

COMPORTAMIENTO CARACTERÍSTICO DE LA ESTRUCTURA VERTICAL DE LA IONOSFERA EN CONDICIONES DE CALMA Y PERTURBADAS



Tesis Doctoral

Estefania Blanch Llosa

Noviembre, 2009

TESIS DOCTORAL

Título Comportamiento característico de la estructura vertical de la ionosfera en condiciones de calma y perturbadas.

Realizada por Estefania Blanch Llosa

en el Centro Institut Universitari Observatori de l'Ebre

y en el Departamento Geofísica

Dirigida por Dr. David Altadill Felip
Dr. Juan José Curto Subirats

A tots aquells que heu fet que això sigui possible

AGRADECIMIENTOS

Al Observatorio del Ebro, por la oportunidad que me dieron en su momento para realizar esta tesis doctoral, por el apoyo recibido y la confianza depositada en el proyecto de tesis.

Al Ministerio de Educación y Ciencia, por la beca de Formación de Personal Investigador (BES-2004-4303) concedida para realizar esta tesis doctoral dentro del proyecto de investigación 'Caracterización y modelado del canal ionosférico en la Antártida. Análisis de la actividad ionosférica' (REN2003-08376-C02-02). Agradecer las ayudas concedidas para la realización de estancias breves de investigación gracias a las cuales pude realizar un master de especialización en la *International Space University* en Strasbourg, Francia.

A l'Agència de Gestió d'Ajuts Universitaris i de Recerca de Catalunya por la beca concedida para la realización de una estancia de investigación (2008 BE-1 00031) en el Grupo de Estudios Ionosféricos y Técnicas de Posicionamiento Global por Satélite de la Universidad Complutense de Madrid.

A la Subdirección General de Relaciones Internacionales del Consejo Superior de Investigaciones Científicas por las ayudas concedidas para potenciar la colaboración con el *Department of Aeronomy* del *Institute of Atmospheric Physics of the Academy of Sciences of the Czech Republic*.

A la *European Commission Research Directorates General Marie Curie Host Fellowship* (HPMT-CT-2001-00229) por la concesión de una beca para realizar una estancia de investigación en el *Laboratoire de Géomagnétisme* en el *Institut de Physique du Globe* de Paris, Francia.

A la Fundación J. García-Siñeriz por otorgar el premio al mejor trabajo de investigación tutelado de tercer ciclo en Geofísica realizado en una Universidad española en la convocatoria 2007-2008 al trabajo titulado '*Ionospheric effects of*

the 20 November 2003 geomagnetic storm observed from GPS, ground-based and satellite data' que forma parte de la presente investigación.

A David Altadill, codirector de la tesis, de quien he aprendido gran parte de lo que sé. Quiero agradecerle el tiempo dedicado a este proyecto, los consejos recibidos y sobre todo tu confianza en mí y en mi trabajo.

A Juan José Curto, codirector de la tesis, por sus consejos y críticas recibidos a lo largo de este trabajo que han hecho esforzarme en mejorar.

A todo el personal del Observatorio del Ebro, que han contribuido de una manera u otra a que esta tesis doctoral haya sido posible. En especial a Maria y Maria José por su gran ayuda en la búsqueda bibliográfica, a Gonzalo y Germán, que revisan diariamente los ionogramas de Ebro, haciendo que el Observatorio disponga de una base de datos ionosféricos de calidad. Al Padre Alberca por sus valiosas discusiones durante el desarrollo del trabajo. A Santi, Àngels, Beatriu, Óscar, Susana, Pere, Toni, Miguel Ibáñez, Xavi, Mercè, Ximo y todos los demás, gracias a todos por vuestra ayuda y apoyo.

A Manuel Hernández-Pajares, a David Arrazola, a Dalja Burešová, a Joseph Boška, a Marta Mosert, a Vadym Paznukhov, a Miquel Torta y a sus respectivos equipos por su colaboración en diferentes partes de esta investigación.

A Consuelo Cid, Elena Cerrato y Yolanda Saiz por sus fructíferas discusiones. A Miguel Herraiz, por su colaboración y ayuda. A Benito de la Morena, por su apoyo.

À l'Équipe de Géomagnétisme de l'Institut de Physique du Globe de Paris, essentiellement à Arnaud Chulliat et à Gauthier Hulot pour me donner l'opportunité de travailler avec eux et surtout pour leur confiance. À Virginie, Luis Silva, Lluís Gaya, Anne, pour les bons moments et votre collaboration. A Rocío, Olga, Elena, Sonia, Eulàlia por los buenos momentos que compartimos

en Paris. Fuisteis un gran apoyo para mí y espero que en cierto modo yo os pudiera ayudar en alguna cosa.

