que en el medio circundante. Cuando el spread F

finaliza, el arrastre hacia arriba se detiene y la burbuja comienza a derivar hacia el este, junto con el plasma.

El spread F ecuatorial, como comúnmente se le conoce, puede explicarse con la inestabilidad de Rayleigh-Taylor, en la cual un fluido más pesado es situado sobre un fluido ligero, esto es dinámicamente inestable [Makela, 2006, Parks, 1991]. Las condiciones necesarias para que ocurra la inestabilidad de Rayleigh-Taylor están presentes después del atardecer, cuando la parte baja de la capa **F** se ha recombinado y la densidad de la capa **F** ha aumentado debido al incremento del campo eléctrico zonal preinvertido, creando un gradiente vertical en la densidad electrónica. Esta situación produce la configuración clásica para la inestabilidad de Rayleigh-Taylor. En el caso de la ionosfera después del atardecer, el fluido pesado es la capa **F**, la cual no se recombina tan rápidamente como la parte baja de la capa **F**, debido a que la frecuencia de colisiones ion-neutro disminuye conforme la densidad neutra disminuye con la altitud. El fluido ligero que soporta al plasma es el campo magnético terrestre. Esto es ilustrado en el esquema simplificado mostrado en la figura 2.6, un plasma que está colocado dentro de un campo magnético fuerte colocado sobre el vacío. En el estado inicial de equilibrio, el gradiente de densidad está en dirección z , la fuerza gravitacional G en la dirección de $-z$ y el campo magnético en dirección $-x$ (es decir, entrando al papel). Por simplicidad, se supone que no hay campos eléctricos. Suponemos que la β del plasma² es baja ($\beta \ll 1$), tal que tenemos que $kT_e \approx kT_i \approx 0$. Esto implica que no hay corriente diamagnética y ya que el plasma permanece congelado, concluimos que el campo magnético permanece uniforme.

Una perturbación de la densidad del plasma produce un campo eléctrico de polarización,

²La β del plasma es el cociente de la presión cinética entre la presión magnética. Cuando $\beta \gg 1$ significa que el campo magnético es débil y es transportado por el flujo; cuando $\beta \ll 1$ significa que el campo magnético es intenso y dirige al flujo, es decir el plasma se mueve congelado al campo magnético.

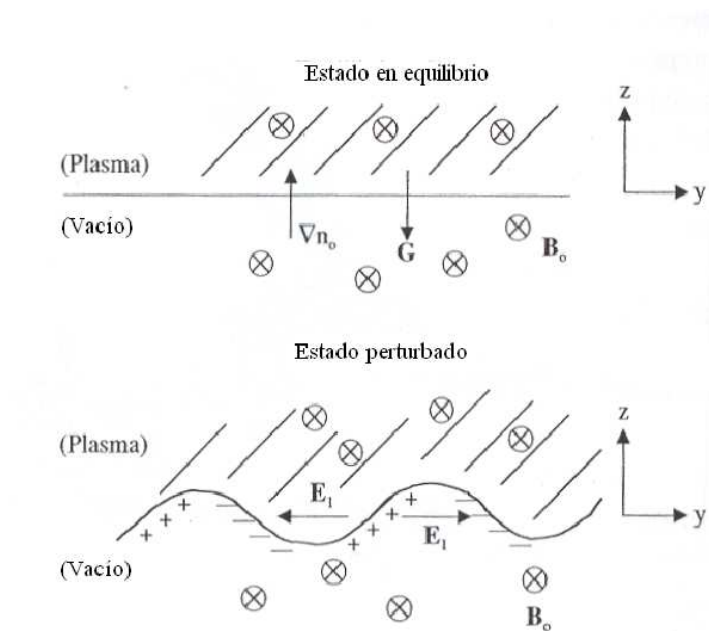


Figura 2.6: Diagrama de la inestabilidad de Rayleigh-Taylor en el plano ecuatorial. Adaptada de Taylor and Nagy [2000]

que causa un arrastre hacia arriba en las regiones donde hay decrementos de densidad y un arrastre hacia abajo en las regiones donde hay incremento de densidad. Una vez iniciadas, las irregularidades de la densidad y las depresiones de campo alineado, hacen que la burbuja suba a través de la capa **F** (ver figura 2.6) . Sin embargo, la altura de la capa **F** y el gradiente de densidad de la parte baja de la capa **F** no son las únicas condiciones necesarias para la inestabilidad de Rayleigh-Taylor y el spread F. La propagación hacia arriba de las ondas de gravedad, las cuales inducen vientos verticales, pueden iniciar la inestabilidad de Rayleigh-Taylor. Así ambas, el gradiente de densidad y las ondas de gravedad, proporcionan una perturbación inicial y afectan la condición de estabilidad. Sin embargo, un viento neutral meridional, el cual produce una asimetría de la densidad norte-sur a lo largo del campo magnético, puede estabilizar al plasma [Kelley, 1989, Taylor and Nagy, 2000, Hysell and Burcharm, 2002]

2.3. Tormentas ionosféricas en bajas latitudes

Las tormentas geomagnéticas pueden producir perturbaciones grandes y globales en la ionosfera y la atmósfera. Los efectos de estas tormentas se producen en diferentes latitudes y altitudes, y difieren en desarrollo, tiempo e intensidad. Aunque todos los parámetros ionosféricos son afectados durante las tormentas, sólo cambios en la densidad de ionización, y en menor grado la temperatura de ionización han sido estudiadas en gran detalle. Esto es debido a que la densidad electrónica es el parámetro más accesible de la ionosfera. Básicamente la densidad de ionización puede incrementarse o decrecer durante condiciones perturbadas. Tradicionalmente, estos cambios son denotados como efectos de tormentas magnéticas positivas y negativas, respectivamente. La figura 2.7 muestra el comportamiento de la ionosfera después de una tormenta geomagnética, en dos lugares diferentes, lo cual indica que la morfología de la ionosfera es muy compleja.

Además, durante una tormenta geomagnética puede haber una *condición G* (ver figura 2.8), que consiste en que la frecuencia crítica de la capa **F1** es mayor que la frecuencia crítica de la capa **F2**, esto puede generar errores en la medida de la altura $h_m F2$ del máximo principal de la región F2. Además, la densidad de la capa **F2** aumenta porque la atmósfera se calienta y los gases suben.

Ambos efectos de tormentas positivas y negativas son observados en la región ecuatorial. Las depresiones son principalmente registradas durante la fase inicial de una tormenta. La duración de estas perturbaciones son de algunas decenas de minutos, horas e incluso días. Los efectos de perturbación ionosférica positiva son principalmente observados durante la fase principal de una tormenta. La figura 2.9 resume un estudio estadístico de la respuesta de la ionosfera ecuatorial a tormentas magnéticas. El histograma indica el porcentaje de tormentas ionosféricas positivas (+), negativas (-), o ambas (+/-) o ningún

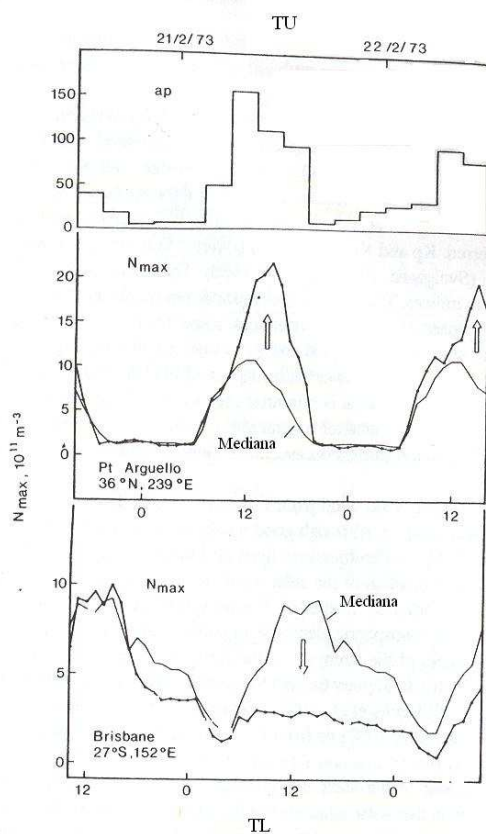


Figura 2.7: Cambios inducidos por una tormenta magnética en la densidad electrónica. Medida de la densidad electrónica del máximo de la capa **F** (línea con puntos) obtenida en dos estaciones de latitud media, durante la tormenta magnética de febrero 21 y 22 de 1973. Se observa los efectos de tormenta positiva y negativa, comparada con la media mensual que se puede tomar como la referencia de tiempo quieto. Adaptada de [Prolss, 1995].

efecto de perturbación. La respuesta ionosférica se ha considerado separadamente para las fases inicial y principal de la tormenta magnética y para las siguientes horas del día (5-9 LT), (9-18 LT) y (18-5 LT). Estos resultados son basados en datos de densidad electrónica registrados en una estación de África central, Ibadan (7.4 N, 3.9 E, 6 S dip magnético) durante 94 tormentas magnéticas. La fase de la tormenta fue identificada usando la componente hacia el sur del campo geomagnético H , medida en la misma localización [Prolss, 1995, Buonsanto, 1999].

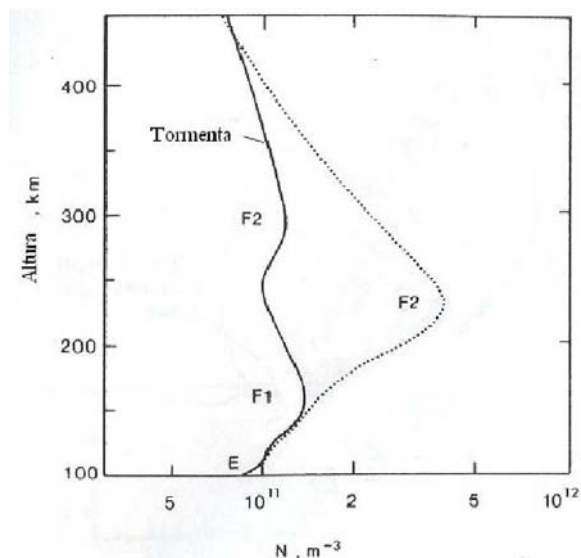


Figura 2.8: Perfil de densidad electrónica durante una tormenta ionosférica negativa. El perfil durante la tormenta (línea sólida) fue obtenido en abril 18 de 1965. La densidad arriba del pico **F2** fue deducido de ionogramas del Alouette I y las densidades abajo del pico **F2** de ionogramas registrados en la ionosonda de St. Jhon's. La línea punteada es el perfil ionosférico no perturbado. Adaptada de [Prolss, 1995].

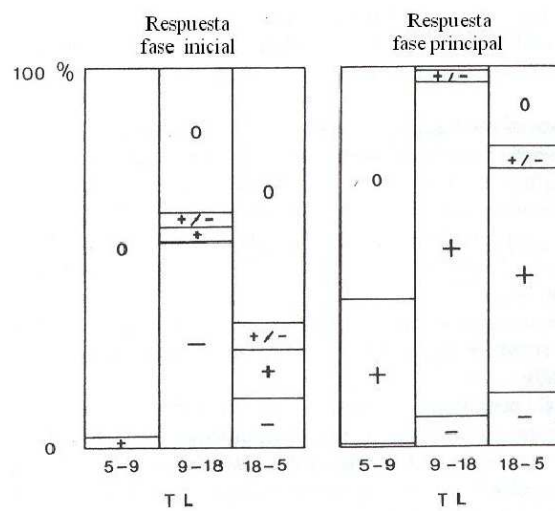


Figura 2.9: Respuesta de la ionosfera ecuatorial a tormentas magnéticas. Se observa la frecuencia relativa de los cambios de la densidad electrónica de la capa **F2**. Adaptada de [Prolss, 1995].

Los efectos de las tormentas ionosféricas en bajas latitudes, son observados cuando se produce una modificación en la anomalía ecuatorial por cambios en campos eléctricos, vientos y cambios en la composición neutra. Los cambios en los campos eléctricos pueden ser causados por

- una superposición de campos eléctricos externos de origen polar y magnetosféricos.
- modificaciones de los campos eléctricos dinamo por vientos de tormenta.

Debido a que las perturbaciones en el campo eléctrico de origen externo están asociadas con la fase inicial de la tormenta magnética, pueden ser responsables de la fase negativa de la perturbación de bajas latitudes. Por ejemplo, cambios repentinos en la capa polar, o en la corriente de anillo, causa un cambio temporal en el campo eléctrico zonal en dirección hacia el este. Este incremento aumentará el arrastre hacia arriba del plasma y por tanto, la difusión de plasma hacia los trópicos. El efecto de tormenta negativa será observado en latitudes ecuatoriales y efectos de tormenta positiva en latitudes del trópico. Las perturbaciones del campo eléctrico pueden ser producidas también por una modificación de los vientos dinamo. Por tanto, la anomalía ecuatorial tiende a ser más pronunciada siguiendo la tormenta magnética, mostrando una intensificación de los vientos dinamo durante este tiempo [Prolss, 1995, Danilov and Lastovicka, 2001].

2.4. Métodos de Mediciones Ionosféricas

Para la investigación ionosférica se utilizan: la técnica de onda de radio que se basa en emisores y receptores, medidas hechas sobre la superficie de la Tierra, conocidas como Radar de Dispersión Coherente (CSR), Radar de Dispersión Incoherente (ISR) y la Técnica

de Centelleo. Además por décadas se han usado instrumentos como la ionosonda y las medidas *in situ*³ donde la instrumentación es montada sobre satélites y cohetes que se mueven en el plasma, los cuales han aportado al conocimiento de la ionosfera, determinando parámetros ionosféricos tales como densidad, temperatura, velocidad de arrastre de los iones y electrones y campos eléctricos.

En este capítulo, sólo se describirá el método de radio sondeo de la ionosfera, ya que ha sido el método utilizado para obtener los datos que serán analizados en este trabajo.

2.4.1. Sondeo ionosférico vertical

La ionosfera tiene la capacidad de reflejar ondas de radio. Es conocido de la física de plasmas, que el plasma refleja las ondas de radio, a frecuencias más bajas o iguales a la frecuencia de plasma 1.1, la cual podemos aproximar a $f_0 \approx 8,97\sqrt{N}Hz$. Entonces si enviamos radiación a la ionosfera desde frecuencias bajas y si estas frecuencias son más bajas que la frecuencia de plasma, la radiación se reflejará en la ionosfera. Cuando la frecuencia excede a la frecuencia de plasma local, la radiación se reflejará de un nivel más alto, donde la densidad y la frecuencia de plasma es más alta. Así, cambiando la frecuencia de sondeo de más bajo a más alto, se obtendrán las reflexiones de niveles más altos del perfil vertical de la ionosfera hasta alcanzar la altitud del pico designado como h_mF2 y su frecuencia correspondiente es llamada la *frecuencia crítica* f_oF2 . Si enviamos a la ionosfera pulsos cortos de ondas de radio y medimos el tiempo que le toma al pulso viajar de la Tierra a la ionosfera y regresar, somos capaces de medir la altura a la cual el pulso es reflejado. De esta forma se obtiene el ionograma. Usualmente las ionosondas funcionan en el rango de frecuencias de 1 – 20Mhz.

³ver anexo 1

La información ionosférica se obtiene a partir de ionogramas (ver figura 2.10), en los cuales, es posible observar la existencia de las capas regulares de la ionosfera E, F1 y F2, de las capas esporádicas y la traza llamada “eco”. Tanto en las capas regulares como esporádicas se diferencian la onda extraordinaria (onda- X), la onda ordinaria (onda- O). La propagación de las ondas X y O es gobernada por el índice de refracción del medio como lo describe la ecuación de Appleton-Hartree

$$\eta = \sqrt{1 - \frac{X}{1 - \frac{Y_T^2}{2(1-X)} \pm \sqrt{\left[\frac{Y_T^2}{2(1-X)}\right]^2 + Y_L^2}}}$$
 (2.1)

donde $X = \frac{\omega_p^2}{\omega^2}$, $Y = \frac{\omega_c}{\omega}$, $\omega_c = qB/m$ es la frecuencia de ciclotrón, ω es frecuencia de la onda. Sí α es el ángulo entre la normal del frente de onda y el campo magnético, podemos escribir $Y_T = Y \cos \alpha$ y $Y_L = Y \sin \alpha$. En presencia del campo magnético terrestre, la ionosfera se comporta como un medio doblemente refractario, por lo que aparecen dos modos de propagación llamados ordinarios (en la figura 2.10 magnitudes con subíndice o) y extraordinario (subíndice x). El signo positivo en la ecuación 2.1, se refiere a la onda ordinaria y el signo negativo a la onda extraordinaria.

El uso de ionosondas en la Tierra permite obtener información sobre la parte de abajo, hasta el pico $F2$, del perfil ionosférico. La parte más alta (topside) será apantallada por el pico de la densidad electrónica. Así que se hace uso de estaciones ionosféricas abordo de satélites que hacen el mismo sondeo desde el espacio [Pulinets and Boyachurk, 2005, Danilov and Lastovicka, 2001, Szuszczewicz et al., 1998, Pulinets et al., 2002].

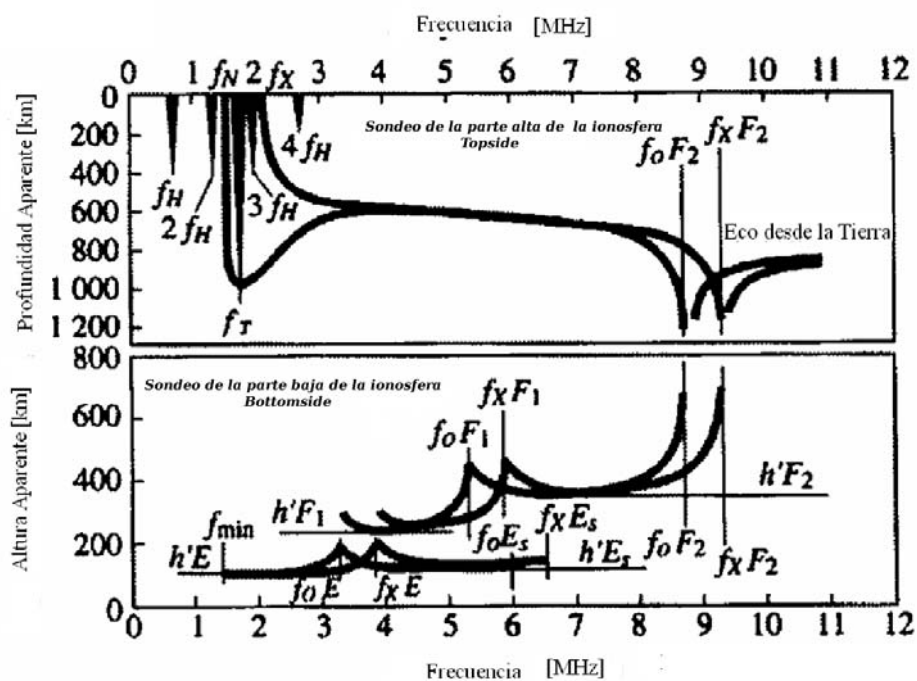


Figura 2.10: Representación esquemática de los ionogramas, panel de arriba sondeo desde arriba, panel de abajo sondeo desde abajo. Adaptada de [Pulinets and Boyachurk, 2005].

Capítulo 3

Variabilidad de f_oF2 sobre México

Durante un sondeo ionosférico se produce un ionograma, que da información de la distribución de la densidad electrónica presente en la ionosfera hasta aproximadamente los 400 km de altura (ionosfera base). Los parámetros ionosféricos más importantes que se extraen de un ionograma son las frecuencias críticas f_oE , f_oF1 y f_oF2 de las regiones E , $F1$ y $F2$ respectivamente, así como también el factor de propagación $M(3000)F2$. Estas frecuencias críticas son una medida de las densidades electrónicas máximas de las respectivas regiones ionosféricas y están definidas a través de la expresión 1.1. Las alturas de dichas densidades máximas (hm) no pueden ser deducidas fácilmente de los registros ionosféricos y por esto se utilizan técnicas de inversión de ionogramas [Mosert et al., 2002a,b, Araujo-Pradere et al., 2004, 2005].

Existen diferentes fuentes de variabilidad de la ionosfera¹ que dependen del período de tiempo considerado (desde horas y días hasta años) y de la posición geográfica (latitud y longitud). Las variaciones ionosféricas “promedio” son predichas por los modelos empíricos como el del IRI (International Reference Ionosphere) [Shastri et al., 1996, Wilkinson,

¹Ver capítulo 1, variabilidad de la ionosfera

2004, Zhang et al., 2004, Batista and Abdu, 2004, Alazo et al., 2002].