To all my colleagues from the International Space University, in special to Isabelle Sholl for her support. You all taught me so many things, and I taught you some others. Thanks to believe in me and in my Space Weather projects and thanks for transmitting me your passion for space. A part of this Thesis is yours. To Sinhoue, Gabriela and Alison for their friendship.

A mis amigos, quines a veces sin entender muy bien lo que hago escuchan con atención cuando se lo explico. A Ainhoa, Imma, Gloria, Miquel Blanca, Estela, Dani, Eva Marro y a todos los demás gracias por vuestro apoyo durante todo este tiempo y sobre todo por vuestra amistad.

Y como no a mi familia. A mis padres, que me han apoyado continuamente, gracias por ayudarme en todo lo que he necesitado a lo largo de este camino. A mi hermana quien ha estado siempre a mi lado cuando la he necesitado. Y sobre todo a Marcos, quien me ha apoyado desde un principio y con quien he compartido las penas y alegrías surgidas a lo largo de este trabajo.

Gracias a todos.

RESUMEN

Esta investigación se ha centrado en profundizar en el conocimiento del comportamiento de la estructura vertical de la región F de la ionosfera, tanto en condiciones de calma como perturbadas, y en su modelado mediante funciones analíticas. Las pretensiones de esta investigación han estado motivadas por las discrepancias existentes entre las predicciones ionosféricas del espesor y la forma del perfil de densidad de la región F en condiciones de calma y su variación característica, y por la ausencia de un modelo capaz de reproducir la respuesta de la altura del máximo de ionización a condiciones perturbadas. En esta investigación se ha determinado el comportamiento patrón del espesor y la forma del perfil de densidad electrónica de la región F en condiciones de calma (determinados por los parámetros $B0$ y $B1$ del modelo Internacional de Referencia de la Ionosfera, IRI) en un amplio rango de longitudes y latitudes. Con esto, se ha desarrollado un modelo global para cada parámetro mediante una formulación analítica simple que simula las variaciones temporales de éstos en condiciones de calma. La simulación de estos modelos mejora (en términos del error cuadrático medio, RMSE) las predicciones del IRI en un 40% para $B0$ y en un 20% para $B1$. También se ha caracterizado la reacción de la altura del máximo de ionización, $hmF2$, en latitudes medias y condiciones magnéticamente perturbadas, y se ha determinado un comportamiento sistemático de dicha perturbación, $\Delta hmF2$, cuya morfología depende del campo magnético interplanetario (IMF), del tiempo local, de la estación del año y de la latitud. Con ello, se ha desarrollado un modelo empírico que simula la perturbación en $hmF2$ resultante durante tormentas geomagnéticas intensas mediante funciones analíticas. Este modelo predice los eventos de $\Delta hmF2$ con un 86% de acierto sin generar falsas alarmas y con un RMSE de 40 km respecto a los valores experimentales, que es equivalente al rango de variación experimental obtenido en condiciones de calma. Finalmente, resaltar que también han sido objeto de estudio en esta investigación los mecanismos responsables del comportamiento ionosférico tanto en condiciones de calma como perturbadas y, especialmente, el modelo de tormenta basado en el papel rector de la circulación del viento neutro termosférico.

ÍNDICE

INTRODUCCIÓN	1
1. LA IONOSFERA.....	3
2. VARIACIONES DE LA IONOSFERA	7
3. MODELO INTERNACIONAL DE REFERENCIA DE LA IONOSFERA (IRI)	9
4. TORMENTAS IONOSFÉRICAS	14
5. SITUACIÓN ACTUAL	19
6. PROPUESTA DE INVESTIGACIÓN Y ESTRUCTURA DEL DOCUMENTO	21
7. DATOS Y METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	22
PARTE A: CONDICIONES DE CALMA	25
CAPÍTULO A1: COMPORTAMIENTO CARACTERÍSTICO DE LOS PARÁMETROS B_0 Y B_1 PARA DÍAS DE CALMA	29
A1.1. ANÁLISIS	30
A1.2. VARIACIONES TEMPORALES DE LOS PARÁMETROS B_0 Y B_1	36
A1.3. DISCUSIÓN.....	38
CAPÍTULO A2: MODELO LOCAL DE LOS PARÁMETROS B_0 Y B_1 PARA DÍAS DE CALMA	41
A2.1. MODELO LOCAL PARA EBRO	42
A2.1.1 <i>Simulación de la variación diurna y estacional</i>	42
A2.1.2 <i>Dependencia con la actividad solar. Coeficientes del Modelo Local</i>	44
A2.1.3 <i>Validación del Modelo Local. Comparación con el IRI</i>	47
A2.2. EXTENSIÓN DEL MODELO LOCAL A OTRAS LATITUDES.....	54
A2.2.1 <i>Análisis y resultados para El Arenosillo</i>	54
A2.2.2 <i>Análisis y resultados para Pruhonice</i>	61
A2.2.3 <i>Análisis y resultados para otras estaciones con escalado automático</i>	62
A2.3. APLICACIÓN DEL MODELO LOCAL A OTROS PARÁMETROS	66
A2.4. DISCUSIÓN.....	67
CAPÍTULO A3: MODELO GLOBAL DE LOS PARÁMETROS B_0 Y B_1 PARA DÍAS DE CALMA	71
A3.1. DATOS Y TÉCNICA DE MODELADO.....	71
A3.2. ANÁLISIS Y RESULTADOS.....	75
A3.2.1 <i>Comportamiento característico</i>	77
A3.2.2 <i>Enfoque del modelado</i>	80
A3.3 RESULTADOS DEL MODELO Y VALIDACIÓN	87
A3.4. DISCUSIÓN.....	94
PARTE B: CONDICIONES PERTURBADAS	97