En este capítulo, el estudio de la variabilidad sobre México, está basado en datos que han sido digitalizados de los archivos de la Secretaria de Comunicaciones y Transporte (SCT), de la estación de Toluca - México (Latitud geográfica 19.3N, Longitud geográfica 260E; Latitud magnética 28.25N) durante 11 años (un ciclo de actividad solar). Los cuales hemos dividido en años de actividad solar baja 1973,1974,1975,1976 y 1977, años de actividad solar media 1972, 1978,1982 y años de actividad solar alta 1979, 1980, 1981. El parámetro ionosférico analizado ha sido f_oF2 , medido durante las 24 horas del día, durante los años nombrados anteriormente. El numero de días analizados en cada mes oscila entre 20 y 30 días, debido a que los datos de fin de semana no existen o por alguna otra circunstancia no pudo obtenerse el valor de la f_oF2 . El análisis se ha realizado agrupando los años de datos a analizar, en baja, media y alta actividad solar, como se mencionó anteriormente, pero de dos formas: la primera, sin tener en cuenta las estaciones del año, es decir, haciendo el análisis para cada mes y la segunda teniendo en cuenta las estaciones del año. Además para cada uno de los casos también se han agrupado los datos horarios en 4 grupos centrados alrededor de horas típicas de tiempo local (TL) que son: 22-02TL; 05-07TL; 10-14TL y 18-20TL.

3.1. Análisis de Resultados

3.1.1. Valores diurnos promedio mensuales

El primer análisis que se hizo fue para cada mes, el comportamiento diurno de los valores promedio mensuales de f_oF2 , en actividad solar alta, media y baja es mostrado en las figuras 3.1-3.3, en las cuales se puede observar que predominantemente, la mayor actividad

solar conduce a mayor valor medio del f_oF2 , salvo para los meses de marzo y septiembre, en los que para algunas horas, la condición de actividad solar media, produce un valor medio que supera al correspondiente de la actividad solar alta.

Como podemos ver en las gráficas 3.1-3.3, el promedio mensual de la frecuencia crítica f_oF2 para baja, media y alta actividad solar, tiene el comportamiento que se describió anteriormente², la frecuencia crítica f_oF2 alcanza el nivel mas bajo, justo antes del amanecer (6 LT), aumenta rápidamente después del amanecer debido a la fotoionización, se amplifica durante el día, luego decrece en el atardecer, pero nunca desaparece durante la noche. Aunque en general tiene este comportamiento, la frecuencia crítica f_oF2 no es la misma para todos los meses, sino que va evolucionando con el año de la siguiente manera: En el mes de enero se observan dos picos, uno a las 10 TL y el otro a las 14 TL. En los meses de febrero y marzo sólo se observa un pico entre las 12-15 TL. En los meses de abril y mayo, la frecuencia crítica f_oF2 ha disminuido entre las horas 7-11 TL, con respecto a los meses anteriores y el máximo aparece entre las 15-17 TL, esto se observa para la curva de baja actividad solar, pero para las curvas de actividad solar media y alta se observa sólo un máximo entre las 14-15 LT. En los meses de junio y julio, la frecuencia crítica ha disminuido para todas las curvas de baja, media y alta actividad solar. Todavía se nota una disminución muy marcada entre las 7-11 TL y no hay un máximo bien definido para la curva de baja actividad solar, mientras que para las curvas de alta y media actividad solar se observa un máximo entre las 14-15 TL. En los meses de agosto y septiembre para baja actividad solar la frecuencia crítica f_oF2 comienza aumentar entre las 7-11 TL y se observa un máximo entre las 15-16 TL, para media y alta actividad solar el máximo se encuentra entre las 14-15TL. En los meses de octubre, noviembre y diciembre se observa cómo se van formando nuevamente de los dos máximos, hasta completar el ciclo en enero

²ver sección 1.2, variabilidad de la ionosfera

con los máximos uno a las 10 TL y el otro a las 14 TL. Esto se puede observar en la curva de baja y media actividad solar y en la curva de actividad solar alta, la frecuencia crítica f_oF2 no se deforma mucho en todo el año, esto puede deberse a que cuando la actividad solar es alta, la ionosfera se satura, y por tanto durante el día se ioniza completamente.

Sin embargo, como podemos ver en las figuras 3.1-3.3 los promedios de la frecuencia crítica f_oF2 , de actividad solar media y alta son mayores que el promedio de la frecuencia crítica f_oF2 de actividad solar baja. En la gráfica 3.4, se muestra el valor porcentual de la diferencia de f_oF2 de actividad solar media y alta con respecto a la f_oF2 de la actividad solar baja, para:

- El promedio de todas las horas del día, donde la menor diferencia se presenta en el mes de enero y la mayor en los meses de marzo y abril.
- El promedio de la salida del Sol (entre las 5-7 TL), donde la menor diferencia se presenta en los meses de enero, febrero, noviembre y diciembre, y la mayor en los meses de marzo y abril.
- El promedio del medio día (entre las 10-14TL), la menor diferencia se encuentra en el mes de febrero y agosto para el valor porcentual de la diferencia entre la media y la alta actividad solar con respecto a la baja actividad solar, respectivamente.
- El promedio a la puesta del Sol (entre las 18-20TL), la mayor diferencia se presenta en los meses de enero-marzo y octubre-diciembre y mínima diferencia entre mayo-agosto.
- El promedio de la media noche (entre las 22-02TL), la menor diferencia se presenta en los meses de enero, febrero, noviembre y diciembre y máxima diferencia en marzo y abril.

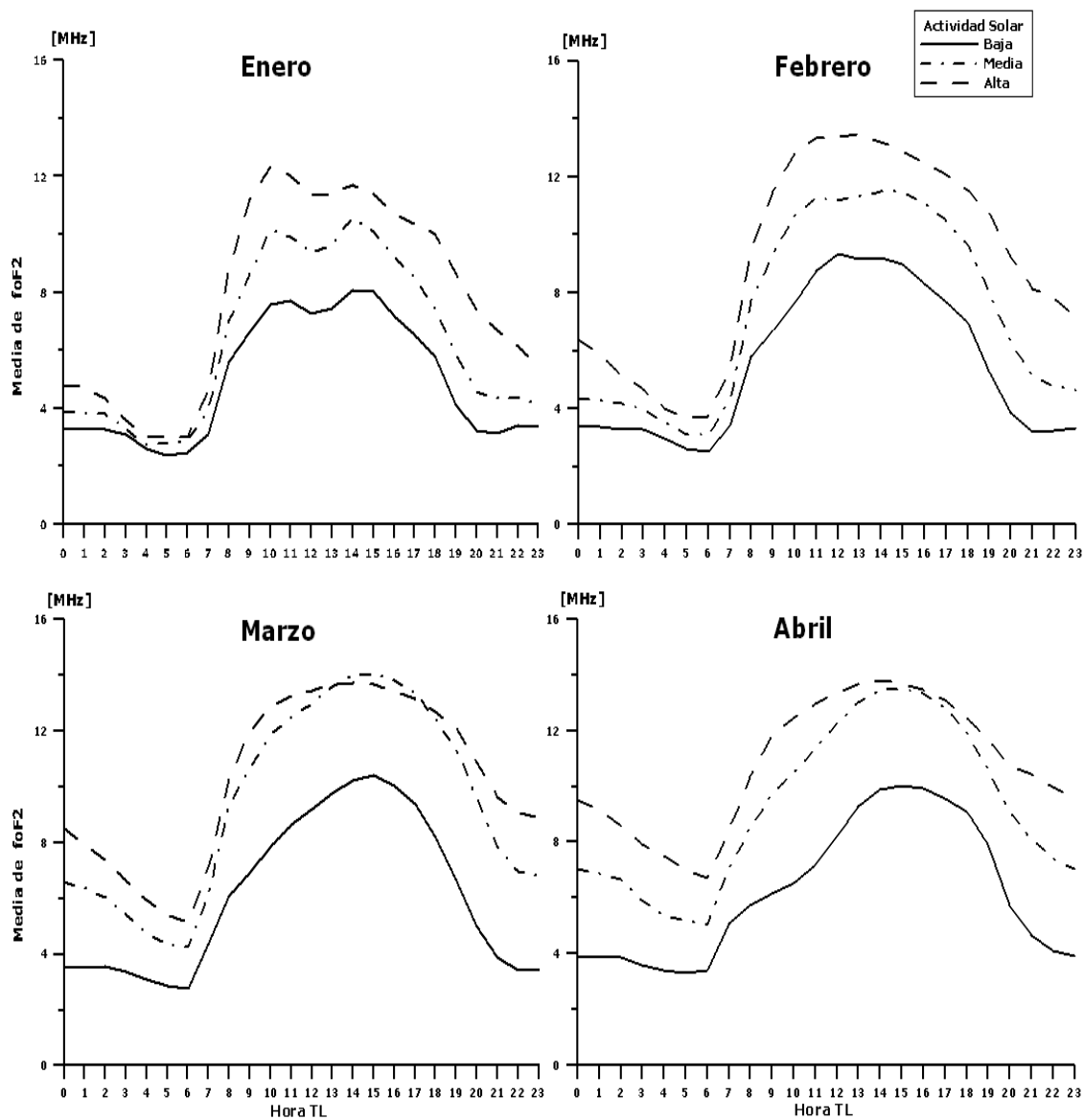


Figura 3.1: Variación diurna promedio de $foF2$ para los meses de Enero-Abril. Para actividad solar alta, media y baja

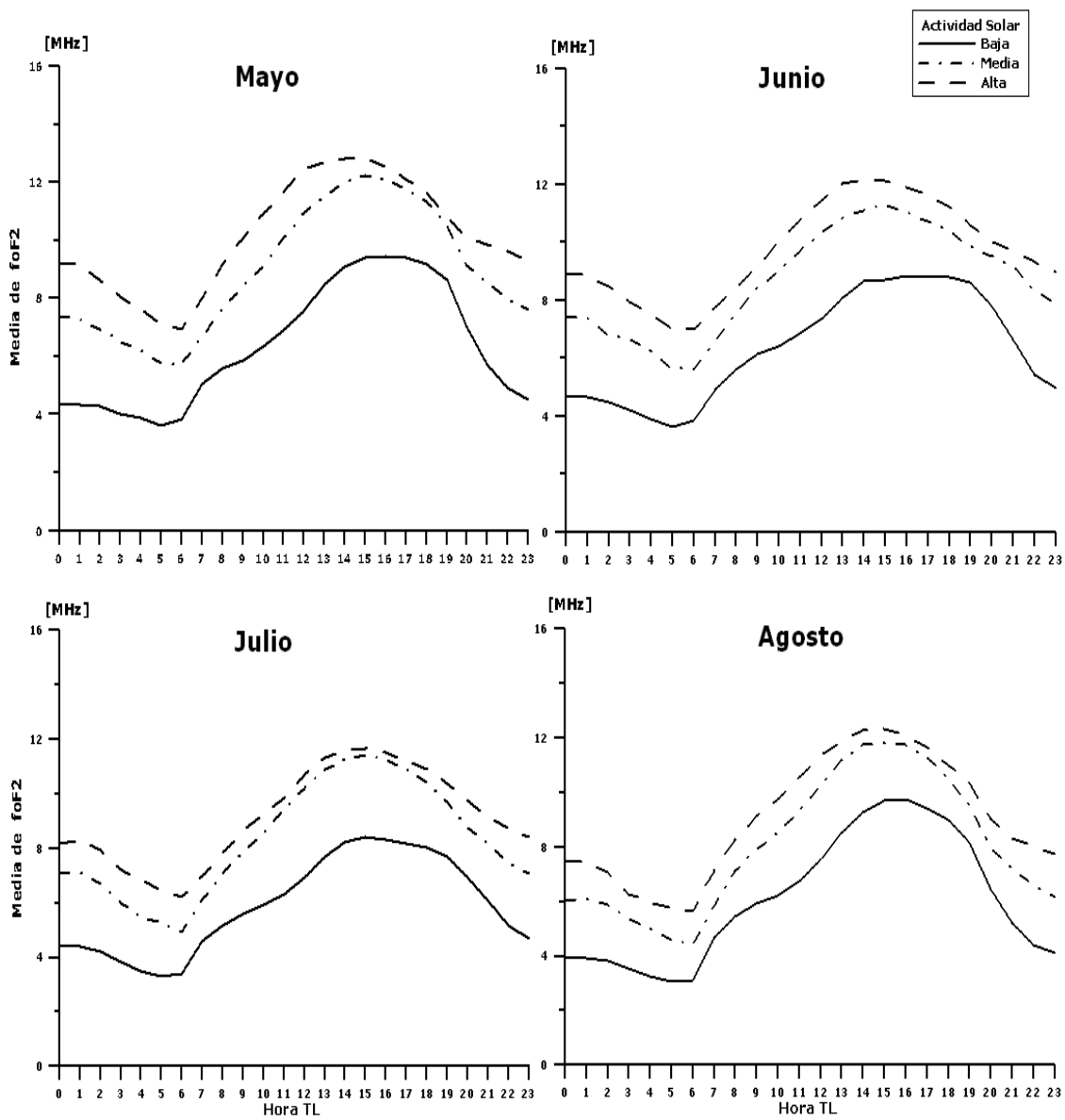


Figura 3.2: Variación diurna promedio de $foF2$ para los meses de Mayo-Agosto. Para actividad solar alta, media y baja

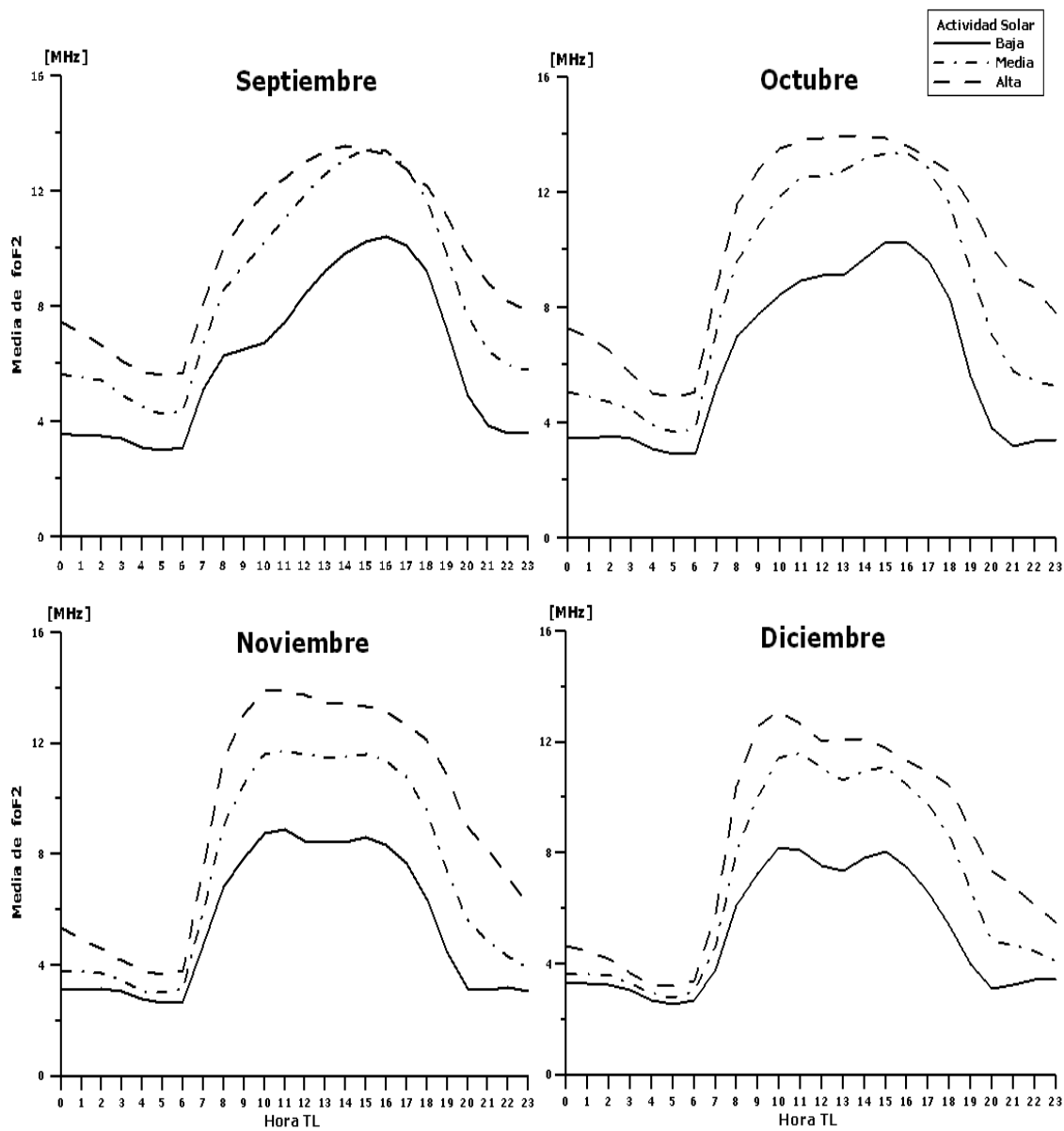


Figura 3.3: Variación diurna promedio de $foF2$ para los meses de Septiembre-Diciembre. Para actividad solar alta, media y baja

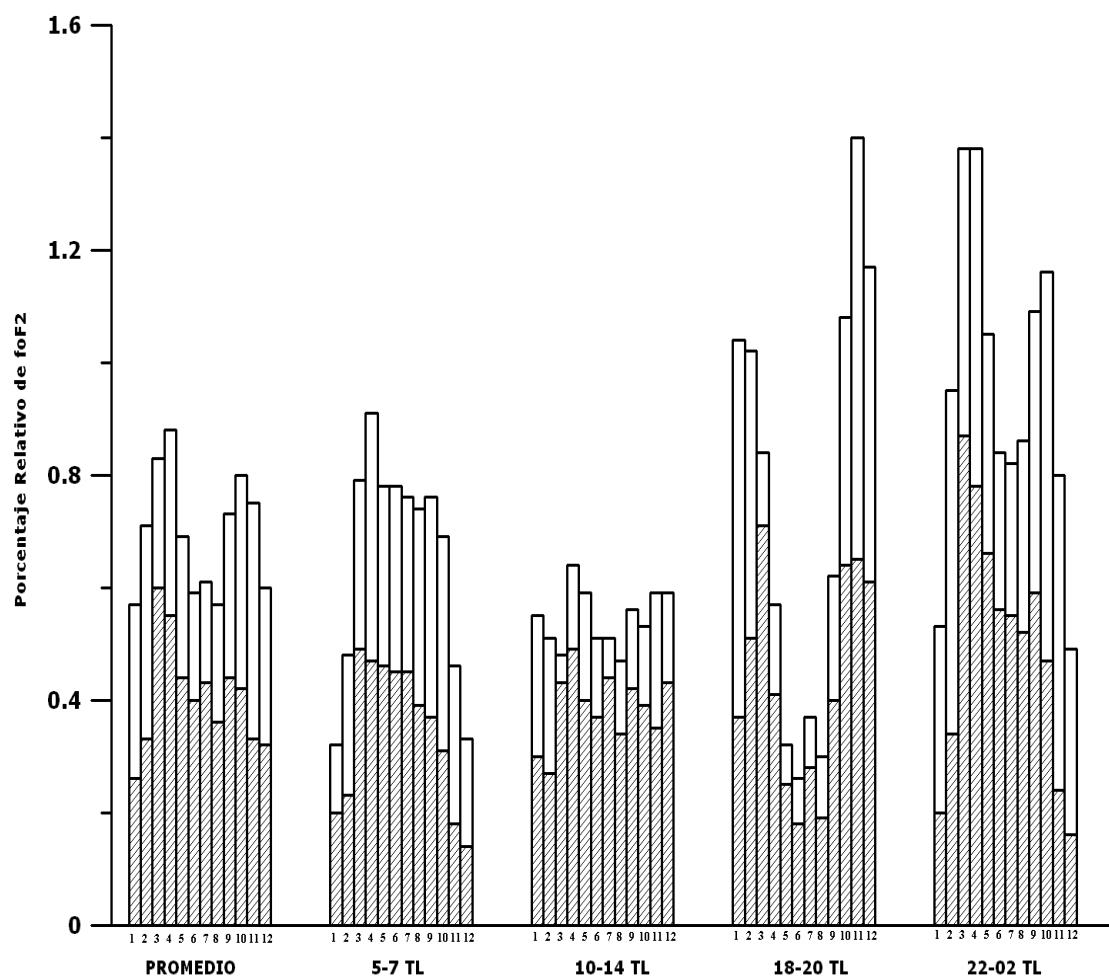


Figura 3.4: Valor porcentual de la diferencia de $foF2$ de actividad solar media (parte sombreada) y alta (parte no sombreada) con respecto a la $foF2$ de la actividad solar baja, para cada mes. Los valores de los porcentajes para actividad solar media y alta, están sobrepuestos. El numero que señala cada barra, representa el mes del año

En general, esta diferencia porcentual es más grande durante la puesta del Sol y la media noche, y es más pequeña al medio día.

3.1.2. Valores diurnos promedio estacionales

El segundo análisis que se hizo, considerando las recomendaciones del IRI, fue unir los meses por estaciones, para invierno (diciembre, enero y febrero); primavera (marzo, abril y mayo); verano (junio, julio y agosto) y otoño (septiembre, octubre y noviembre) y para períodos de actividad solar baja, media y alta. El comportamiento diurno de los valores promedio estacionales de f_oF2 , en actividad solar alta, media y baja es mostrado en las figuras 3.5, en las cuales podemos observar que predominantemente, la mayor actividad solar conduce a mayor valor medio del f_oF2 , salvo para primavera, en los que para algunas horas, las condiciones de actividad solar media y actividad solar alta están muy cercanas y se observa que el valor mínimo de la frecuencia crítica f_oF2 se encuentra a la hora 6TL.

En invierno se observan dos picos bien definidos, uno como a las 10TL y otro como a las 15TL, para las condiciones de actividad solar baja y media, mientras que para la condición de actividad solar alta se observa un pico a las 10TL, sin embargo el pico de las 15TL está suavizado. En primavera y verano se observa para las condiciones de actividad solar baja, media y alta un máximo entre las 14-16TL. También se puede ver que para la condición de actividad solar baja, la frecuencia crítica f_oF2 ha disminuido entre las 7-11 TL con respecto al invierno. Además, para verano se observa que para las tres condiciones de actividad solar, la frecuencia crítica f_oF2 es la más baja de todas las estaciones. En otoño se observa para las condiciones de actividad solar baja y media un máximo entre las 14TL-16TL y está surgiendo un máximo a las 8 TL. Mientras que para la condición de actividad solar alta el máximo se encuentra alrededor de las 13TL. Sin embargo, como

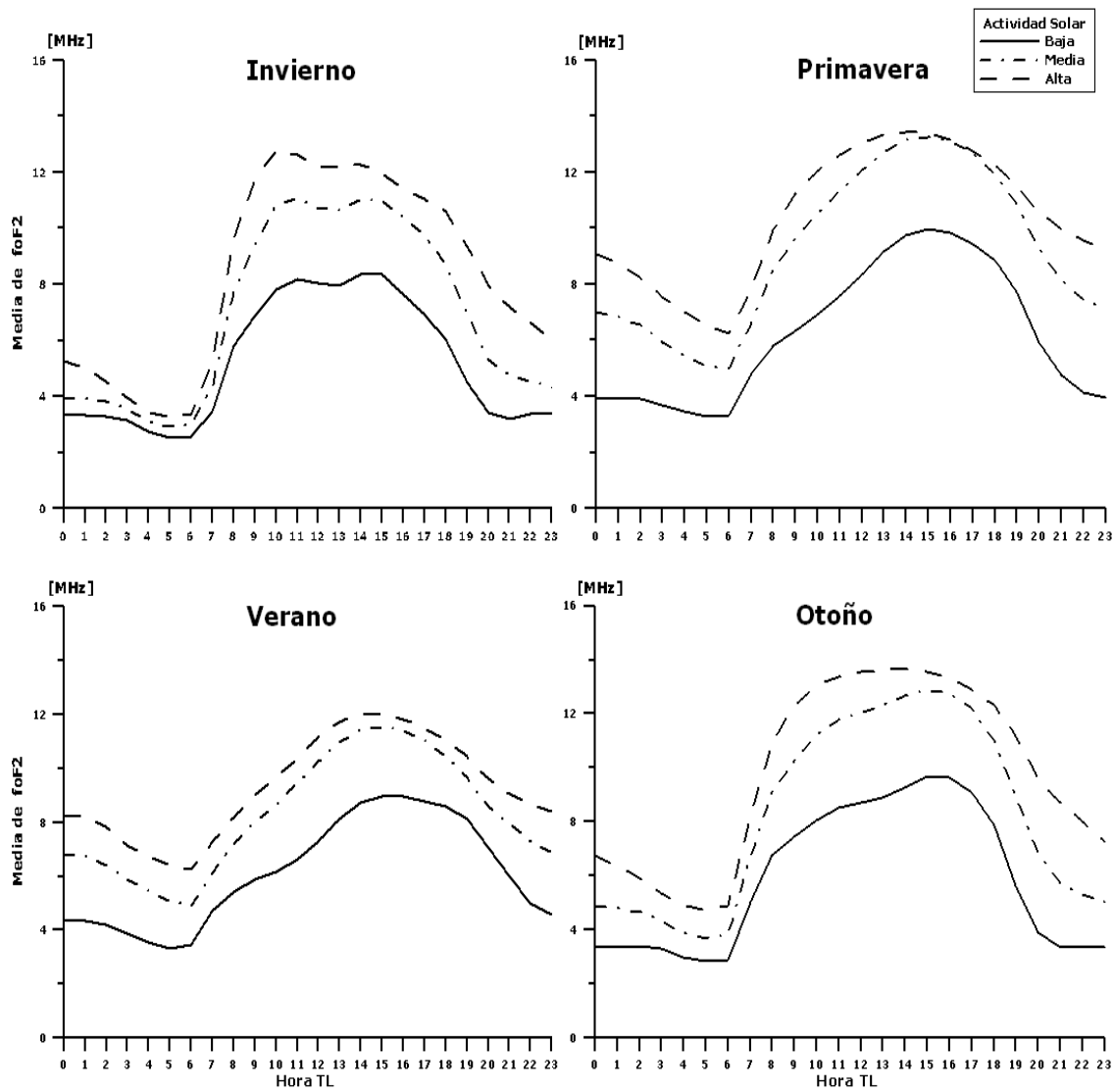


Figura 3.5: Variación diurna promedio estacional de $foF2$ para actividad solar alta, media y baja

podemos ver en la figura 3.5 los promedios de la frecuencia crítica $foF2$, de actividad solar media y alta es mayor que el promedio de la frecuencia crítica $foF2$ de actividad solar baja. En la figura 3.6, se muestra el valor porcentual de la diferencia de $foF2$ de actividad solar media y alta con respecto a la $foF2$ de la actividad solar baja para:

- El promedio de todas las horas del día, donde la menor diferencia se presenta en invierno y la mayor en primavera.
- El promedio de la salida del Sol (entre las 5-7 TL), donde la menor diferencia se presenta en invierno y la mayor en primavera.
- El promedio del medio día (entre las 10-14TL), la menor diferencia se encuentra en invierno y verano para el valor porcentual de la diferencia entre la media y la alta actividad solar con respecto a la baja actividad solar, respectivamente.
- El promedio a la puesta del Sol (entre las 18-20TL), la mayor diferencia se presenta en invierno y otoño y la mínima diferencia en verano.
- El promedio de la media noche (entre las 22-02TL), la menor diferencia se presenta en invierno y la máxima diferencia en primavera.

El comportamiento diurno de los valores promedio mensuales de $foF2$ de cada estación, durante actividad solar alta, media y baja es mostrado en la figura 3.7. Para las tres condiciones de actividad solar podemos observar el efecto de anomalía estacional, aproximadamente entre las 7TL y las 12TL, el cual consiste en que la $foF2$ es mayor en invierno que en verano. En las primeras horas (0-6TL) para baja actividad solar, las 4 curvas de frecuencia crítica están muy cercanas, mientras que para media y para alta actividad solar comienzan a alejarse. Sin embargo el mínimo siempre es alcanzado en el amanecer 6 TL.

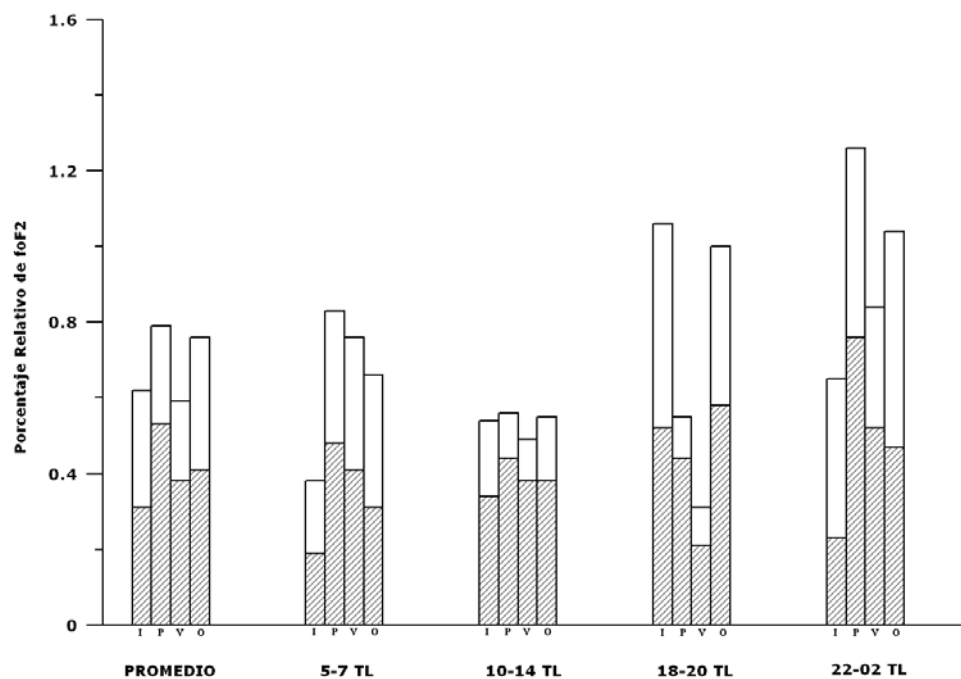


Figura 3.6: Valor porcentual de la diferencia de $foF2$ de actividad solar media (parte sombreada) y alta (parte no sombreada) con respecto a la $foF2$ de la actividad solar baja, para cada mes. Los valores de los porcentajes para actividad solar media y alta, están sobre puestos. La letra que señala cada barra, representa una estación del año, invierno (I), primavera (P), verano (V) y otoño (O).

En resumen, la frecuencia crítica, y consecuentemente, la densidad electrónica son controladas por el Sol. Puesto que ellas, se incrementan con el flujo de la radiación solar, durante el día después del amanecer; y aumenta conforme al ciclo solar. La variación diurna de la frecuencia crítica y la densidad electrónica son anómalas, debido a que su máximo no ocurre al medio día del tiempo local, cuando el ángulo cenital es más pequeño. En algunos meses, como son los de invierno, presenta un máximo en las horas de la mañana y en la tarde y un mínimo al medio día, llamado el “bite-out” del medio día. En otros meses, como en primavera y verano se presenta el máximo en las horas de la tarde. Sin embargo, a pesar de que ya no haya luz solar, es decir en las horas de la tarde y noche, hora local, la frecuencia crítica y la densidad electrónica de la región F2 permanecen durante la noche.

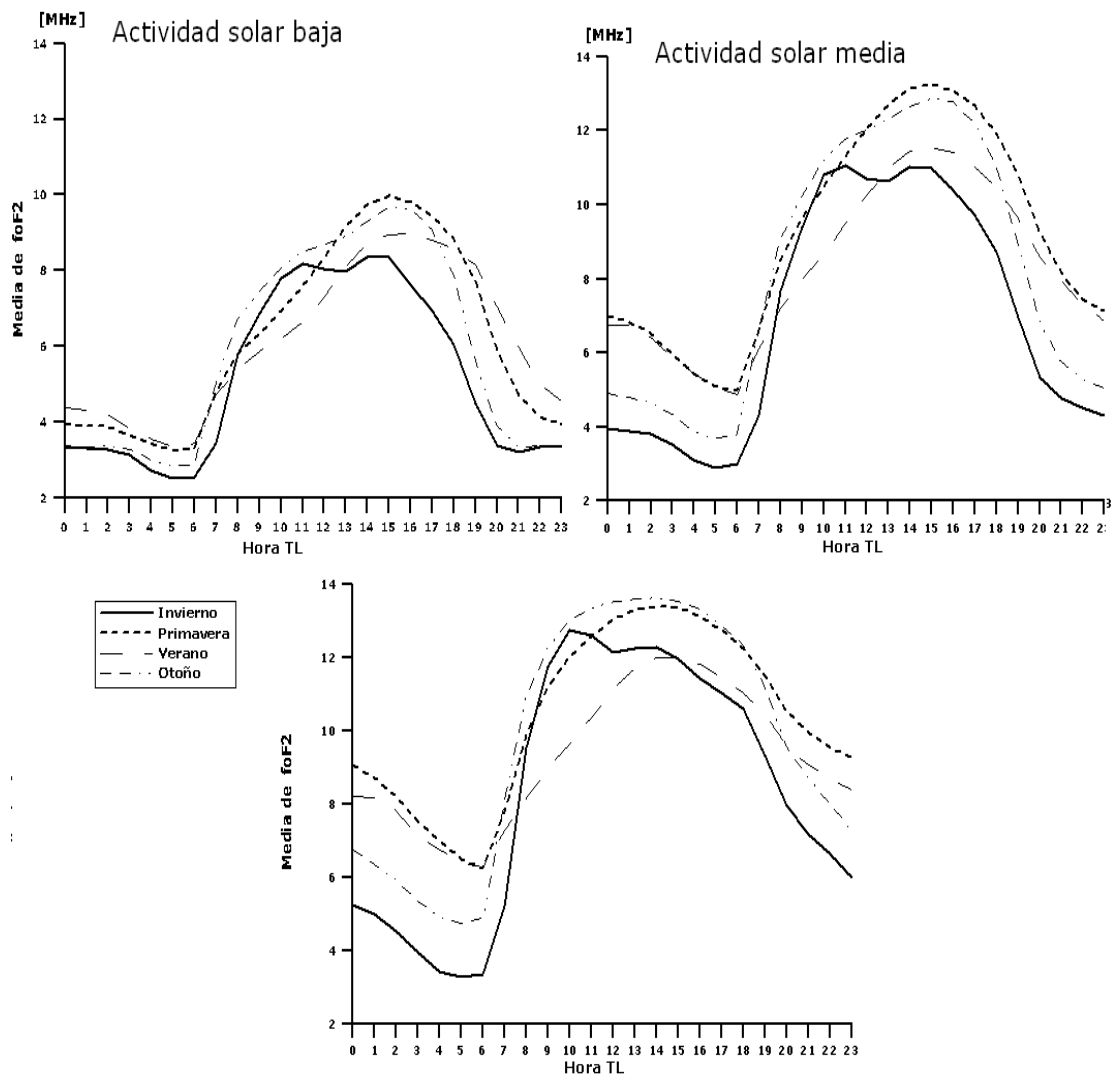


Figura 3.7: Variación diurna promedio de foF^2 para las cuatro estaciones del año en actividad solar alta, media y baja.

La frecuencia $foF2$ presenta dos anomalías estacionales, una anomalía solsticial que consiste en que $foF2$ es más alta en los tres meses centrados en diciembre que en los tres meses centrados en junio; y la anomalía de verano/invierno consiste en que la $foF2$ es mayor en invierno que en verano. Las anomalías son mayores en el máximo de actividad solar que en el mínimo.

Hasta ahora se ha estudiado el comportamiento diurno promedio, que determina el centro de la distribución, pero no se indica nada acerca de cómo se comportan los datos respecto al centro. Para tener una imagen más clara de la distribución se necesita conocer tanto una medida de la tendencia central como su variabilidad.

3.1.3. Parámetros de la variabilidad sobre México

La descripción de la variabilidad de las magnitudes ionosféricas es necesaria para mejorar los modelos ionosféricos. Para muchas aplicaciones, los usuarios de los modelos ionosféricos necesitan conocer no sólo las condiciones promedio mensuales, sino también las desviaciones esperadas de los valores de la media o la mediana. Varios índices han sido usados para estudiar la variabilidad de $foF2$. Los métodos más comunes adoptados son la media (μ) y la desviación estándar (σ) o la mediana (m) y los cuartiles superior (Q_{sup}) e inferior (Q_{inf}). Bilitza indicó que la desviación estándar es una buena medida para describir la variabilidad de la ionosfera, pero es muy difícil de interpretar en términos de probabilidad ya que uno no puede estar seguro de que la distribución de los datos sea una Gaussiana [Bilitza et al., 2004].

En el caso en que la distribución sea normal (ver figura 3.8), la dispersión del valor central (media μ) puede especificarse por la desviación estándar (σ), de acuerdo a la siguiente

ecuación

$$f(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-(x-\mu)^2/2\sigma^2} \quad \text{con } -\infty < x < \infty$$

Entonces, un modelo para predecir el valor $foF2$ es de la siguiente forma

Predicción $foF2$	Probabilidad
$\mu - \sigma < foF2 < \mu + \sigma$	68.27 %
$\mu - 2\sigma < foF2 < \mu + 2\sigma$	95.45 %
$\mu - 3\sigma < foF2 < \mu + 3\sigma$	99.73 %

La forma de la distribución normal implica que:

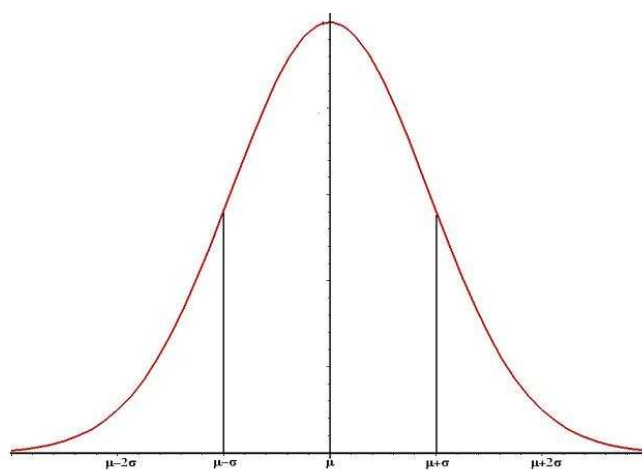
1. La función es simétrica respecto al valor medio.
2. La probabilidad de que $foF2 = \mu$ tiene el valor más alto. El valor más probable es μ .
3. Para un incremento dado de frecuencia Δf , $P[foF2 = \mu + \Delta f] = P[foF2 = \mu - \Delta f]$.
4. Si $\Delta f' > \Delta f$, $P[foF2 = \mu + \Delta f'] < P[foF2 = \mu + \Delta f]$

En caso de que la distribución NO sea normal (ver figura 3.8), la dispersión del valor central (mediana m) puede especificarse usando los cuartiles y deciles. En este caso, un modelo para predecir el valor $foF2$ es de la siguiente forma

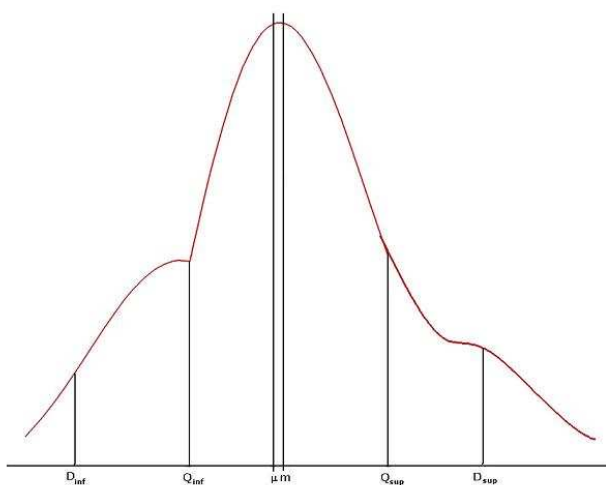
Predicción $foF2$	Probabilidad
Cuartil inferior $Q_{inf} < foF2 < \text{Cuartil superior } Q_{sup}$	50 %
Decil inferior $D_{inf} < foF2 < \text{Decil superior } D_{sup}$	80 %

Por tanto, si usamos la mediana m y los cuartiles, podemos estar seguros de que:

1. La probabilidad de que los valores $foF2$ caigan entre el cuartil inferior Q_{inf} y la mediana m es del 25 %.
2. La probabilidad de que los valores $foF2$ caigan entre la mediana m y el cuartil superior Q_{sup} es del 25 %.



a) Distribución normal



b) Distribución NO normal

Figura 3.8: Diagrama esquemático de una distribución normal y una distribución NO normal. Adaptada de [Bilitza, 2003]

Según Bilitza et al. [2004], la ventaja de estos parámetros es que son fáciles de interpretar de acuerdo a la probabilidad, es decir, la diferencia entre el cuartil superior y el cuartil inferior cubre el 50% de los datos. La desventaja es que los cuartiles ignoran el otro 50% de los datos.

Ahora, vamos a tomar la ocurrencia de $foF2$ de los datos, agrupándolos como sugiere el IRI [Ezquer and Mosert, 2006] en:

- Cuatro grupos de periodos de tiempo 22-02TL; 05-07TL; 10-14TL y 18-20TL.
- Por estaciones Invierno, Primavera, Verano y Otoño.
- En niveles de actividad solar: baja, media y alta

Con el siguiente ejemplo, veremos si la ocurrencia de $foF2$ sobre México tiene una distribución de probabilidad normal. Para ello, tomamos para los años de actividad solar baja 1973,1974,1975,1976 y 1977 durante invierno, como se muestra en la figura 3.9, se puede observar que la distribución no es similar a una normal. Sin embargo, vamos a ver las condiciones de la normal para el periodo de 10-14 LT, el valor medio de la frecuencia crítica $foF2$ es 8,07 MHz y $P[foF2 = \mu] = 0,07$ ³. Si consideramos un $\Delta f = 1,0MHz$, obtenemos que $P[foF2 = \mu + \Delta f] = 0,03$ y $P[foF2 = \mu - \Delta f] = 0,06$, por lo cual no se cumple la tercera característica de una distribución normal.