CAPÍTULO B1: RESPUESTA DE LA IONOSFERA PARA UN CASO PARTICULAR: 20 DE NOVIEMBRE DE 2003	101
B1.1. CONDICIONES HELIO-GEOFÍSICAS DE LA TORMENTA GEOMAGNÉTICA DEL 20 DE NOVIEMBRE DE 2003.....	102
B1.2. EFECTOS EN LA ESTRUCTURA VERTICAL DE LA IONOSFERA.....	106
B1.3. EFECTOS EN LA DENSIDAD ELECTRÓNICA	114
B1.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS. IDENTIFICACIÓN DE MECANISMOS FÍSICOS.....	117
CAPÍTULO B2: RESPUESTA DE LA IONOSFERA EN LATITUDES MEDIAS A TEMPESTADES GEOMAGNÉTICAS INTENSAS	121
B2.1. ANÁLISIS DE UN CASO CONCRETO: 24 DE AGOSTO DE 2005.....	123
B2.2. IDENTIFICACIÓN DE LOS MECANISMOS FÍSICOS: 24 AGOSTO 2005.....	130
B2.3. ANÁLISIS GENERALIZADO: DEPENDENCIA DE LOS EFECTOS POSITIVOS Y NEGATIVOS CON EL TIEMPO LOCAL.....	133
B2.4. DISCUSIÓN DE LOS RESULTADOS.....	136
CAPÍTULO B3: RESPUESTA DE LA ALTURA IONOSFÉRICA DURANTE TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS INTENSAS Y MODELADO	139
B3.1. DATOS	139
B3.2. COMPORTAMIENTO CARACTERÍSTICO DE HMF2. ANÁLISIS ESTADÍSTICO.....	145
<i>B3.2.1. Tiempo de referencia.....</i>	<i>146</i>
<i>B3.2.2. Análisis de superposición de épocas</i>	<i>150</i>
B3.3. COMPORTAMIENTO CARACTERÍSTICO DE HMF2. IDENTIFICACIÓN DE LOS MECANISMOS FÍSICOS.....	156
B3.4. ENFOQUE DEL MODELADO, PARAMETRIZACIÓN Y RESULTADOS.....	159
B3.5. APLICACIÓN DEL MODELO EN TIEMPO REAL.....	169
<i>B3.5.1. Detección automática de una tormenta geomagnética intensa</i>	<i>169</i>
<i>B3.5.2. Aplicación del modelo y resultados</i>	<i>172</i>
B3.6. EXTENSIÓN A OTRAS LATITUDES.....	179
B3.7. RESUMEN Y DISCUSIÓN.....	181
RESUMEN Y CONCLUSIONES	187
PERSPECTIVAS DE FUTURO	193
APÉNDICE A. SONDEOS DE INCIDENCIA VERTICAL, PARÁMETROS CARACTERÍSTICOS E IONOGRAMAS.	199
APÉNDICE B. TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS.....	203
APÉNDICE C. RESULTADOS DE LA SIMULACIÓN DEL MODELO EMPÍRICO PARA LOS 45 CASOS ANALIZADOS EN LA ESTADÍSTICA.	209
APÉNDICE D. RESULTADOS DE LA PREDICCIÓN DEL MODELO EMPÍRICO APLICADO EN TIEMPO REAL.	217

APÉNDICE E. PUBLICACIONES CIENTÍFICAS	223
REFERENCIAS	227

INTRODUCCIÓN

1. La ionosfera

La ionosfera es la parte ionizada de la alta atmósfera que se sitúa entre los 60 km y 2000 Km de altura con un máximo de concentración electrónica alrededor de los 250 km – 300 Km. La ionosfera se comporta aproximadamente como un plasma: está sometida a bajas presiones, sus elementos están ionizados y contiene el mismo número de cargas positivas y negativas, siendo así un medio conductor y eléctricamente neutro. La existencia de estas partículas cargadas produce una gran influencia en la propagación de las ondas electromagnéticas, especialmente sobre la propagación de las ondas de radio (Hargreaves, 1992).