Ya que los datos se comportan como una distribución NO normal, entonces los parámetros de variabilidad usados en el análisis han sido:

- Las medianas mensuales m , los cuartiles superior Q_{sup} e inferior Q_{inf}
- el rango intercuartil $Q_r = Q_{sup} - Q_{inf}$
- y los índices de variabilidad $C_{sup} = Q_{sup}/m$, $C_{inf} = Q_{inf}/m$ y $C_r = C_{sup} - C_{inf}$.

³La probabilidad $P[x = \mu] = \text{No.de datos iguales a } \mu / \text{No. total de datos}$

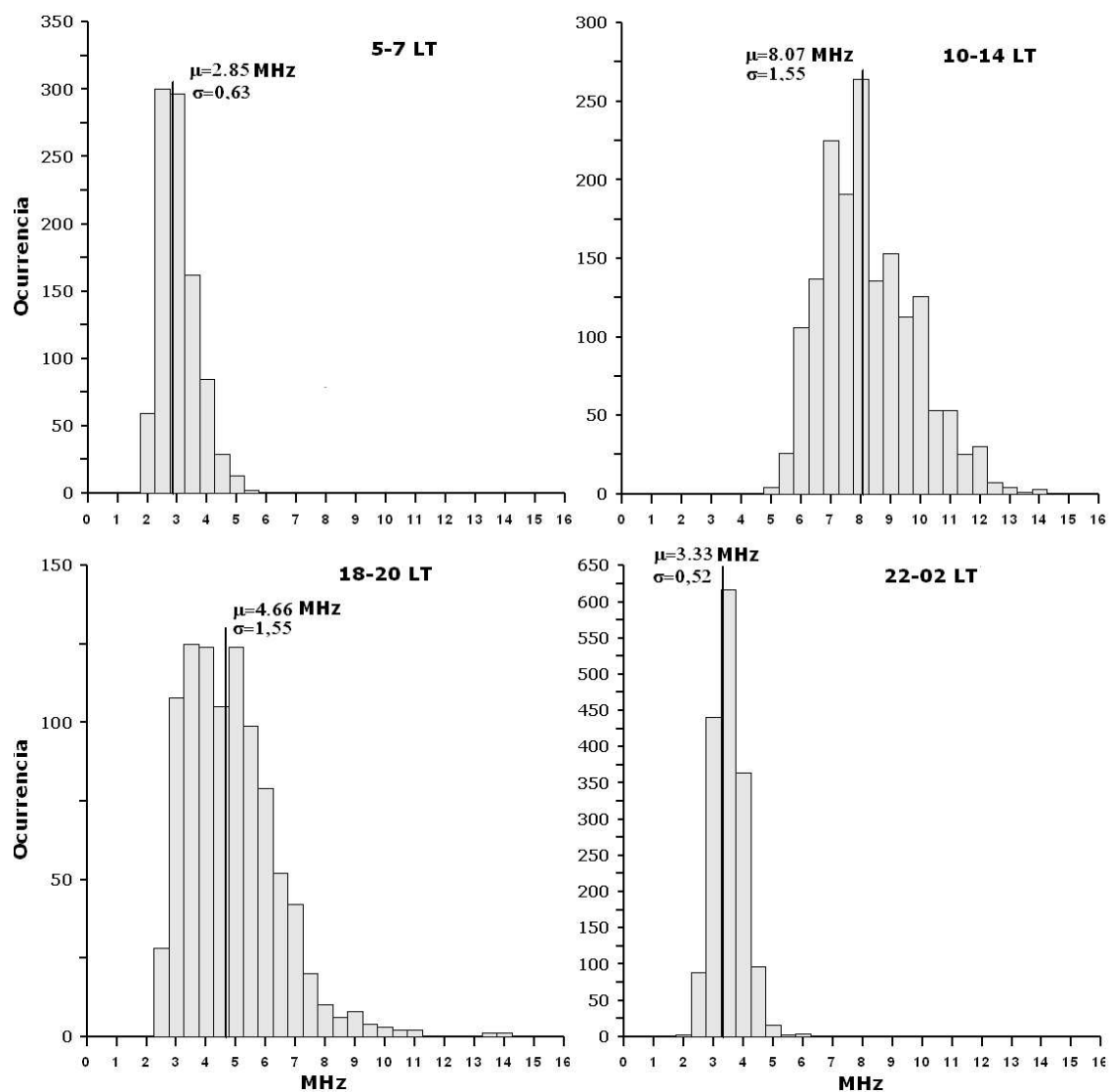


Figura 3.9: Ocurrencia (numero de eventos observados) de los valores $foF2$, para invierno para los años de baja actividad solar. El numero de datos analizados para esta figura es de 5179.

Variabilidad de f_oF2 mes a mes

La variación diurna de C_{sup} , C_{inf} y la diferencia $C_{sup} - C_{inf}$ para cada mes en actividad solar baja, media y alta es mostrado en las figuras 3.10-3.12. El análisis de los resultados se realizará a través de las diferencias $C_{sup} - C_{inf}$ con el objeto de identificar condiciones de mayor y menor variabilidad. En las figuras se puede observar que predominantemente la menor variabilidad se presenta en actividad solar alta, entre las 7TL y 20TL, aunque para algunos meses la menor variabilidad se encuentra para todas las horas del día, como es el caso de abril, mayo, junio y agosto.

En diciembre y enero se puede observar que hay mayor variabilidad en actividad solar media entre las 6TL y las 23TL, además se observan 3 picos, para diciembre a las 9TL, 13TL y 20TL, mientras que para enero los picos se encuentran a las 12TL, 16TL y 21TL. Entre las 0TL y 6TL, las curvas se encuentran entrelazadas. Mientras que para febrero la variabilidad es muy irregular y la única que predomina es la menor variabilidad entre las 7TL y 20TL, la de actividad solar alta, es decir, entre las 0TL y 6TL la menor variabilidad es en actividad solar baja, y la mayor variabilidad en actividad solar media. Entre las 6TL - 10TL y 17TL y 23TL la mayor variabilidad está en actividad solar media, y entre las 10TL-17TL la mayor variabilidad vuelve a ser la de actividad solar baja.

En abril, la mayor variabilidad está en la actividad solar media para las 0TL-8TL, y actividad solar baja para las 8TL-23TL. En mayo y junio, la mayor variabilidad está en la actividad solar baja para casi todas las horas, excepto entre las 5TL-10TL donde no se puede distinguir alguna que domine de mayor variabilidad.

En julio, agosto y septiembre las curvas están muy cercanas, sin embargo, se puede observar que la menor variabilidad es para la condición de actividad solar alta en casi todas

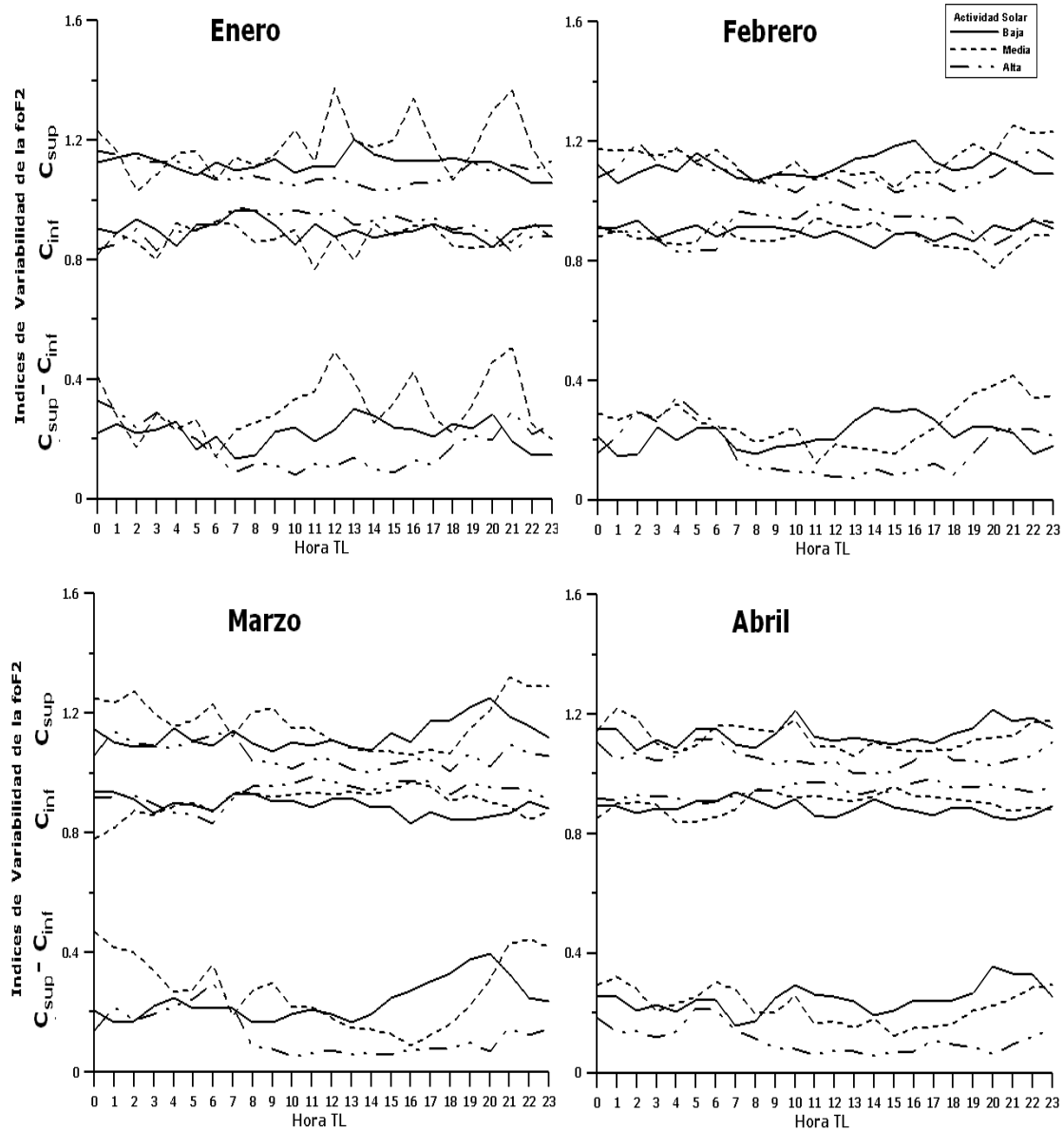


Figura 3.10: Variación diaria del promedio mensual de los meses de enero, febrero, marzo y abril para alta, media y baja actividad solar.

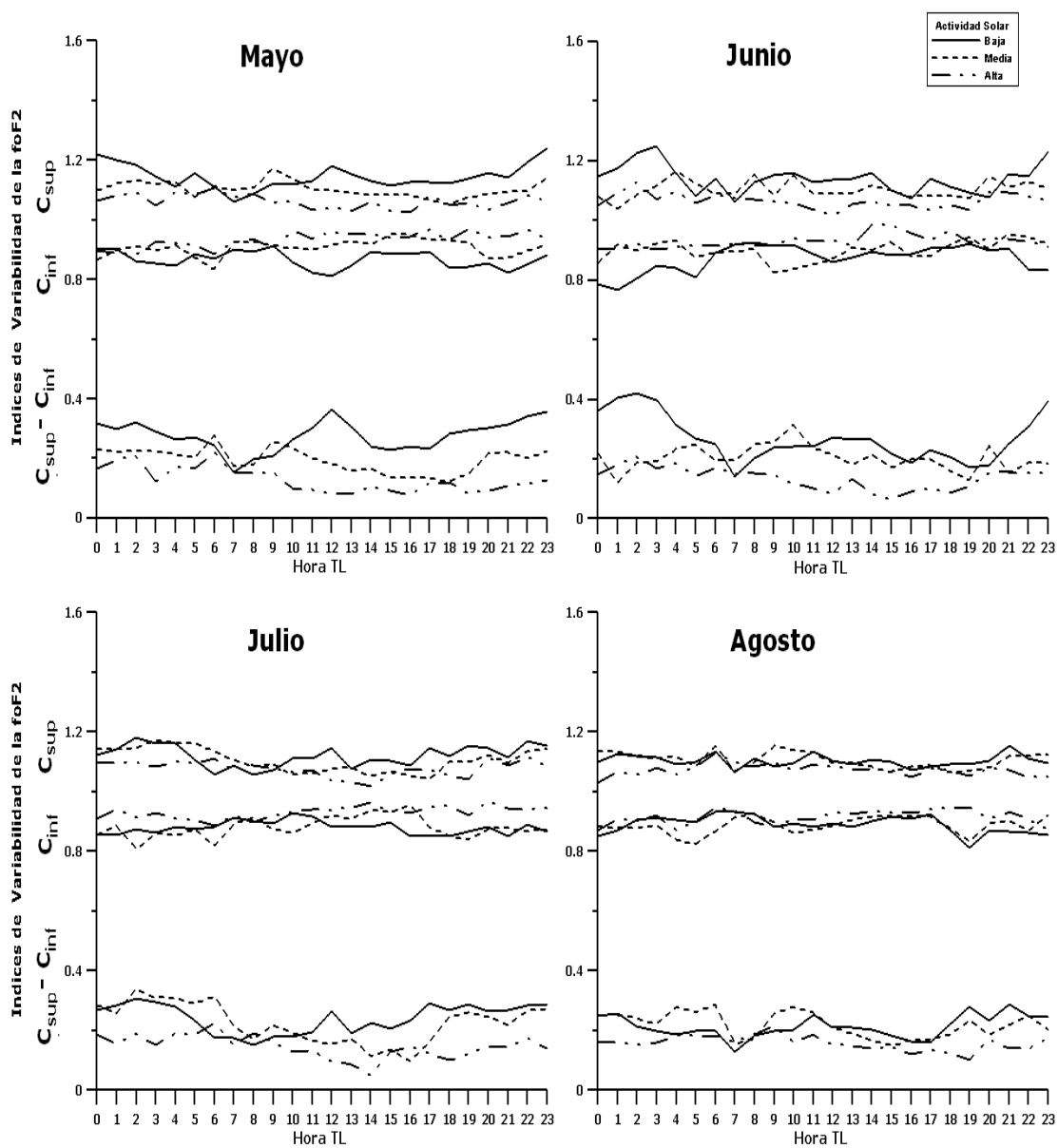


Figura 3.11: Variación diurna del promedio mensual de los meses de mayo, junio, julio y agosto para alta, media y baja actividad solar..

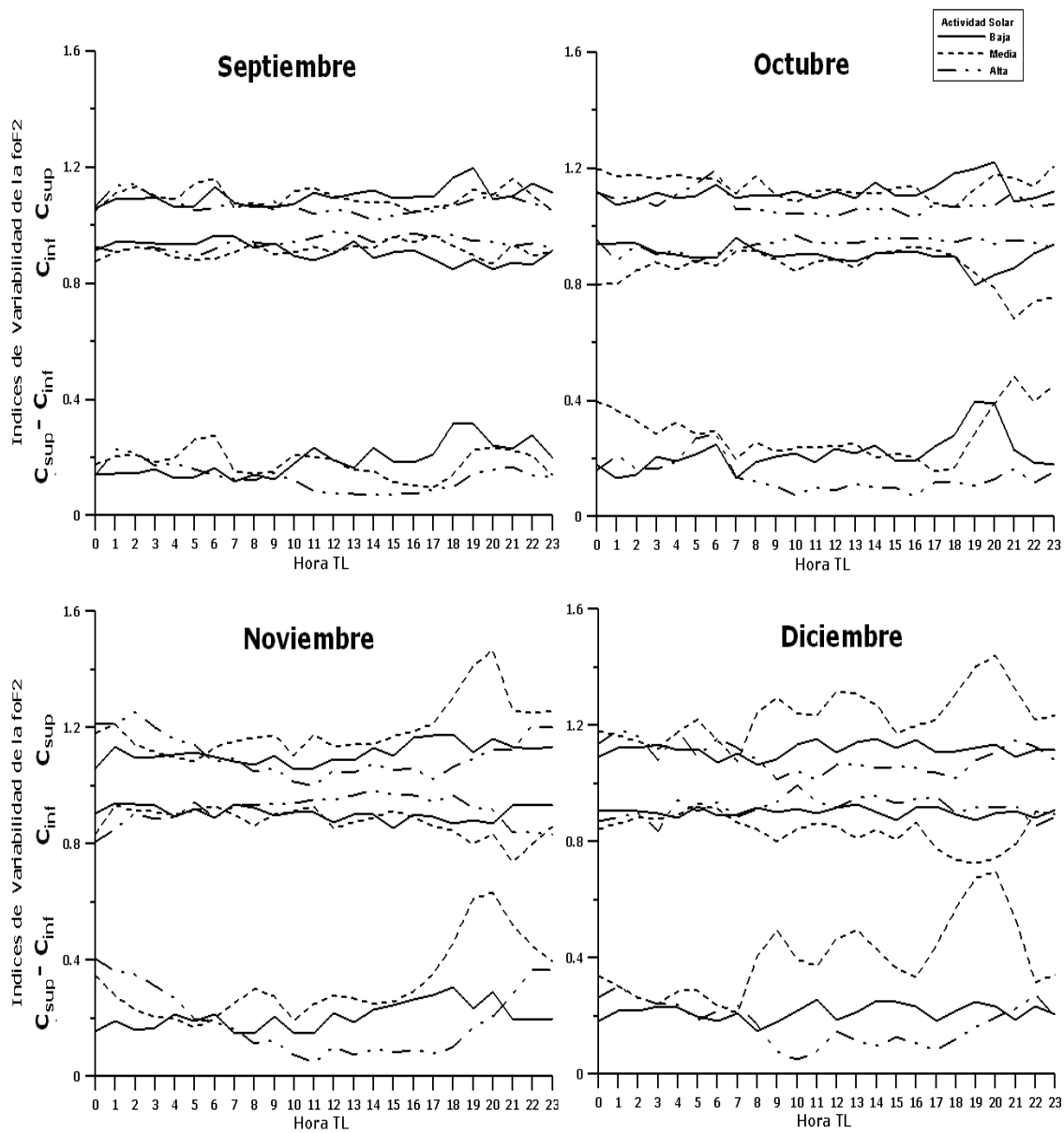


Figura 3.12: Variación diurna del promedio mensual de los meses de mayo, junio, julio y agosto para alta, media y baja actividad solar..

las horas y la mayor variabilidad entre las 0TL-11TL es para la condición de actividad solar media y entre las 11TL-23TL es para actividad solar baja.

En octubre la menor variabilidad entre las 7TL-23TL es para la condición de alta actividad solar, la mayor variabilidad es para la condición de actividad solar media, excepto por un pico de condición de actividad solar baja que aparece a las 19TL. En noviembre la menor variabilidad entre las 7TL-20TL es para la condición de alta actividad solar, la mayor variabilidad es para la condición de actividad solar media entre las 6TL-23TL, entre las 0TL-6TL la mayor variabilidad está en la condición de actividad solar alta y la menor variabilidad en la condición de actividad solar baja.

Variabilidad de f_oF2 estacional

La variación diurna de C_{sup} , C_{inf} y la diferencia $C_{sup} - C_{inf}$ para cada estación en actividad solar baja, media y alta es mostrado en las figuras 3.13. El análisis de los resultados se realizará a través de las diferencias $C_{sup} - C_{inf}$ con el objeto de identificar condiciones de mayor y menor variabilidad. En la figura 3.13 se puede observar que predominantemente la menor variabilidad se presenta en actividad solar alta, entre las 7TL y 20TL, aunque en el verano y la primavera se encuentra para todas las horas del día.

En invierno, se observa que predominantemente hay mayor variabilidad en actividad solar media entre las 6TL y las 23TL, aunque entre las 0TL y las 4TL la mayor variabilidad corresponde a la actividad solar alta. Entre las 0TL y 6TL se nota que la menor variabilidad aparece en actividad solar baja. Se destacan también los 4 picos en la curva de actividad solar media a las: 4TL, 9TL, 13TL y 19TL. Es notable el hecho de que el índice $C_{sup} - C_{inf}$ tiene el mismo valor entre las 5TL y las 7TL.