La ionosfera a latitudes bajas y medias se forma básicamente debido a la ionización de gases atmosféricos como N_2 , O_2 y O por la radiación solar (EUV y rayos X) mientras que a latitudes altas, la principal fuente de ionización es la precipitación de partículas energéticas. Una vez formada, los iones y electrones tienden a recombinarse y reaccionan con otros gases atmosféricos para producir nuevos iones. Hay, pues, un equilibrio fotoquímico y dinámico en el que la concentración de electrones libres (densidad electrónica, N) depende de la velocidad relativa de los procesos de producción y pérdida (por recombinación y movimiento). La variación de la densidad electrónica con el tiempo se expresa a partir de la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial N}{\partial t} = q - L - \text{div}(n\bar{v}) \quad (1)$$

donde q es el término de producción, L es el término de pérdidas por recombinación y $\text{div}(n\bar{v})$ expresa la pérdida de electrones por movimiento, siendo \bar{v} su velocidad media de deriva (Hargreaves, 1992). El ritmo de producción de iones depende básicamente de la intensidad de la radiación ionizante (I) y de la concentración de átomos o moléculas ionizables (n). Asumiendo que la intensidad de la radiación ionizante disminuye a medida que

penetra en la atmósfera ($I = I_{\infty} e^{-\tau}$)¹ y que la concentración de átomos o moléculas ionizables disminuye con la altura ($n = n_0 e^{-z}$)², el ritmo de producción presenta un máximo a una cierta altura de la ionosfera (Figura 1).

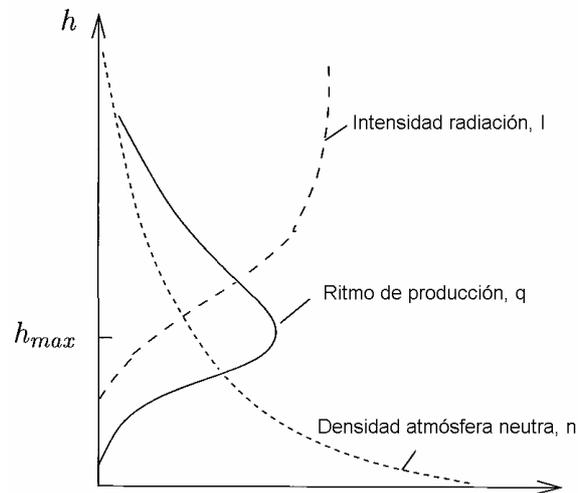


Figura 1. Variación del ritmo de producción según la altura. Figura adaptada de Pröls 2004.

Este perfil del ritmo de producción se conoce como la función de producción Chapman y determina una aproximación del perfil vertical de la densidad electrónica (Hargreaves, 1992):

$$q = q_{m0} \exp(1 - z - \sec \chi \cdot e^{-z}) \quad (2)$$

donde $z = (h - h_{m0})/H$ es la altura reducida del gas neutro, $H = KT/mg$ es la escala de alturas y h_{m0} es la altura del máximo de producción cuando el sol se encuentra en la vertical, q_{m0} es el ritmo de ionización máximo (a h_{m0}) y χ es el ángulo cenital de llegada de la radiación ionizante.

La ionosfera se divide en diferentes regiones o capas (D, E, F1 y F2) según la composición neutra y la fuente de ionización a diferentes alturas. La capa D se

¹ τ , la profundidad óptica, es el producto entre el coeficiente de absorción y el número de átomos absorbentes que hay en una columna unidad por debajo del nivel considerado. I_{∞} es la intensidad a una altura elevada fuera de la atmósfera

² n_0 es la concentración de átomos o moléculas ionizables a la altura $z=0$

sitúa entre 60 km y 90 km de altura. La principal fuente de ionización es la radiación solar más intensa: los rayos X duros (0.2-0.8 nm) ionizan todos los constituyentes, especialmente el O₂ y N₂ que son los mayoritarios en esta región, la línea Lyman- α ioniza el NO y la radiación EUV ioniza el O₂ y N₂. La densidad electrónica en la capa D varía durante el día entre 10² cm⁻³ y 10⁴ cm⁻³ y la ionización se desvanece por la noche. La capa E se sitúa entre 90 km y 160 km con el máximo de densidad electrónica a 110 km de altura. La principal fuente de producción a estas alturas es la radiación EUV entre 80 nm y 102.7 nm que ioniza el O₂. La densidad electrónica en la capa E varía de 5·10³ cm⁻³ por la noche a 10⁵ cm⁻³ por el día. Una posible causa de que la capa E no desaparezca por la noche es la ionización ocasionada por meteoritos. La anomalía más remarcable de la capa E es la aparición de la capa E esporádica (Es). Esta capa consiste en un incremento anormal de la ionización en un nivel de unos 100 km que se extiende sobre un área limitada de un radio de unos 1000 km ó 2000 km. Puede presentarse a cualquier hora del día y de la noche. La causa principal de la existencia de esta Es en latitudes medias es la variación del viento con altura (viento de cizalla) que, junto a la presencia del campo magnético terrestre, consiguen comprimir la ionización (Hargreaves, 1992). La capa F1 se sitúa entre los 160 km y 180 km. La principal fuente de producción es la radiación EUV entre 20 nm y 90 nm que ioniza el O y N₂. La densidad electrónica en la capa F1 durante el día es de 5·10⁵ cm⁻³ y desaparece por la noche. La formación de la capa F1 depende fuertemente de la época del año y de la actividad solar (Buresova et al., 2004). La capa F2 se sitúa entre los 180 km y 2000 km de altura y presenta el máximo de densidad electrónica alrededor de los 300 km de altura que corresponde al máximo de densidad electrónica de la ionosfera (10⁶ cm⁻³). Este máximo de concentración electrónica no se debe a un máximo en la producción debido a la radiación incidente ya que éste ocurre a alturas de la capa F1. A alturas de la capa F2, la densidad de la atmósfera disminuye y los procesos de difusión arrastran el plasma hacia arriba. El máximo de densidad electrónica se produce a la altura en el que los dos procesos (producción y difusión) son igualmente importantes. La principal fuente de producción en la capa F2 es la fotoionización del O que produce O⁺. El O⁺ se recombina rápidamente con el N₂ y el O₂ formando otros iones que se recombinan con los electrones libres. Así, la producción de electrones está

controlada por la concentración de O mientras que la pérdida está controlada por la concentración de N_2 y O_2 .

La Figura 2 muestra la variación con la altura de la densidad de los componentes mayoritarios de la atmósfera neutra para una temperatura de 1000 K.

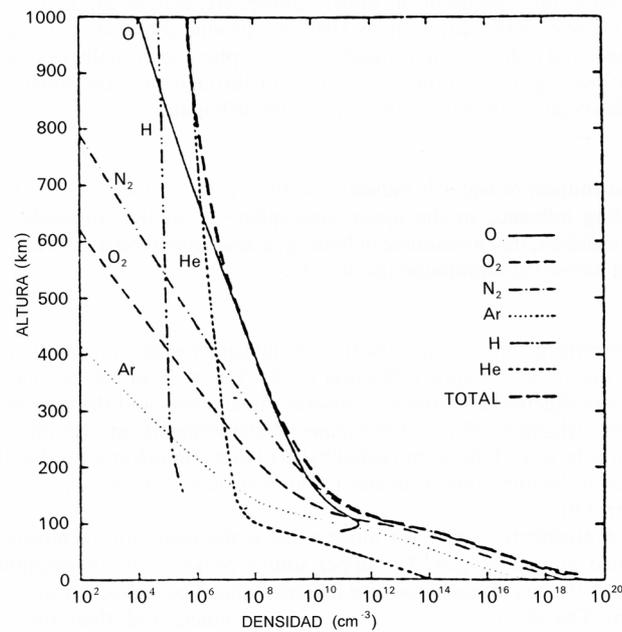


Figura 2. Variación con la altura de la densidad de los componentes mayoritarios de la atmósfera neutra para un perfil de temperaturas de 1000 K. Figura adaptada de Hargreaves, 1992.

La Figura 3 muestra la estructura de la atmósfera neutra según la temperatura y la estructura de la ionosfera según la densidad electrónica distinguiendo las diferentes regiones.

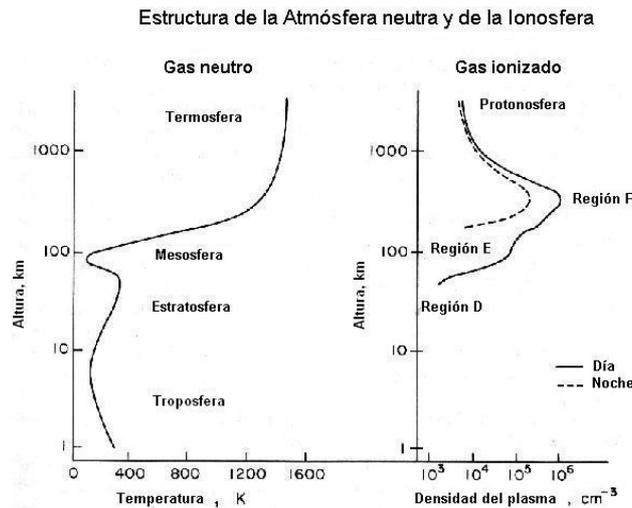


Figura 3. Izquierda: Estructura vertical de la atmósfera neutra según la variación con la temperatura. Derecha: Estructura vertical de la ionosfera según la densidad electrónica. Figura adaptada de Kelley, 1989.