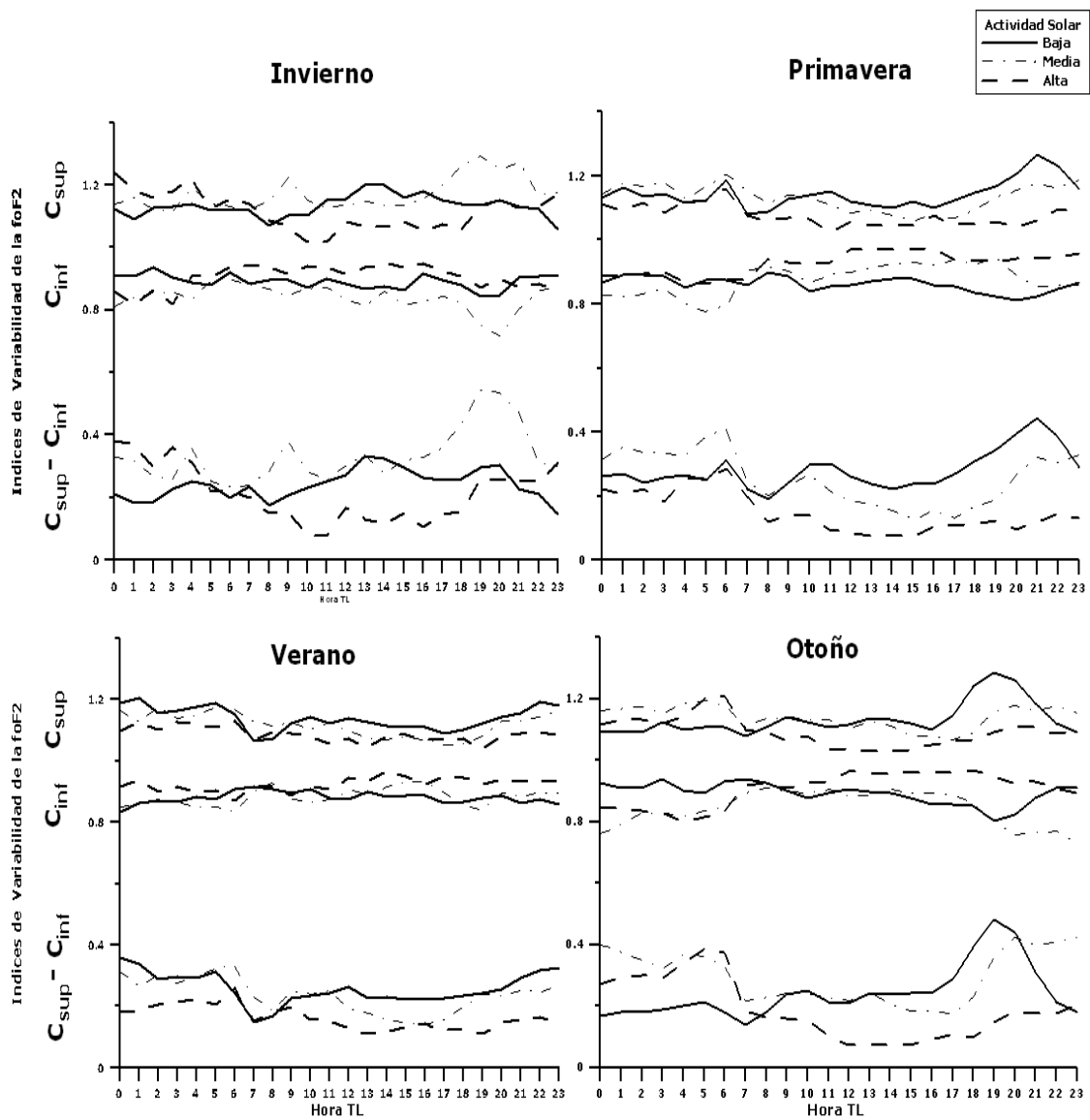


Figura 3.13: Variación diurna del promedio estacional de invierno y verano para alta, media y baja actividad solar.

En verano, podemos notar que en las primera 4 horas de tiempo local, la mayor variabilidad se presenta en actividad solar baja, repitiéndose esta tendencia entre las 11TL y las 23TL. Las curvas de variabilidad son mucho más regulares que en invierno y desaparecen los picos que presentaba la condición de actividad solar media. En esta estación se nota que entre las 5TL y 7TL se presenta una fuerte disminución del índice $C_{sup} - C_{inf}$ para las tres condiciones de actividad solar.

En primavera, la mayor variabilidad entre las 0TL y las 7TL, ocurre para actividad solar media, mientras que entre las 7TL y las 23TL ocurre para actividad solar baja. Se nota también que las curvas de baja y media actividad solar presentan tres picos a las 7TL, 10TL y 21TL.

En otoño, la menor variabilidad entre las 0TL y las 7TL corresponde a la actividad solar baja y para estas mismas horas la mayor variabilidad es para actividad solar media, predominantemente. Entre las 5TL y las 7TL las 3 curvas sufren una caída siendo más fuerte la de actividad solar alta y menor para actividad solar baja.

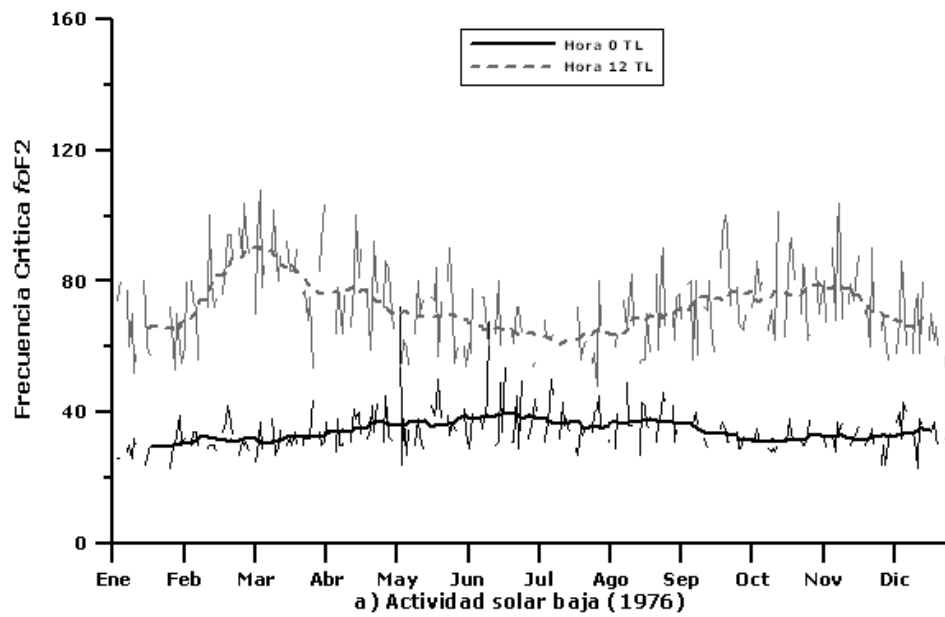
En resumen, la variabilidad de la frecuencia crítica f_oF2 de la región F2 muestra que:

- La variabilidad es más alta durante la actividad solar baja que durante actividad solar alta.
- La variabilidad es más alta durante la noche que durante el día.
- La variabilidad es más alta durante invierno que durante verano.

Esto puede ser debido al control solar existente sobre la región F2, ya que a mayor actividad solar conduce a un mayor valor promedio de la frecuencia crítica de la capa F2

(f_oF2), es decir, mayor densidad electrónica en esta región de la ionosfera. Entonces, durante alta actividad solar, la región F2 tiene un máximo (saturación) de ionización, por tanto aunque existan algunas perturbaciones sobre ella, no puede haber más ionización, es decir, la densidad electrónica es estable. Por lo tanto, la variabilidad es pequeña. De igual forma, durante el día, ya que en presencia de la radiación solar, la densidad electrónica en la ionosfera es más estable, su variabilidad es menor.

Otra forma de ver cómo es el comportamiento estacional, es graficar la frecuencia crítica f_oF2 para la hora del medio día (12 TL) y para la hora de la media noche (0 TL), durante todo el año. Para ello se tomó un año representativo para cada época de actividad solar: alta (1980), media (1978) y baja (1976) como se muestra en la figura 3.14. En ella se puede ver que la frecuencia crítica es mayor durante el medio día que durante la media noche, para todas las condiciones de actividad solar. Sin embargo, la frecuencia crítica f_oF2 es menor conforme cambia el ciclo solar de alta a baja actividad. Además, la frecuencia crítica f_oF2 durante el medio día, tiene dos máximos en los equinoccios y un mínimo en verano. Mientras que para la media noche, hay un máximo en el mes de mayo, como se puede ver para los años de media y alta actividad solar. Mientras, que para baja actividad solar, la curva de media noche es casi constante.



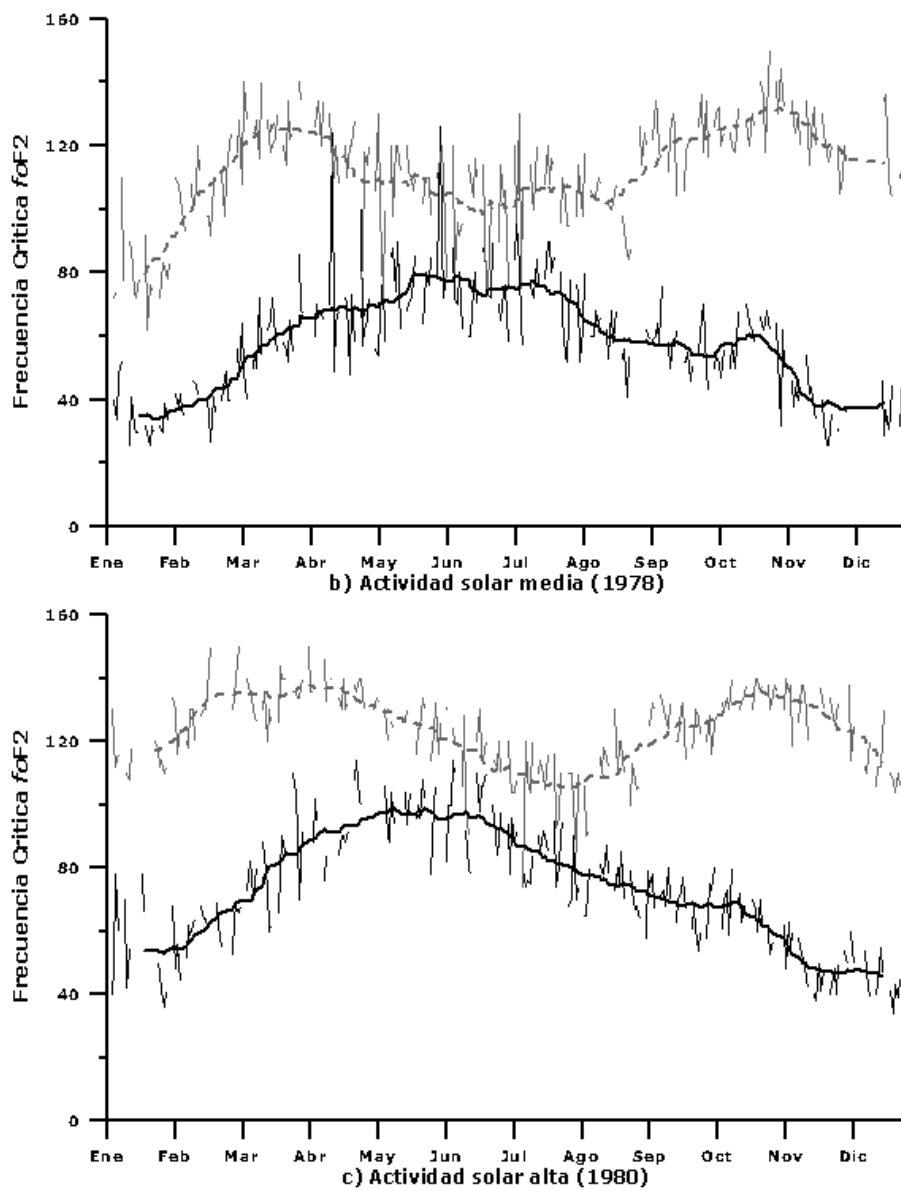


Figura 3.14: Variación estacional durante el año de actividad solar a) baja (1976), b) media (1978) y c) alta (1980). En las horas del medio día y media noche

Capítulo 4

Efectos de Tormentas geomagnéticas sobre la ionosfera

4.1. Tormenta geomagnética

La Tierra tiene un campo magnético intrínseco que a primera aproximación puede ser representado como un dipolo magnético, desplazado $400km$ del centro de la Tierra y con el polo norte magnético apuntando hacia el sur geográfico y el polo sur magnético hacia al norte geográfico, su eje magnético está inclinado 11° con respecto al eje de rotación de la Tierra. El campo magnético terrestre se extiende más allá de la superficie de la Tierra. A altitudes mayores donde la densidad de partículas es más baja y el grado de ionización es mayor, el campo geomagnético es el que domina, afectando el movimiento del plasma, las corrientes ionosféricas y las magnetosféricas.

Uno de los objetivos del estudio del magnetismo terrestre es determinar los cambios que ocurren en el campo magnético. Estos cambios medidos en los observatorios magnéticos se representan en los registros continuos denominados magnetogramas. En cada uno de ellos,

se registra la magnitud de la componente horizontal (H), su dirección o declinación (D) y la componente vertical (Z). Fluctuaciones en el campo magnético de la Tierra espaciales y temporales se han observado desde los primeros magnetómetros. Las fluctuaciones más importantes son las tormentas magnéticas. La principal característica de una tormenta magnética es un decrecimiento en la intensidad horizontal del campo geomagnético y su subsecuente recuperación. Actualmente, se sabe que este decrecimiento es debido a un aumento en la población de partículas magnetosféricas atrapadas.

El viento solar arrastra consigo el campo magnético del Sol. Este campo magnético del medio interplanetario tiene una orientación particular hacia el norte o hacia el sur. Si el campo magnético del medio interplanetario está apuntando hacia el sur y el viento solar se cruza con la Tierra, durante prolongados períodos de tiempo o durante interacciones breves pero más energéticas (ráfagas solares, eyecciones de masa coronal y hoyos coronales), se pueden esperar tormentas geomagnéticas. Esto es debido a que cuando el plasma del viento solar tiene suficiente presión dinámica y el campo magnético del medio interplanetario está dirigido hacia al sur, da origen a una reconexión magnética en la magnetopausa diurna (ver figura 4.1), rápidamente inyectando a la magnetosfera de la Tierra energía y partículas. Las líneas de campo magnéticas reconectadas son arrastradas por el mismo viento solar hacia la cola magnética donde se vuelven a reconectar. Los procesos de reconexión aceleran partículas hacia el interior de la magnetosfera, es decir, hay un incremento de la población de partículas magnetosféricas atrapadas. Cuando estas partículas energéticas llegan a la magnetosfera del lado noche, los arrastres debidos al gradiente del campo magnético y curvatura, así como los efectos de órbita llevan a iones a moverse desde la media noche hacia el atardecer y a los electrones desde la media noche al amanecer, modificando el anillo de corriente alrededor de la Tierra a gran escala, induciendo un campo magnético que se opone a la dirección del campo geomagnético y

el decrecimiento en la componente horizontal de la intensidad del campo magnético. A lo que se le llama tormenta magnética [Gonzalez et al., 1994, Kamide et al., 1998].

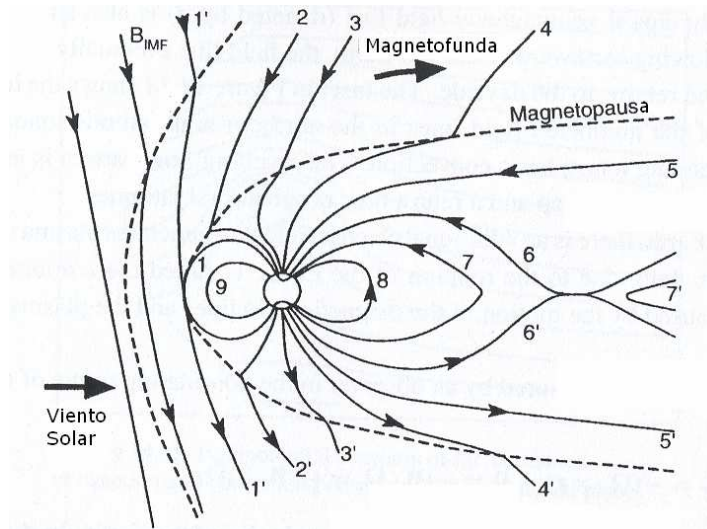


Figura 4.1: Representación esquemática de la reconexión magnetosférica. Adaptada de [Gombosi, 1998]

4.2. Índice D_{st} y Clasificación de las Tormentas

Para poder medir la intensidad de la tormenta magnética, actualmente se usan varios índices para cuantificarlas, cada uno de ellos se refiere a alguna región del globo terrestre. Para el presente trabajo nosotros usaremos únicamente el índice D_{st} ya que éste mide el campo magnético a latitudes medias y ecuatoriales.

El índice D_{st} es una medida de actividad geomagnética para determinar la severidad de tormentas magnéticas. Está expresado en nanoteslas y se basa en el valor promedio de la componente horizontal del campo magnético terrestre, medida cada hora en 4 obser-

vatorios geomagnéticos cerca del Ecuador. El rango D_{st} observado es aproximadamente $+100nT$ a $-600nT$. En condiciones de tiempo quieto (es decir, cuando no está perturbado) el índice D_{st} igual a cero, sin embargo, esto no es usual. Las tormentas geomagnéticas se han clasificado con el índice D_{st} de acuerdo a la siguiente tabla:

D_{st}	B	Duración
Intensa	$B < -100$	3 horas
Moderada	$-100 < B < -50$	2 horas
Pequeña	$-50 < B < -30$	1hora

En las tormentas magnéticas se pueden identificar tres fases como se muestra en la figura 4.2. *La fase inicial o comienzo súbito* que puede ser explicada por la compresión de la magnetosfera debido al incremento de la presión dinámica del viento solar, observándose un incremento aproximado de $10nT$ en la componente horizontal del campo magnético por unos minutos y hasta por una hora. *La fase principal*, es debida a la corriente inducida por la entrada de partículas al interior de la magnetosfera; se observa un decremento en la componente horizontal de la intensidad del campo magnético. *La fase de recuperación*, corresponde a la disipación de la corriente de anillo, se observa la recuperación gradual del campo, puede durar desde unos días hasta una semana [Kamide et al., 1998, Parks, 1991, Foster and Jakowski, 2000].

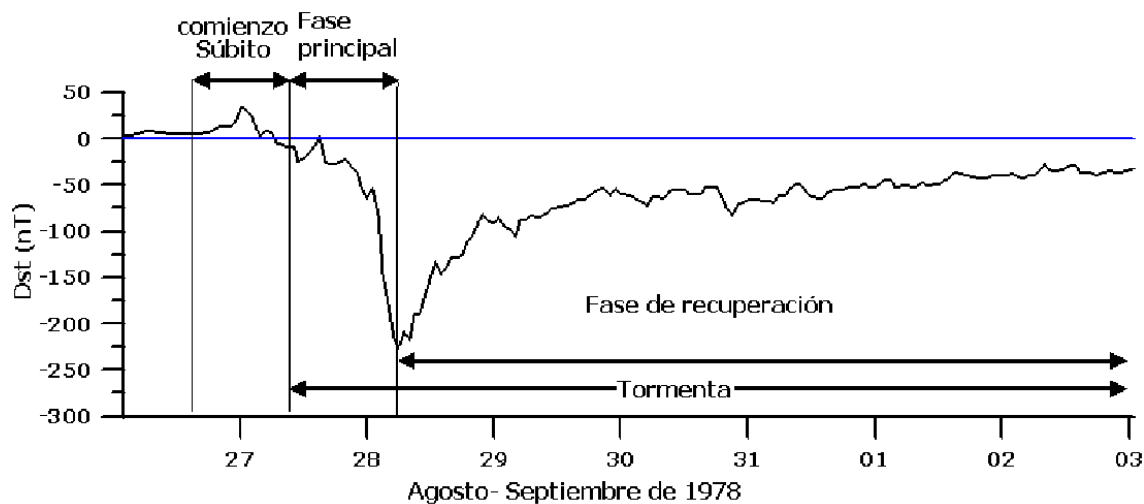


Figura 4.2: Tormenta magnética de Agosto 26 - Septiembre 2 de 1978. Los datos fueron tomados de WDC-C2 FOR GEOMAGNETISM, KYOTO UNIVERSITY

4.3. Efectos de tormentas magnéticas sobre la Ionosfera

Las respuestas de la capa F2 a una tormenta geomagnética son llamadas tormentas ionosféricas. Éstas consisten en un decremento o un incremento de la concentración electrónica con respecto a la concentración electrónica promedio. Los decrementos son llamados efectos de fase negativa y los incrementos son los denominados efectos de fase positiva de la tormenta. La morfología de las tormentas ionosféricas es complicada, ya que la respuesta de la ionosfera para la misma tormenta, puede ser completamente diferente en las diferentes ubicaciones de las estaciones ionosféricas, pues depende del tiempo local del inicio de la tormenta geomagnética y de la latitud. Además, una respuesta global de los efectos de tormenta ionosférica, difiere bastante de una tormenta a otra [Pirog et al., 2006, Agopyan, 2002, Danilov and Lastovicka, 2001]. La respuesta de la capa F2 a una tormenta magnética, es usualmente descrita en términos de $\delta foF2$, es decir, la desviación de la frecuencia crítica $foF2$ en el día de la tormenta magnética con respecto a la mediana

mensual de la frecuencia crítica f_oF2_{med} , así

$$\delta f_oF2 = \frac{f_oF2_{obs} - f_oF2_{med}}{f_oF2_{med}} \times 100 \quad (4.1)$$

El comportamiento temporal de la frecuencia crítica f_oF2 durante una tormenta ionosférica, consiste de períodos de valores positivos (fase positiva de la tormenta) y valores negativos (fase negativa de la tormenta). Se cree que los mecanismos físicos responsables para la formación de cada una de estas fases son diferentes. Una de las características más significativas de la fase negativa es su arrastre hacia el Ecuador durante la tormenta de latitudes aurales a latitudes medias, la amplitud de este efecto decrece durante este arrastre. La penetración hacia el Ecuador de la fase negativa, demuestra un comportamiento estacional. En el hemisferio de verano, durante la misma tormenta, la fase negativa es más desarrollada y el arrastre va hacia latitudes más bajas. La morfología de la tormenta ionosférica positiva es más complicada. Pero se ha observado que la fase positiva aparece varias horas antes del comienzo de la tormenta magnética, algunas veces la tormenta consiste de un efecto de sólo fase positiva, es decir δf_oF2 nunca se vuelve negativa. También la existencia de “zonas muertas” pueden ser mencionadas cuando en la mitad de una tormenta, la desviación de la mediana no excede el 10 % por varias horas.

En latitudes altas se observa casi siempre el efecto de tormentas negativas, y el efecto de tormentas positivas tiende a ocurrir en latitudes medias y bajas. La fase es positiva en un 90 % de los casos observados en latitudes ecuatoriales durante tormentas magnéticas, aunque para perturbaciones más grandes es posible observar el efecto de fase negativa. El efecto de fase negativa ocurre en todas las estaciones del año, excepto en invierno, cuando se ha observado que la fase positiva tiene un máximo de ocurrencia.

4.3.1. Mecanismo Físico de la formación del efecto de tormenta negativa

La concentración de electrones es aproximadamente proporcional a la razón $\frac{[O]}{[N_2]}$ ¹ en la altura de la capa F2. El efecto de la fase negativa de una tormenta ionosférica es causado por los cambios de densidad en el cociente $\frac{[O]}{[N_2]}$ en la composición termosférica.

La disipación de la energía del viento solar, continuamente afecta la atmósfera polar más alta. Aún, durante condiciones magnéticamente quietas, esta adición de energía es suficientemente grande para generar una zona perturbada permanentemente. Los cambios característicos observados en esta región son, incrementos en los gases más pesados y un decremento en los gases más ligeros [Perrone et al., 2006, Tsagouri et al., 2000, Agopyan, 2002].

Durante una tormenta geomagnética, hay un calentamiento de la parte baja de la termosfera (100-140 km) en la región auroral. La principal fuente de este calentamiento es la disipación de Joule por corrientes eléctricas, aunque también hay energía que es depositada por precipitación de partículas. Los cambios de composición de la termosfera no quedan restringidos a la región polar, sino que se expanden a latitudes medias, ya que el calentamiento induce su propia circulación, que puede estar o no en oposición a la circulación regular. Este calentamiento en la capa F2 tiende a llevar el aire hacia el Ecuador, a bajas latitudes. Es decir, la fase negativa es arrastrada a bajas latitudes.

La distribución latitudinal de la fase negativa puede ser diferente en los sectores del lado día y del lado noche; en invierno y en verano; dependen de la circulación regular del viento. Por ejemplo, se ha observado que durante la noche en invierno, las dos circulaciones

¹ $\frac{[O]}{[N_2]}$ es el cociente entre la concentración de oxígeno y la concentración de la molécula de nitrógeno

coinciden ambas hacia el Ecuador, y así, el aire con el decremento en la razón $\frac{[O]}{[N_2]}$ se expande a latitudes más bajas que en el día. Mientras que en el día, la circulación de la tormenta es opuesta a la circulación regular, lo que hace que el efecto de arrastre hacia el Ecuador se detenga y quede confinado a latitudes altas. Esto lleva a una ocurrencia frecuente del efecto de fase negativa en latitudes medias en la noche en invierno.

En verano, en el día la circulación regular dirigida hacia el polo es reducida comparada con la del invierno, lo que hace favorable que ocurra el arrastre hacia el Ecuador del decremento de la razón $\frac{[O]}{[N_2]}$ a latitudes medias. Así, el efecto de fase negativa es observada en verano durante el día y la noche en latitudes medias [Prolss, 1995, Danilov and Lastovicka, 2001].

4.3.2. Mecanismo Físico de la formación del efecto de tormenta positiva

Varios mecanismos han sido considerados como una fuente probable de las tormentas ionosféricas de fase positiva. Al principio, se sugirió que los efectos de tormenta positiva eran causados también por cambios en la composición neutra. Pero hasta ahora, no hay evidencia observada que sustente esta suposición para condiciones de tormentas más fuertes. Así, el incremento en la razón de densidad $\frac{[O]}{[N_2]}$ frecuentemente observado hacia el Ecuador, en la zona principal de la tormenta no es suficiente para explicar estos efectos de tormenta positiva en esta región.

Se han considerado otros mecanismos para explicar el efecto de tormenta positiva; el transporte de ionización producido por un campo eléctrico intensificado de origen magnetosférico o por vientos termosféricos meridionales propagándose hacia el Ecuador los cuales hacen que el plasma de la capa F2 ascienda a lo largo de las líneas inclinadas de campo. Sin embargo, todavía no se ha podido comprobar que los campos eléctricos mag-

netosféricos que penetran a la región F contribuyan significativamente al comportamiento de la capa F2 durante tormentas magnéticas en latitudes medias [Danilov and Lastovicka, 2001, Prolss, 1995, Agopyan, 2002, Mansilla and Mosert, 2007, Tsagouri et al., 2000, Mansilla, 2006].

4.4. Efectos de tormentas sobre México

En este trabajo estudiaremos eventos individuales de tormentas magnéticas, con datos obtenidos en la estación de Toluca - México (Latitud geográfica 19.3N, Longitud geográfica 260E; Latitud geomagnética 28.25N), y de la estación de Boulder (Latitud geográfica 40N, Longitud geográfica 254.7E; Latitud geomagnética 48.27N). El motivo de escoger los datos de la estación de Boulder, es para poder comparar el efecto de las tormentas magnéticas a diferente latitud, pero en una longitud geográfica muy cercana. Los datos de la estación de Boulder han sido obtenidos de la pagina **UK Solar System Data Centre**. Para los dos conjuntos de datos hemos calculado el $\delta foF2$ con la ecuación 4.1, donde $\delta foF2_{med}$ es la mediana mensual correspondiente al mes de cada tormenta.

■ Efecto de tormenta de fase positiva

El primer evento (ver figura 4.3) es la tormenta del 21 de febrero de 1973: cuya fase inicial comienza después de a las 0TL, luego se produce una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -121nT$ a las 17:00 TL y luego una segunda caída del índice $D_{st} = -97nT$ el 22 de febrero a las 16:00 TL. Se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es positiva para ambas estaciones, Toluca y Boulder. El máximo $\delta foF2 = 85,4\%$ a las 19:00 TL para la estación de Toluca y $\delta foF2 = 73,1\%$ a las 18:00 TL para la estación de Boulder. Luego hay un efecto de tormenta negativa,

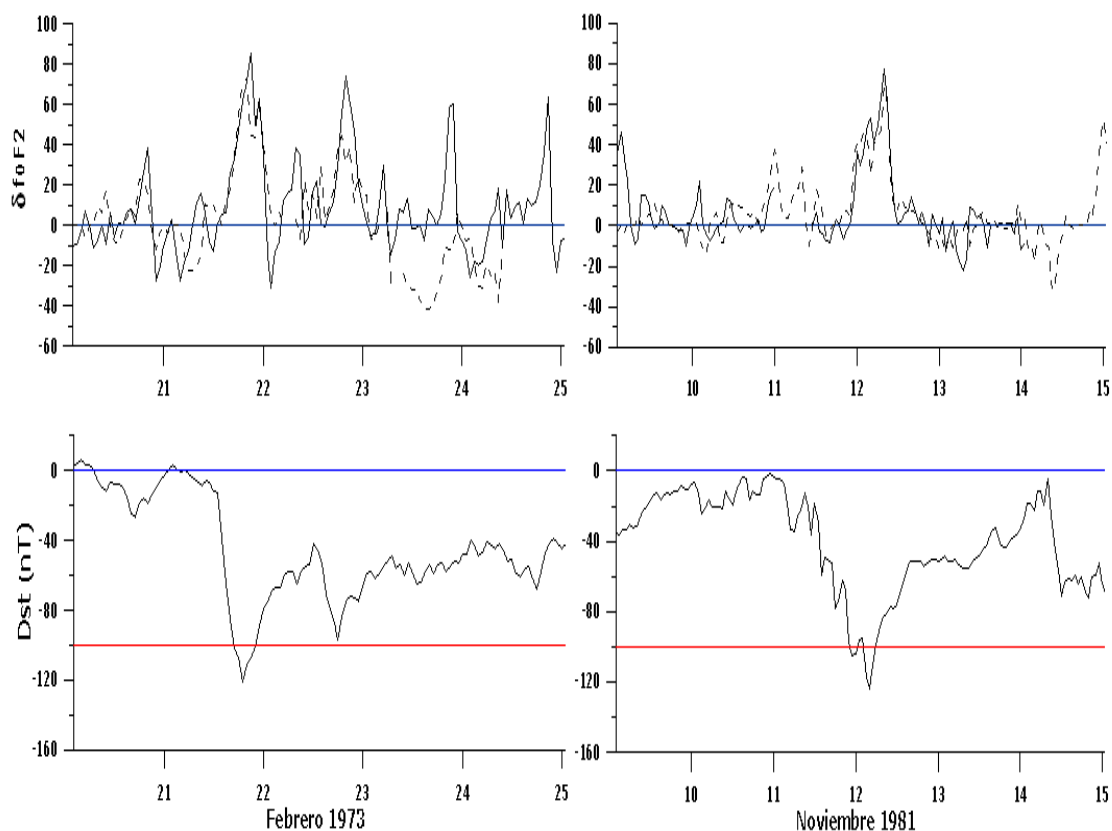


Figura 4.3: Efecto de tormenta ionosférica de fase positiva e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En los paneles de arriba, se ha graficado $\delta foF2$ de la estación de Toluca (línea continua) y la estación de Boulder (línea punteada). En los paneles de abajo se ha graficado el índice D_{st} . En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta.

más notable en la estación de México con un $\delta foF2 = -30,8\%$ a las 0 TL. En la segunda caída del D_{st} también se observa un efecto de tormenta positiva, donde el máximo $\delta foF2 = 74,3\%$ a las 18:00 TL para la estación de Toluca y $\delta foF2 = 44,7\%$ a las 17:00 TL para la estación de Boulder. En la fase de recuperación, nuevamente se observa un efecto de tormenta negativa, pero esta vez es más notorio en la estación de Boulder con un $\delta foF2 = -41,6$ a las 13:00 TL del 23 de febrero.

El evento (ver figura 4.3) de la tormenta del 12 de noviembre de 1981: esta tormenta no presenta el súbito incremento, pero podemos decir que la fase principal comienza después de las 22:00 TL del día 10 de noviembre, al producirse una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -124nT$ a las 2:00 TL. Se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es positiva para ambas estaciones, Toluca y Boulder. El máximo $\delta foF2 = 77,2\%$ a las 6:00 TL para la estación de Toluca y $\delta foF2 = 68,8\%$ a las 6:00 TL para la estación de Boulder. Luego en la fase de recuperación de la tormenta, se produce en ambas una bajada, pero no alcanza a observarse un efecto de tormenta negativa, más bien como una zona muerta, ya que el $|\delta foF2| \approx 10\%$. En estos dos casos se puede observar que los efectos de las tormentas en ambas estaciones son muy parecidas, puesto que ambas tienen un efecto de tormenta positiva.

- **Efecto de tormenta de fase negativa**

El evento de la tormenta (figura 4.4) del 9 de mayo de 1978: esta tormenta presenta el incremento súbito el 8 de mayo a las 18:00 TL y la fase principal comienza después de la 1:00 TL del día 9 de mayo, al producirse una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -132nT$ a las 4:00 TL; su fase de recuperación dura aproximadamente dos días cuando vuelve a haber una caída del índice $D_{st} = -78nT$ el 11 de mayo a las 3:00TL. Se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es positiva para ambas estaciones, antes de que el índice comience a decrecer, con $\delta foF2 = 37,1\%$ y $\delta foF2 = 20,8\%$ para las estaciones de Toluca y Boulder, respectivamente. Cuando el índice D_{st} comienza a decrecer, el efecto de la tormenta cambia a fase negativa, con el mínimo en $\delta foF2 = -22,4\%$ a las 5:00 TL para la estación de Toluca y $\delta foF2 = -44,4\%$ a las 9:00 TL para la estación de Boulder. En la fase de recuperación de la tormenta, mientras que en la estación de Toluca la $\delta foF2$ se observa muy fluctuante, en la estación de Boulder la $\delta foF2$ sigue la

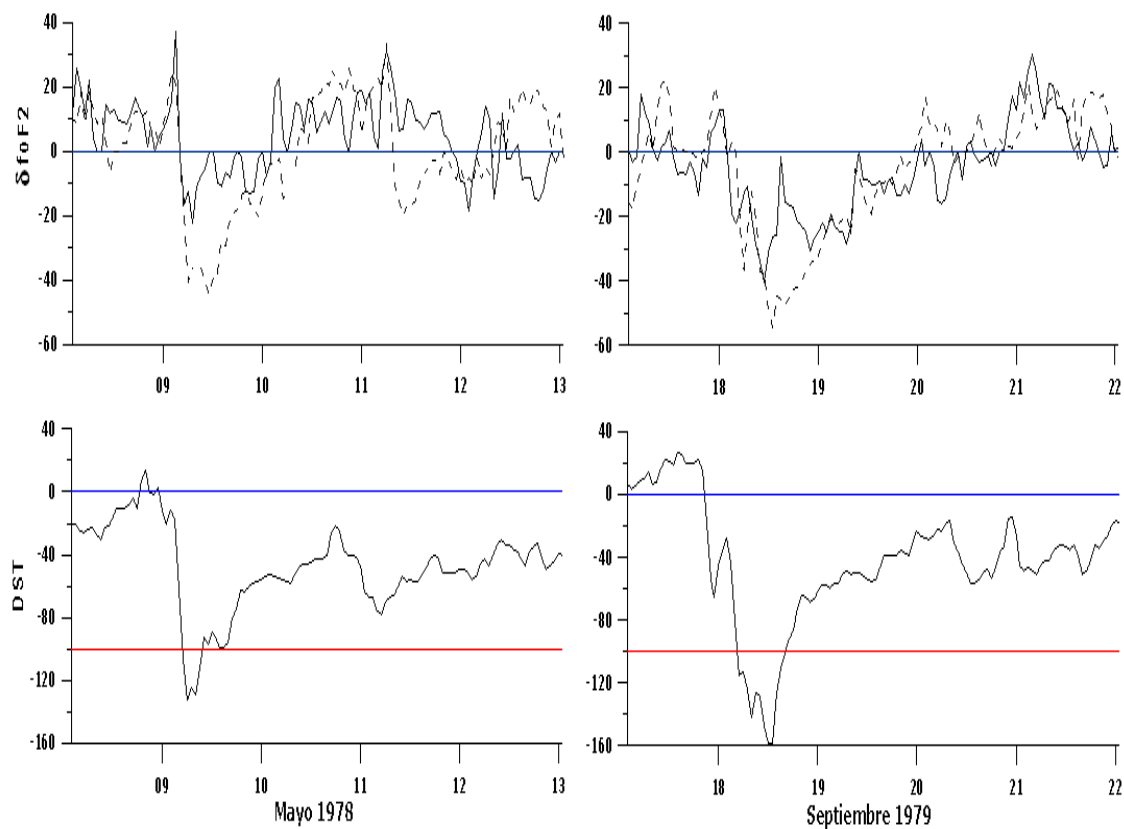


Figura 4.4: Efecto de tormenta ionosférica de fase negativa e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En los paneles de arriba, se ha graficado $\delta foF2$ de la estación de Toluca (línea continua) y la estación de Boulder (línea punteada). En los paneles de abajo se ha graficado el índice D_{st} . En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta.

tormenta, es decir, después del mínimo de la $\delta foF2$, cambia otra vez a una fase positiva. En la segunda caída del índice, se observa que en ambas estaciones hay un máximo de la $\delta foF2 \approx 33,2\%$ a las 4:00 TL del día 11 de mayo, luego en la estación de Boulder hay un efecto de tormenta negativa con un $\delta foF2 = -20\%$ a las 8:00 TL del mismo día, mientras que en la de Toluca persiste una fase positiva hasta aproximadamente un día después de la tormenta.

El evento de la tormenta (figura 4.4) del 18 de septiembre de 1979: esta tormenta presenta el incremento súbito el 17 de septiembre a las 0:00 TL y tiene una duración aproximada de 15 horas cuando inicia la fase principal después de la 17:00 TL del mismo día, al producirse una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -158nT$ a las 11:00 TL; Se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es negativa para ambas estaciones, con $\delta foF2 = -40\%$ una hora antes del máximo de la tormenta y $\delta foF2 = -54,3\%$ una hora después de la tormenta, para las estaciones de Toluca y Boulder, respectivamente.

En estos dos casos anteriores se puede observar, que aunque el efecto es negativo para las dos estaciones, en Boulder es más notorio la fase negativa y el $\delta foF2$ tiene una forma similar al de la tormenta.

- **Efectos de tormenta positiva, negativa y zonas muertas**

El evento de la tormenta (figura 4.5) del 1 de noviembre de 1972: su fase principal inicia después de la 17:00 TL del 31 de octubre, y se produce una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -199nT$ a las 3:00 TL; se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es de fase positiva para la estación de Toluca y tiene dos máximos en $\delta foF2 = 118,7\%$ dos horas antes del máximo D_{st} y $\delta foF2 = 92,8\%$ tres horas después del máximo D_{st} , mientras que para la estación de Boulder el efecto de la tormenta es de fase negativa con $\delta foF2 = -51,8\%$ a las 8:00 TL, cuando la estación de Toluca ya muestra un cambio de fase negativa $\delta foF2 = -40,3\%$.

El evento de la tormenta (figura 4.5) del 2 de marzo de 1982: esta tormenta presenta el súbito incremento el 1 de marzo a las 8:00 TL y tiene una duración aproximada de 3 horas cuando inicia la fase principal después de la 11:00 TL de este día para producir una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -211nT$ a las 0:00 TL del 2 de

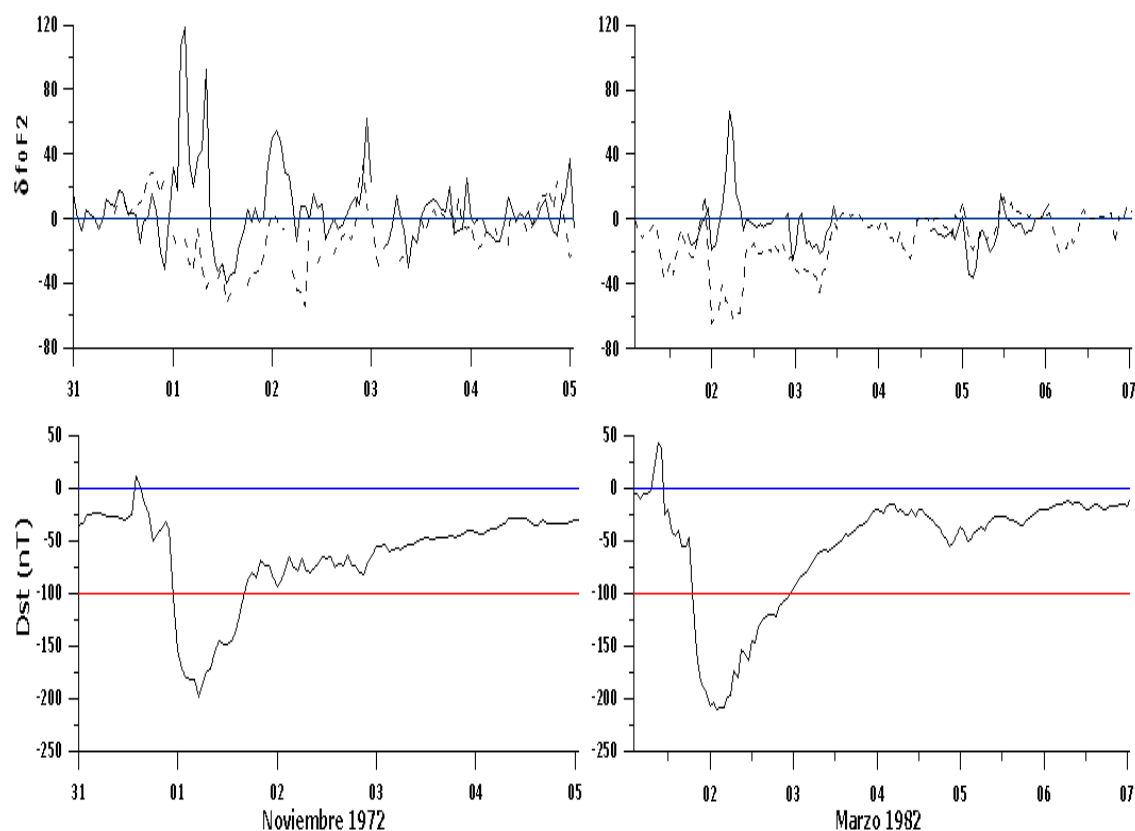


Figura 4.5: Efecto de tormenta ionosférica de fase positiva en la estación de Toluca (línea continua) y efecto de tormenta ionosférica negativa en la estación de Boulder (línea punteada) e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta.

marzo; se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es de fase positiva para la estación de Toluca que tiene un máximo en $\delta foF2 = 66,9\%$ tres horas después del máximo D_{st} , mientras que para la estación de Boulder el efecto de la tormenta es de fase negativa con $\delta foF2 = -64,3\%$ dos horas antes del máximo D_{st} , y sigue siendo negativa aproximadamente por un día más, mientras que en la estación de Toluca tiene el máximo, decrece y se mantiene casi por doce horas sin aumentar en un 10% el valor del $\delta foF2$, es decir una zona muerta.