La estructura vertical de la ionosfera se deduce de los perfiles en altura de densidad electrónica, en los que se manifiestan las inflexiones que separan las diferentes regiones o capas. Estas inflexiones son más acentuadas en los ionogramas obtenidos por sondeos de incidencia vertical. Cada una de las capas ionosféricas observables por sondeos de incidencia vertical están caracterizadas por sus frecuencias críticas (f_oE , f_oF1 y f_oF2), que son las frecuencias más altas que se reflejan en las respectivas capas durante dichos sondeos, y las alturas del máximo de ionización de cada capa (hmE , $hmF1$ y $hmF2$). Una descripción más detallada del método de sondeo de incidencia vertical y de los principales parámetros característicos que definen la estructura vertical de la ionosfera se puede encontrar en el Apéndice A.

2. Variaciones de la ionosfera

La estructura vertical de la ionosfera (Figura 3 - derecha) varía constantemente con el tiempo según varían los procesos de producción, pérdida y movimiento del plasma (Ecuación 1). Las variaciones que se repiten a lo largo de un período determinado son las variaciones regulares y son las que definen el comportamiento típico de la ionosfera para días tranquilos (se consideran días tranquilos aquellos en los que la actividad geomagnética es baja. Ver Apéndice B para más detalle). Las variaciones diurnas, estacionales y con el ciclo solar

son las variaciones regulares más destacables. La variación diurna se debe básicamente a la variación a lo largo del día de la intensidad de la radiación ionizante que influencia directamente la función de producción. Durante el día y en las horas en que el Sol se encuentra cerca del cenit se produce una mayor tasa de producción (Chapman, 1931). Durante la noche, la fuente de ionización principal desaparece y sólo quedan aquellas regiones de la ionosfera en que la producción depende de otros mecanismos físico-químicos. Estas regiones son la capa E y la capa F2 (ver Figura 3 – derecha). La intensidad de la radiación incidente también varía a lo largo del año produciendo una variación estacional. Durante los meses de verano el ángulo solar cenital es menor que en los meses de invierno y este efecto se traduce en un aumento de la densidad electrónica en los meses de verano para las capas en las que la función de producción depende básicamente de la radiación solar (capa Chapman). Estas regiones son la capa E y la capa F1. También se consideran variaciones regulares las anomalías (con respecto al comportamiento de una capa Chapman) que se producen en la capa F2 porque también se repiten con el tiempo. Una de estas anomalías de la capa F2 es la anomalía estacional, que contrariamente a lo esperado según la función de Chapman, la densidad electrónica al mediodía es mayor en invierno que en verano. Esta anomalía se explica a partir de los vientos neutros que elevan o bajan la capa F2 llevándola a zonas donde la concentración de los elementos neutros es diferente y por lo tanto la densidad electrónica varía (Hargreaves, 1992). La variación con la actividad solar se debe a la variación de la intensidad de la radiación solar a lo largo de un ciclo solar. Durante los períodos de máximo solar en los que la radiación, especialmente la radiación de rayos X y EUV (principal fuente de ionización) aumenta, la densidad electrónica en la ionosfera responde con una mayor ionización que durante los períodos de mínimo solar (Wright, 1962). La Figura 4 muestra cualitativamente la diferencia del perfil vertical de la densidad electrónica de la ionosfera entre el día y la noche para años de alta y baja actividad solar. Para más detalles de las variaciones regulares de la ionosfera consultar por ejemplo Hargreaves (1992).

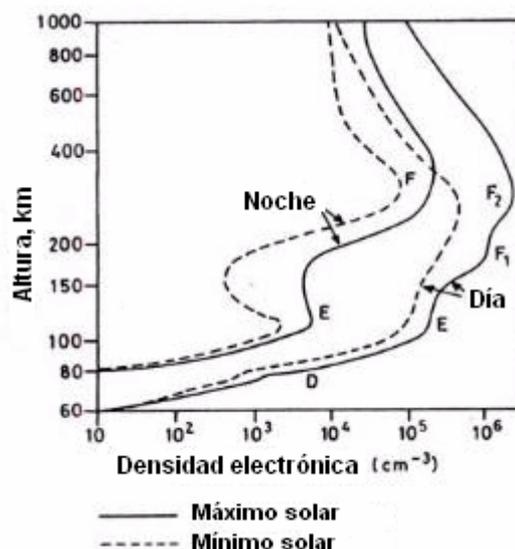


Figura 4. Estructura vertical de la ionosfera según la densidad electrónica para el día y la noche en un máximo y un mínimo de la actividad solar. Figura adaptada de Hargreaves, 1992.