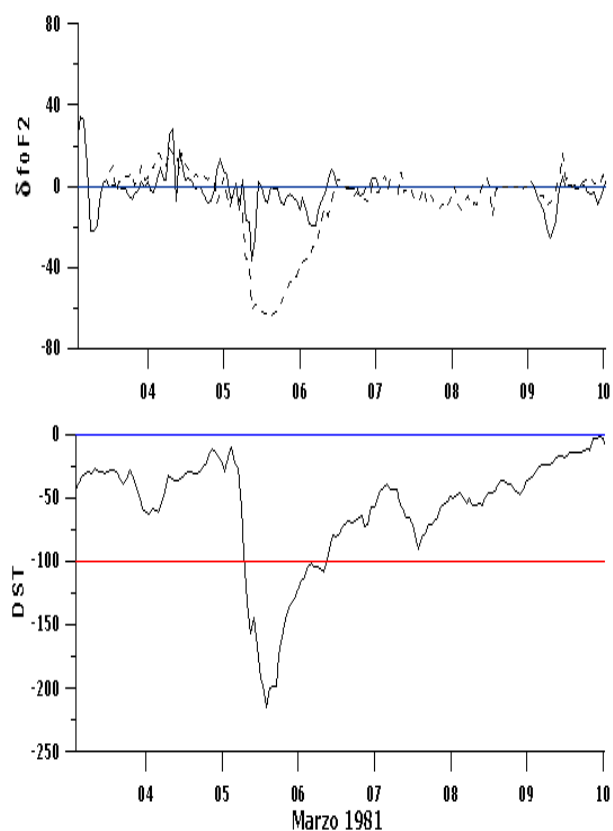


Figura 4.6: Efecto de “zona muerta” en la estación de Toluca (línea continua) y efecto de tormenta ionosférica negativa en la estación de Boulder (línea punteada) e índice D_{st} para cada tormenta magnética. En el eje x se representa los días del mes en que ocurrió la tormenta.

El evento de la tormenta del 5 de marzo de 1981; su fase principal inicia después de la 1:00 TL y se produce una caída en el índice geomagnético $D_{st} = -215nT$ a las 12:00 TL; se puede observar que el efecto de la tormenta magnética es de fase negativa para las dos estaciones, donde el mínimo para la estación de Toluca está en $\delta foF2 = -36,9\%$ y ocurre 6 horas antes del máximo D_{st} y dura aproximadamente 3 horas, para luego regresar a valores cercanos a cero, mostrando una zona muerta; mientras que la estación de Boulder sigue la tormenta con un mínimo en $\delta foF2 = -64,1\%$ una hora después del máximo D_{st} , y sigue en esta fase negativa

después del mínimo, aproximadamente 24 horas más .

■ Análisis de Eventos Promediados

Como se puede observar en estos casos, decir cómo es el comportamiento de la ionosfera sobre México en una tormenta magnética es muy complicado, estando fuera del alcance de esta tesis. Sin embargo, se ha hecho un análisis descriptivo de 35 tormentas magnéticas intensas, es decir $D_{st} < -100nT$, que han sido reportadas durante el periodo de Enero de 1972 - Diciembre de 1982. Aunque para estos años hubo más tormentas que las estudiadas, debo recordar que para algunos casos no hay datos².

Por lo anterior, esto hemos tenido en cuenta que no todas las tormentas presentan fase inicial o comienzo súbito y que no todas se producen a la misma hora. Así, el valor del $\delta foF2$ para el valor mínimo del D_{st} de cada tormenta, se ha tomado como el punto de referencia, y tomamos 3 días antes y 3 días después de este punto de referencia, no hemos tenido en cuenta la hora local de la tormenta. Así, hemos hecho un promedio del $\delta foF2$ para los datos de tormenta de la estación de Toluca y de Boulder. Si este promedio es tomado sobre todas las tormentas como se muestra en la figura 4.7, podemos decir que para los datos promediados del $\delta foF2$ de Toluca, las tormentas afectan poco la ionosfera sobre México, ya que $|\delta foF2| \approx 10\%$, sin embargo, se puede observar un máximo, fase positiva, justo en el punto de referencia, es decir en el mínimo D_{st} . Mientras que calculando el promedio de la $\delta foF2$, para la estación de Boulder, se puede observar un efecto de fase negativa que inicia aproximadamente, unas 12 horas antes del mínimo D_{st} y continua siendo negativa por los siguientes tres días.

²Ver capítulo 3

Aplicando el mismo procedimiento, pero separando las tormentas para los años de actividad solar baja (1973-1976) y actividad solar alta (1979-1981) para ambas estaciones, podemos ver en la grafica 4.8 que en la estación de Toluca para baja actividad solar, aparece un efecto de tormenta de fase positiva, para casi todos los días, con un máximo aproximadamente 6 horas antes del mínimo D_{st} , es decir en la fase principal de la tormenta. Para la estación de Boulder hay muchas fluctuaciones, y en promedio el $|\delta foF2| \approx 10\%$ excepto para aproximadamente 6 horas después del mínimo D_{st} donde se puede observar un efecto de fase negativa. Caso contrario ocurre para $\delta foF2$ para actividad solar alta (ver grafica 4.8) en la cual se observa que para la estación de Toluca, la capa F2 parece no ser afectada por estar en un $|\delta foF2| \approx 10\%$, presentando un pequeño máximo (efecto positivo) aproximadamente 6 horas después del mínimo D_{st} . Mientras que para la estación de Boulder, se ve un claro efecto de fase negativa, con el mínimo aproximadamente 3 horas después del mínimo D_{st} .

Con estos gráficos podemos decir, que la capa F2 de la ionosfera en Toluca es más afectada por las tormentas geomagnéticas en época de actividad solar baja que en época de actividad solar alta y con un efecto de tormenta positivo. Todo lo contrario ocurre en Boulder, donde la capa F2 de la ionosfera es más afectada por las tormentas geomagnéticas en época de actividad solar alta que en época de actividad solar baja y con un efecto de tormenta negativo.

El grupo de 35 tormentas, las he separado en dos grupos: en tormentas que tienen un mínimo D_{st} durante el día entre las 7-18 TL y las tormentas que tienen el mínimo D_{st} durante la noche entre las 19-6 TL. Podemos observar en la gráfica 4.9, que para la estación de Toluca durante el día y la noche el efecto no es mayor que

$|\delta foF2| \approx 10\%$, sin embargo, para la noche se observa un efecto positivo durante aproximadamente 18 horas antes del mínimo D_{st} y el máximo justo en este mínimo. El efecto positivo continua aproximadamente 12 horas después, cuando su fase se hace negativa. Mientras que para la estación de Boulder se observa un efecto negativo para ambas, en el día el mínimo $\delta foF2$ se encuentra cerca del mínimo D_{st} y en la noche aproximadamente 6 horas después de que ocurre el mínimo.

Además, cuando las separamos para actividad solar baja y alta, como se observa en la gráfica 4.10 para actividad solar baja, para la estación de Toluca, durante el día hay un efecto positivo, antes, durante y después del mínimo D_{st} ; durante la noche se observa un efecto positivo 6 horas antes hasta 6 horas después del mínimo D_{st} , luego cambia a una fase negativa por algo más de un día. En la estación de Boulder, durante el día el $\delta foF2$ no tiene cambios apreciables hasta 12 horas después del mínimo D_{st} , donde hay un pequeño efecto de tormenta negativa y cambia a fase positiva. Durante la noche el efecto es negativo antes y después del mínimo de D_{st} .

En la gráfica 4.11 de actividad solar alta, vemos que para la estación de Toluca, durante el día, el $|\delta foF2| \approx 10\%$ y durante la noche hay un efecto de tormenta positivo, con un máximo 6 horas después del mínimo D_{st} . En la estación de Boulder, se puede observar un efecto de tormenta negativa para ambas, en el día se observa que el mínimo se encuentra aproximadamente 3 horas después del mínimo D_{st} , y en la noche aproximadamente 12 horas después.

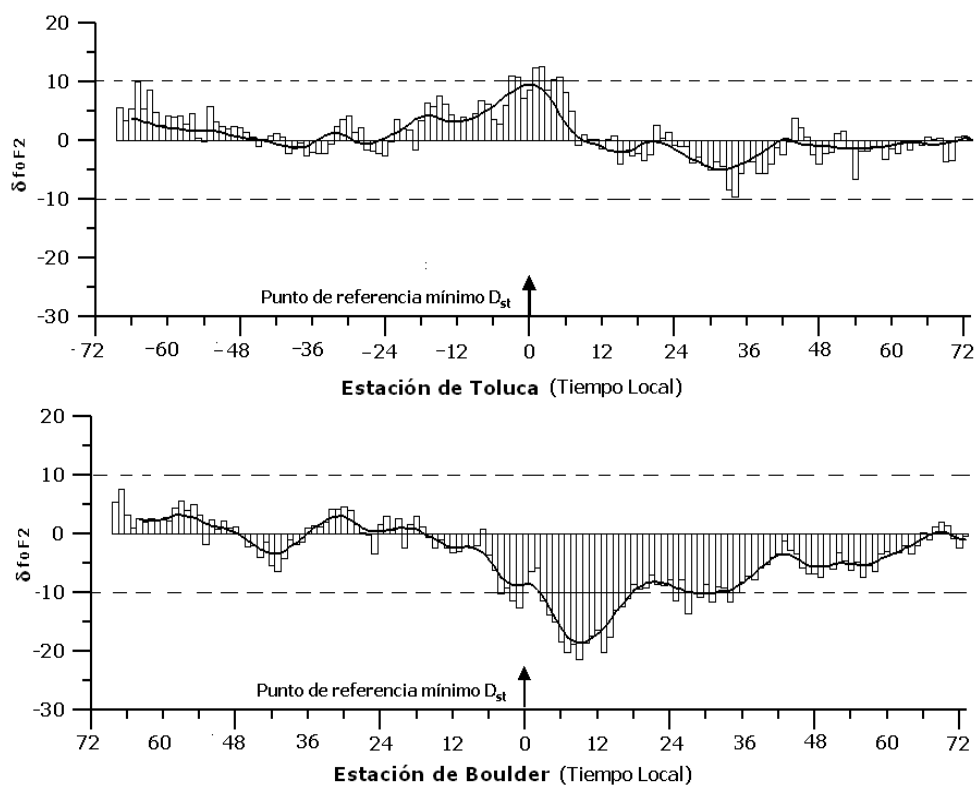


Figura 4.7: Promedio de $\delta foF2$ de las 35 tormentas en la estación de Toluca y Boulder. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios.

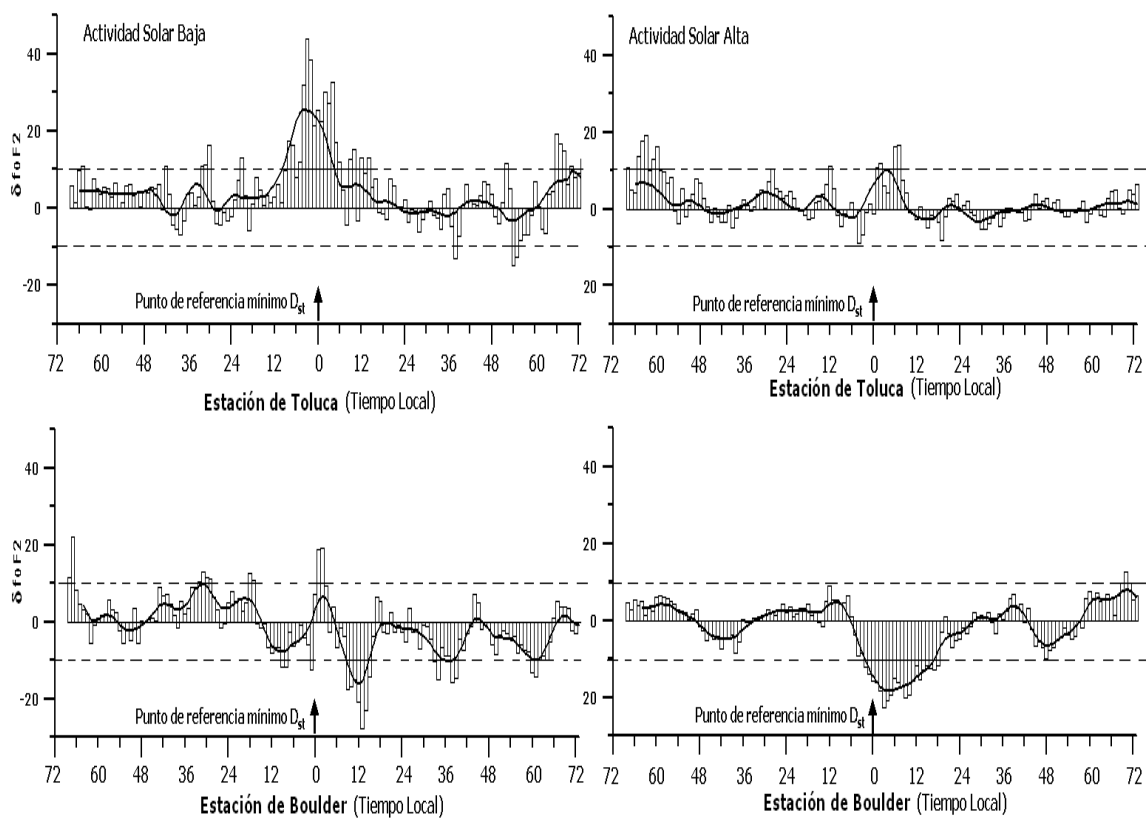


Figura 4.8: Promedio de $\delta foF2$ de las 35 tormentas en la estación de Toluca y Boulder, para actividad solar baja y alta. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios.

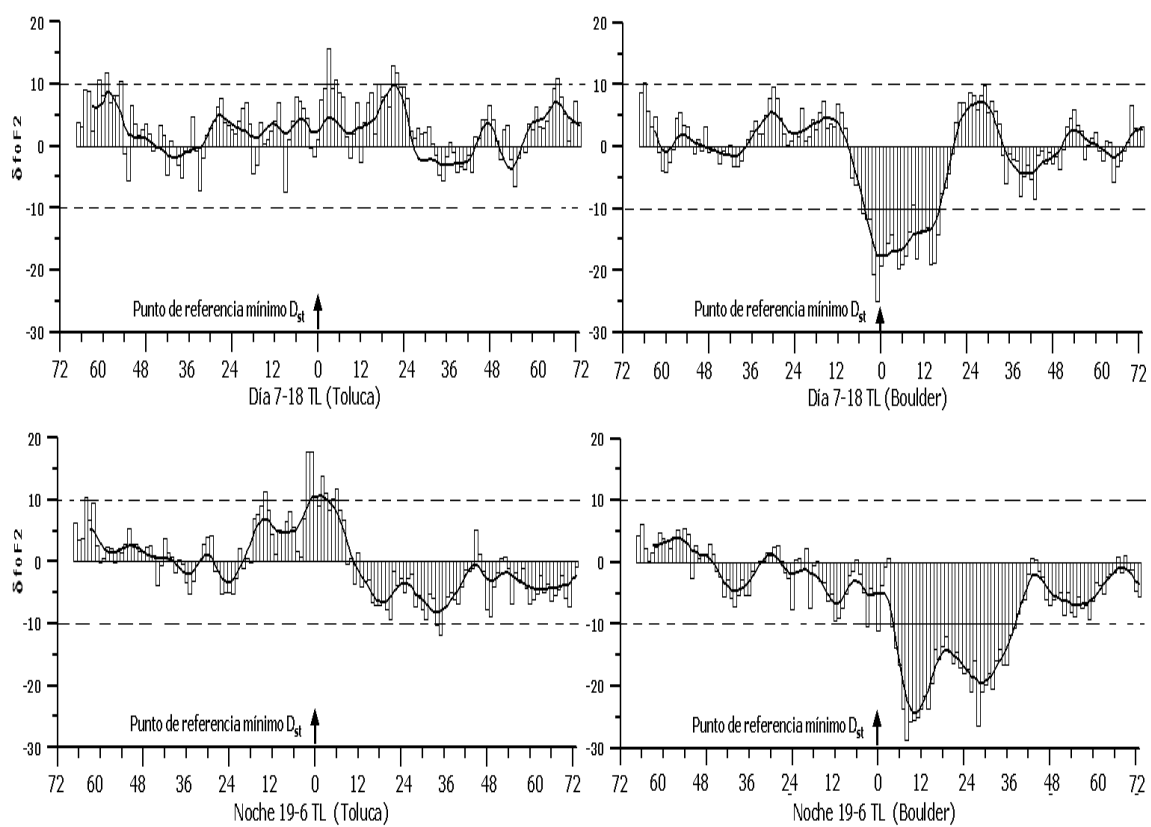


Figura 4.9: Promedio de $\delta foF2$ de las tormentas durante el día y la noche. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios.

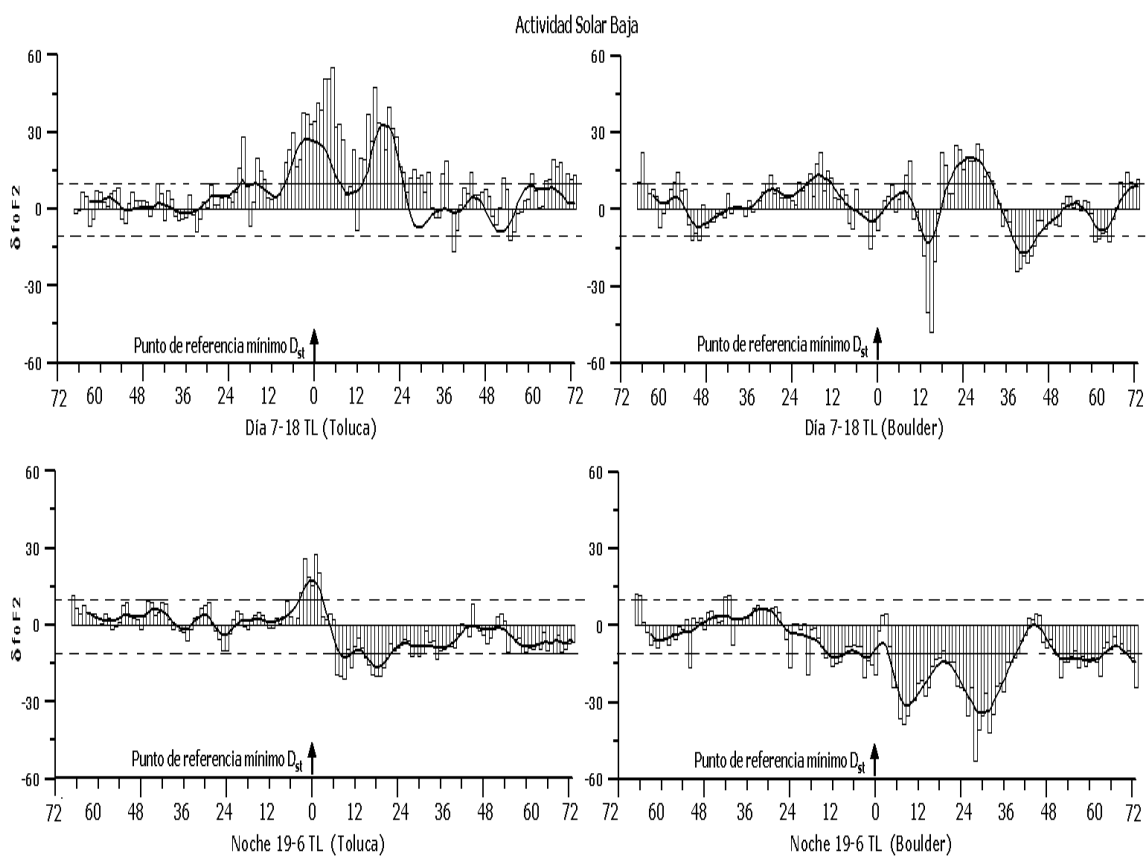


Figura 4.10: Promedio de $\delta foF2$ de las tormentas durante el día y la noche, en baja actividad solar. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios.

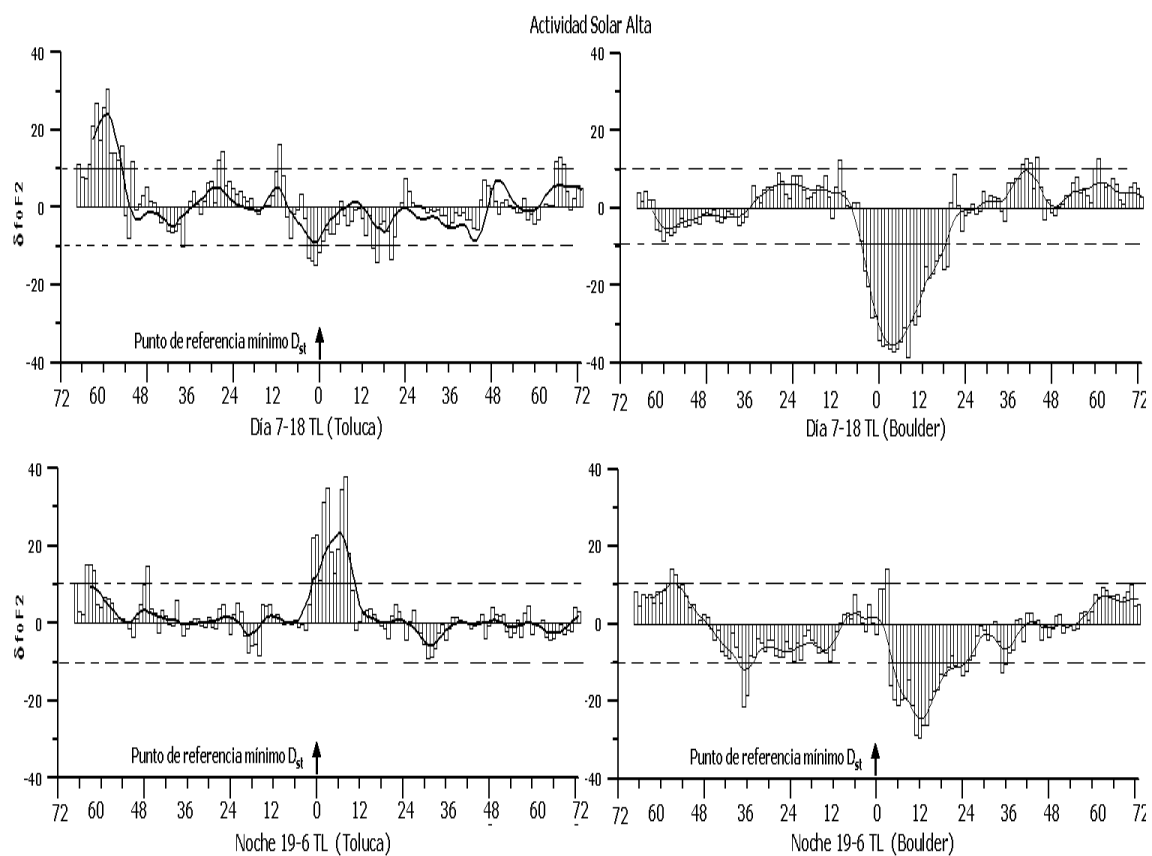


Figura 4.11: Promedio de $\delta foF2$ de las tormentas durante el día y la noche, en alta actividad solar. Cada barra representan el promedio de la $\delta foF2$ para cada hora y la línea continua representa una media móvil de estos promedios.

Capítulo 5

Conclusiones

Se ha hecho un análisis de la variabilidad y el efecto de las tormentas magnéticas sobre la ionosfera de bajas latitudes, en particular la ionosfera sobre México; usando datos de la frecuencia crítica de la capa F2 recolectados de la estación ionosférica El Cerrillo, ubicada en Toluca - Mexico.

Como un primer estudio, se presentó un análisis de la variabilidad ionosférica, durante 11 años (un ciclo de actividad solar). El parámetro ionosférico analizado ha sido la frecuencia crítica de la región F ($foF2$). Se obtuvo la distribución de los datos de la frecuencia crítica $foF2$ de la estación El Cerrillo, y se encontró que no tiene una distribución normal, por lo que los parámetros de variabilidad usados en el análisis posterior fueron: las medianas mensuales m , los cuartiles superior (Q_{sup}) e inferior (Q_{inf}), el rango intercuartil ($Q_r = Q_{sup} - Q_{inf}$) y los índices de variabilidad $C_{sup} = Q_{sup}/m$, $C_{inf} = Q_{inf}/m$ y $C_r = C_{up} - C_{inf}$. Siguiendo las recomendaciones del IRI “Task Force Activity”, las medidas obtenidas en la estación de Toluca se agruparon de acuerdo a:

- Cuatro grupos de periodos de tiempo representativos en el día 22-02TL; 05-07TL; 10-14TL y 18-20TL.

- Por estaciones (Invierno, Primavera, Verano y Otoño).
- Por niveles de actividad solar (Baja, Media y Alta).

En general, se encontró que:

- Mayor actividad solar conduce a mayor valor promedio de la frecuencia crítica de la capa F (f_oF2), es decir, mayor densidad electrónica en esta región de la ionosfera.
- Para las tres condiciones de actividad solar, se puede observar el efecto de anomalía estacional entre las 7TL y las 12TL, que consiste en que el promedio de la frecuencia crítica f_oF2 es mayor en invierno que en verano.
- Los índices de variabilidad son de mayor valor durante la actividad solar baja que durante actividad solar alta.
- Los índices de variabilidad son de mayor valor durante la noche que durante el día.
- Los índices de variabilidad son de mayor valor en invierno que en verano.

En segunda instancia se estudiaron 7 eventos individuales de tormentas magnéticas, con datos obtenidos de la estación de Toluca - México y de la estación de Boulder - Colorado, en las cuales se pueden observar tanto efectos de tormenta positiva como negativa. También, se hizo un análisis descriptivo de 35 tormentas magnéticas intensas, es decir $D_{st} < -100nT$, que han sido reportadas durante el periodo de Enero de 1972 - Diciembre de 1982.

En general, los resultados muestran que en la estación de Toluca:

- En promedio las tormentas parece ser que afectan poco esta ionosfera, ya que el intervalo del f_oF2 es aproximadamente $\pm 10\%$ alrededor de la mediana, sin embargo se puede observar un efecto de fase positiva.

- El efecto de tormenta positiva es mayor en actividad solar baja que en actividad solar alta.
- Durante actividad solar baja, el efecto de tormenta es positivo durante el día y durante la noche tiene tanto efecto positivo como efecto negativo.
- Para actividad solar alta, durante la noche hay un efecto de tormenta positivo, mientras que durante el día no se observa efecto sobre la ionosfera.

En la estación de Boulder:

- En promedio hay un claro efecto de fase negativa.
- El efecto de tormenta negativa es mayor en actividad solar alta que en actividad solar baja.
- En actividad solar baja, el efecto de tormenta es negativo durante la noche y durante el día se presenta tanto efecto positivo como negativo.
- En actividad solar alta, durante el día y la noche, el efecto de la tormenta es de fase negativa.

Para finalizar quiero mencionar, la importancia que tendría continuar con la construcción de una base de datos ionosféricos, para poder estudiar mejor la ionosfera y en especial esa parte de la anomalía ecuatorial con la que se tiene contacto. Esta base de datos y su estudio, podría conducir a un mejor conocimiento de la morfología de la ionosfera sobre México y por tanto a un modelo ionosférico local, que desembocaría en una mejora de los procesos de comunicación ó de navegación aérea, así como para pronosticar el efecto de propagación de ondas de radio.

La ubicación geográfica estratégica de la estación de Toluca, justo entre los 2 máximos de la cresta norte de la anomalía ecuatorial, es un rasgo que no puede pasarse por alto. Es

una oportunidad única e interesante para futuras investigaciones tanto de tipo descriptivo como teórico sobre la ionosfera y la anomalía ecuatorial.

Apéndice A

Técnicas de medidas en la ionosfera

MEDIDAS <i>in situ</i>		
INSTRUMENTO	MIDE	CARACTERISTICA
Sonda Langmuir	Mide la corriente de electrones en función del voltaje, en un plasma.	Consiste de una superficie conductora pequeña esférica o cilíndrica, colocada en una barrera corta de 20 cm de longitud en las naves espaciales.
Analizador de Potencial de retardo	Mide la corriente de iones para un colector como función del potencial de retardo aplicado.	Similar a sonda de Langmuir es plana o esférica, es montado a lo largo del vector de velocidad del satélite.
Medidor del arrastre de ion	Mide las 2 componentes perpendiculares a la componente de la velocidad de iones.	Tiene geometría plana.
Espectrómetro de masas	Son utilizados para la detección de concentración bajas de especies constituyentes de la ionosfera.	Hay tres clases: Analizador magnético, Analizador de radio frecuencia y Analizador de cuadrupolo.
Magnetómetro Fluxgate	Miden los vectores de perturbación magnética.	Se comporta como un transformador.
Detectores de campo eléctrico con doble sonda	Mide la diferencia de potencial entre dos puntos del espacio.	Usa electrodos esféricos montados en barreras aislantes. Se colocan en globos, cohetes y satélites.

Cuadro A.1: Técnicas de medición *in situ* para medidas ionosféricas

TECNICAS DE ONDAS DE RADIO		
INSTRUMENTO	MIDE	CARACTERISTICA
Ionosonda	Densidad de electrones.	Emite verticalmente un impulso de radio y en un receptor se registra el tiempo en que tarda en recibirse la señal reflejada (eco).
Sondeo de la parte alta de la ionosfera (Top-side)	Densidad de electrones.	Funciona igual que las ionosondas, pero los instrumentos son colocados en satélites.
Radar de Dispersión incoherente	La potencia medida es proporcional al número de electrones libres en la ionosfera.	Operan en frecuencias mayores o iguales a 50 MHz.
Radar de Dispersión Coherente (CSR)	Detecta inestabilidades de plasma.	frecuencias VHF y UHF.
GPS TEC (Contenido Total de Electrones)	El contenido total de electrones TEC de la ionosfera en una escala global.	Se usa el sistema de navegación espacial, GPS; que consisten de 24 satélites que operan continuamente, en dos frecuencias 1575,42MHz y 1227,60MHz.
GPS MET	Estima la fluctuación TEC a lo largo del camino del rayo GPS - receptor en Tierra	El TEC en el camino del rayo de la radioocultación es estimado promediando los valores TEC dentro de un círculo con centro en la intersección, el valor promedio es convertido en el TEC inclinado a lo largo del camino del rayo de la radioocultación.
Tomografía Ionosférica Computarizada	Es un método para mapear la ionosfera. Cuantifica las mejoras de la modelación ionosférica, usando datos experimentales provenientes de cohetes sonda, satélites remotos, ionosondas y radares de dispersión incoherente.	La región que va a ser mapeada, debe ser afectada por la señal transmitida y se supone que la región no cambia durante el tiempo de medición. Con algoritmos tomograficos construyen un mapa de la región estudiada

Cuadro A.2: Técnicas de Ondas de Radio para medidas ionosféricas

Bibliografía

- H. Agopyan. Severe magnetic storm effects in the ionosphere over Istanbul: a case study. *Annals of geophysics*, 45(5), 2002.
- K. Alazo, B. Lazo, M. Rodríguez, and A. Calzadilla. foF2 variability over Habana. In S. Radicella, editor, *Proceedings of the IRI task force activity*, 2002.
- D. Anderson and T. Fuller-Rowell. *The ionosphere*. Space Environment Topics, Boulder CO, 1999.
- A. Araujo-Pradere, T. Fuller-Rowell, and D. Bilitza. Ionospheric variability for quiet and perturbed conditions. *Advances in space research*, doi:10.1016/j.asr.2004.06.007, 34: 1914–1921, 2004.
- A. Araujo-Pradere, T. Fuller-Rowell, and M. Codrescu. Characteristics of the ionospheric variability as a function of season, latitude, local time, and geomagnetic activity. *Radio science RS5009*, doi:10.1029/2004RS003179, 40, 2005.
- I. Batista and M. Abdu. Ionospheric variability at brazilian low and equatorial latitudes: comparison between observations and iri model. *Advances in space research*, 34:1894–1900, 2004.
- D. Bilitza. Variability model for foF2. In S. Radicella, editor, *Proceedings of the IRI task force activity*, 2003.

- D. Bilitza, O. Obrou, J. Adeniyi, and O. Oladipo. Variability of foF2 in the equatorial ionosphere. *Advances in Space Research*, 31(9):1901–1906, 2004.
- M. Buonsanto. Ionospheric storms- a review. *Space Science Reviews*, 88:563–601, 1999.
- A. Danilov and J. Lastovicka. Effects of geomagnetic on the ionosphere and atmosphere. *International Journal of Geomagnetism and Aeronomy*, 2(3):209–224, 2001.
- Y. Dumin. The accuracy of IRI in the description of Development of the Equatorial (Appleton) Anomaly. *Survey in Geophysics*, 24:139–184, 2003.
- Y. Dumin. Global structure of longitudinal variations in the equatorial anomaly of ionospheric F2 layer. *Advances in space research*, 29:907–910, 2002.
- R. Ezquer and M. Mosert. Ionospheric variability studies in Argentina. *Advances in Space Research*, doi:10.1016/j.asr.2006.05.026, 2006.
- M. Foster and N. Jakowski. Geomagnetic storm effects on the topside ionosphere and plasmasphere: A compact tutorial and new results. *surveys in Geophysics*, 21:47–87, 2000.
- T. Gombosi. *Physics of the space environment*. Cambridge University Press, 1998.
- W. Gonzalez, J. Joselyn, Y. Kamide, H. Kroehl, G. Rostoker, B. Tsurutani, and V. Vasyliunas. What is a geomagnetic storm? *Journal of Geophysical Research*, 99(A4):5771–5792, 1994.
- T. Gulyaeva and K. Rawer. North/South asymmetry of the equatorial anomaly: a model study. *Advances in space research*, 31(3):549–554, 2003.
- D. Hysell and D. Burcharm. Long term studies of equatorial spread f using the julia radar at jicamarca. *Journal of atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 64:1531–1543, 2002.

- Y. Kamide, W. Baumjohann, L. Daglis, W. Gonzalez, M. Grande, J. Joselyn, R. McPherron, J. Phillips, E. Reeves, G. Rostoker, A. Shama, H. Singer, B. Tsurutani, and V. Vasyliunas. Current understanding of magnetic storms: Storm-substorm relationships. *Journal of Geophysical Research*, 103(A8):5771–5792, 1998.
- E. Kazimirovsky, M. Herraiz, and B. D. la Morena. Effects on the ionosphere due to phenomena occurring below it. *Survey in Geophysics*, 24:139–184, 2003.
- M. Kelley. *The Earth's Ionosphere, Plasma Physics And Electrodynamics*, volume 43. International Geophysics Series, 1989.
- S. Kumar. F2-region response to geomagnetic storms at the equatorial anomaly during 1981-2001. *Physica Scripta*, 72:100–104, 2005.
- J. Makela. A review of imaging low-latitude ionospheric irregularity processes. *Journal of atmospheric and solar terrestrial physics*, doi:10.1016/j.jastp.2005.04.014, 2006.
- G. Mansilla. Disturbances at F2-region heights of equatorial anomaly during geomagnetic storms. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial physics.*, 65:987–995, 2003.
- G. Mansilla. Equatorial and low latitude ionosphere during intense geomagnetic storms. *Journal of atmospheric and solar terrestrial physics*, 68:2091–2100, 2006.
- G. Mansilla and M. Mosert. Two cases of ionospheric storms at the equatorial anomaly. *Advances in space research*, doi:10.1016/j.asr.2006.10.022, 2007.
- M. Mosert, R. Ezquer, R. Corbella, and J. Toledo. Hacia un modelo cuantitativo de la variabilidad de parámetros ionosféricos sobre Tucumán. *Revista Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente*, 2:3–8, 2002a.
- M. Mosert, R. Ezquer, G. Miró, and R. Corbella. Variabilidad de parámetros de la región

- F2 derivados de perfiles de densidad electrónica obtenidos en el Arenosillo (España). *Revista Ciencia, Tecnología y Medio Ambiente*, 2:25–31, 2002b.
- T. Ondoh and K. Marubashi. *Science of Space Environment*. Ohmsha, IOS Press, 2001.
- G. Parks. *Physics of Space Plasmas. An introduction*. Addison-Wesley, 1991.
- L. Perrone, M. Pietrella, and B. Zolesi. A prediction model of foF2 over periods of severe geomagnetic activity. *Advances in space research*, doi:10.1016/j.jasr.2006.08.008, 2006.
- O. Pirog, N. Polekh, G. Zherebtsov, V. Smirnov, J. Shi, and X. Wang. Seasonal variations of the ionospheric effects of geomagnetic storm at different latitudes of East Asia. *Advances in space research*, 37:1075–1080, 2006.
- G. Prolss. *Ionospheric F-region storms. Handbook of atmospheric electrodynamics*, volume 2. Volland CRS Press, Boca Raton, F/a, 1995.
- S. Pulinets and K. Boyachurk. *Ionospheric precursors of earthquakes*. Springer, 2005.
- S. Pulinets, K. Boyarchuck, V. Khagai, and A. Lomonosov. The atmospheric electric field as a source of variability in the ionosphere. *Conferences and Symposia*, pages 515–522, 1998.
- S. Pulinets, V. Depuev, A. Karpachev, S. Radicella, and N. Danilkin. Recent advances in topside profile modeling. *Advances in Space Research*, 29(6):815–823, 2002.
- S. Radicella. Space weather: la meteorología ionosférica y sus efectos. *Física de la Tierra*, 12:189–204, 2000.
- H. Rishbeth. F region links with the lower atmosphere? *Journal of atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 68:469–478, 2006.

- H. Rishbeth. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2- layer. *Journal of atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 60:1385–1402, 1998.
- H. Rishbeth, I. Muller-Wodarg, L. Zou, T. Fuller-Rowell, G. Millward, R. Moffett, D. Iden- den, and A. Aylward. Annual and semianual variations in the ionospheric F2-layer: Ii. physical discussion. *Annals of geophysicae*, 18:945–956, 2000.
- A. Rodger and M. Jarvis. Ionospheric research 50 years ago, today and tomorrow. *Journal of atmospheric and solar terrestrial physics*, 62:1629–1645, 2000.
- S. Shastri, S. Aggarwal, and N. Sethi. Perfomance of iri model predictions of F-region for indian latitudes. *Advances in space research*, 18:(6)41–(6)44, 1996.
- Szuszczewicz, M. Lester, P. Wilkinson, P. Blanchard, M. Abdu, R. Hanbaba, K. Igarashi, S. Pulinets, and B. Reddy. A comparative study of global ionospheric responses to intense magnetic storm conditions. *Journal of geophysical research*, 103(A6):11,665–11,684, 1998.
- R. Taylor and A.Ñagy. *Ionospheres - Physics, Plasma physics and Chemistry*. Cambridge university press, 2000.
- I. Tsagouri, A. Belehaki, G. Moraitis, and H. Mavromichalaki. Positive and negative ionospheric disturbances at middle latitudes during geomagnetic storms. *Geophysical Research Letters*, 27(21):3579–3582, 2000.
- P. Wilkinson. Ionospheric variability and the international reference ionosphere. *Advances in space research*, 34:1853–1859, 2004.
- M. Zhang, J. Shi, X. Wang, and S. Radicella. Ionospheric variability at low latitude satation: Hainan, China. *Advances in space research*, 34:1860–1868, 2004.

- L. Zou, H. Rishbeth, I. Muller-Wodarg, A. Aylward, G. Millward, T. Fuller-Rowell, D. Idenden, and R. Moffett. Annual and semianual variations in the ionospheric F2-layer. i. modelling. *Annals of geophysicae*, 18:927–944, 2000.