Las variaciones que ocurren de forma inesperada en la estructura vertical típica de la ionosfera son las variaciones irregulares. Son variaciones de corta duración pero que producen importantes cambios en el perfil vertical de la densidad electrónica y por lo tanto pueden afectar significativamente la propagación de las ondas electromagnéticas. Estas variaciones pueden ser debidas a variaciones inesperadas de la radiación incidente, como por ejemplo debido a una fulguración solar o al efecto de un eclipse solar en la que la intensidad de la radiación incidente varía significativamente provocando cambios en la función de producción que se traducen en un aumento o una disminución de la densidad electrónica en la zona afectada. Las variaciones irregulares también pueden ser producidas por cambios en la composición de la atmósfera neutra que afectan directamente a los procesos de producción y de recombinación. Estos cambios en la densidad de los elementos neutros se producen mayormente durante una tormenta geomagnética (Apéndice B) y pueden producir variaciones importantes en la densidad electrónica de la ionosfera durante un largo período de tiempo.

3. Modelo Internacional de Referencia de la Ionosfera (IRI)

Debido a la influencia que ejerce la variabilidad de la ionosfera sobre la

propagación de las ondas electromagnéticas es importante poder predecir su estado en cualquier momento. Para ello se han dedicado numerosos esfuerzos y actualmente existe una gran diversidad de modelos que predicen alguno o varios de los parámetros más significativos de la ionosfera. Una lista de estos modelos ionosféricos se encuentra en el *Community Coordinated Modelling Center* (CCMC) del *Goddard Space Flight Center* (<http://ccmc.gsfc.nasa.gov/modelweb/>). El modelo Internacional de Referencia de la Ionosfera (IRI, *International Reference Ionosphere*) es el modelo empírico más completo y también el más utilizado. El IRI proporciona medias mensuales de la ionosfera no auroral para condiciones de calma de los parámetros que definen el perfil de densidad electrónica entre 50 km y 2000 km para cualquier posición geográfica, día y hora. Desde su creación a finales de los años 60 por el COSPAR (*Committee on Space Research*) y la URSI (*International Union of Radio Science*), el IRI se ha ido actualizando y mejorando continuamente a medida que se dispone de más datos o que se obtienen nuevos y mejores modelos (Rawer et al., 1978; Bilitza 1990, 1997, 2001; Bilitza and Reinisch, 2008). El modelo está disponible en <http://iri.gsfc.nasa.gov/> y los resultados de los diferentes Workshops anuales se encuentran en http://iri.gsfc.nasa.gov/docs/iri_workshops.html.

El IRI describe la parte baja del perfil de densidad electrónica, $N(h)$, como:

$$N(h) = NmF2 \frac{\exp(-X^{B1})}{\cosh(X)}, \quad X = \frac{(hmF2 - h)}{B0} \quad (3)$$

donde $NmF2$ es la densidad electrónica del máximo de ionización que está relacionada con la frecuencia crítica de la capa F2 a partir de la ecuación $NmF2 = (foF2^2 (MHz)/80.6) \cdot 10^6 \text{ cm}^{-3}$, $hmF2$ es la altura del máximo de ionización y los parámetros $B0$ y $B1$ son respectivamente el grosor y la forma de la parte baja de la región F (Ramakrishnan and Rawer, 1972; Bilitza, 1990; Bilitza et al., 2000). El parámetro $B0$ es el grosor entre $hmF2$ y la altura donde la densidad electrónica es 0.24 veces $NmF2$ en ausencia de la capa F1 o la altura del máximo de ionización de la capa F1 ($hmF1$) en presencia de ésta. El

parámetro $B1$ describe la forma del perfil de densidad entre las dos alturas que definen el parámetro $B0$ (Reinisch and Huang, 1998; Bilitza, 1998) (Figura 5).

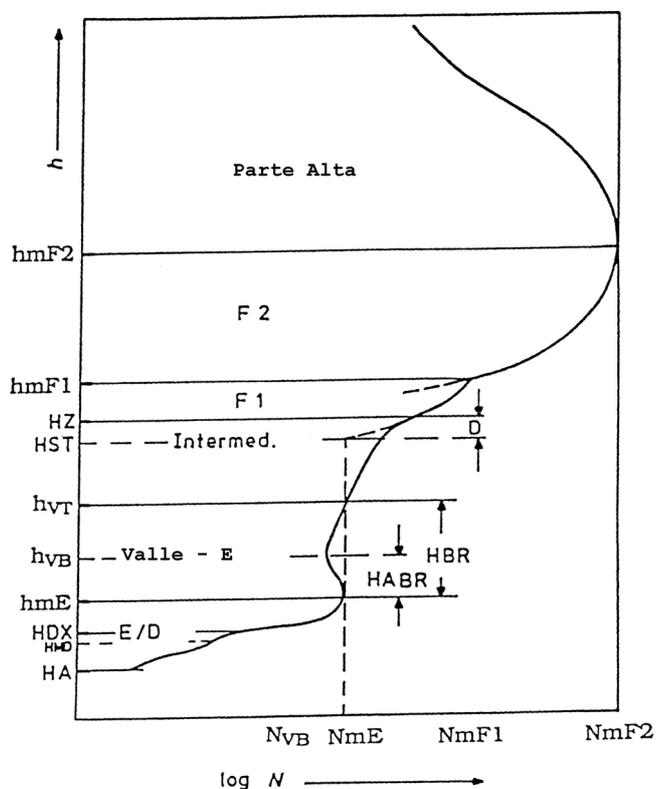


Figura 5. Perfil de densidad electrónica del IRI correspondiente a la parte baja de la ionosfera. Figura adaptada de Bilitza, 1990.

El IRI tiene dos opciones para calcular el parámetro $foF2$ (y por lo tanto el parámetro $NmF2$), el modelo CCIR o el modelo URSI. El modelo CCIR (*Comité Consultatif International des Radiocommunication*) fue desarrollado por Jones and Gallet (1962, 1965) aplicando la técnica del análisis de armónicos esféricos a los valores medios mensuales obtenidos de unas 150 estaciones ionosféricas para el período de 1954 a 1958 (sobre unas 10000 estaciones por mes). Los coeficientes armónicos que se obtuvieron de este análisis para alta y baja actividad solar definen el modelo de $foF2$. Para los años de actividad solar intermedia se realiza una interpolación lineal. Este modelo presenta defectos sobre los océanos y en el Hemisferio Sur donde no había datos ionosféricos o éstos estaban mal distribuidos. Rush et al. (1983, 1984) crearon datos sintéticos para aquellas posiciones críticas y más tarde, Fox and McNamara (1988) combinaron estos datos con los datos utilizados en el modelo CCIR y, aplicando

el análisis de armónicos esféricos, obtuvieron los coeficientes armónicos finales del modelo mejorado de $foF2$ (modelo URSI).

El IRI calcula el parámetro $hmF2$ a partir de su relación con el parámetro de propagación $M(3000)F2$ (Shimazaki, 1955; Bilitza et al., 1979). El IRI calcula el parámetro $M(3000)F2$ a partir de los coeficientes armónicos del modelo CCIR para este parámetro (Jones and Gallet, 1962, 1965). La ventaja de las últimas versiones del IRI es que el modelo permite introducir al usuario los valores experimentales de los parámetros característicos del pico de cada capa (frecuencia crítica, densidad, altura del máximo de densidad) y el valor de $M(3000)F2$ mejorando así la predicción del perfil de densidad electrónica.

El IRI tiene dos opciones para calcular los parámetros $B0$ y $B1$, la opción estándar y la opción Gulyaeva. La opción estándar de $B0$ se basa en una tabla de valores que se obtuvo de forma empírica desde la creación del modelo y que se mejoró en la versión IRI2001 con el resultado de un extensivo análisis de un gran número de perfiles de la parte baja de la región F de la ionosfera obtenidos a partir de datos de ionosonda (Radicella et al., 1998; Bilitza et al., 2000). Esta tabla contiene las variaciones de $B0$ con el ciclo solar, estación del año, la variación diurna y la variación geográfica. La opción estándar para el parámetro $B1$ representa la variación diurna por la siguiente función (Gulyaeva, 2007):

$$B1 = 2.6 - 0.7 \left\{ \frac{1}{1 + \exp(ts - t)} - \frac{1}{1 + \exp(tp - t)} \right\} \quad (4)$$

donde t es el tiempo local, ts y tp son respectivamente el tiempo de la salida y puesta del sol (todos los tiempos expresados en horas). La opción Gulyaeva de $B0$ es una función analítica en términos de $hmF2$ y del grosor de la parte baja de la región F de la ionosfera (Gulyaeva, 1987). La opción Gulyaeva mantiene el parámetro $B1$ a un valor constante igual a 3.

Los parámetros $NmF2$, $hmF2$, $B0$ y $B1$ son los parámetros clave para especificar el perfil de densidad electrónica de la parte baja de la región F de la ionosfera (Ecuación 3). La precisión de este perfil dependerá de la bondad de

cada uno de los modelos que definen estos parámetros clave.

La parte alta de la ionosfera ha sido más difícil de modelar ya que sufre de una limitada cantidad de datos experimentales. La formulación estándar del IRI de la parte alta de la ionosfera se realizó a partir de la representación analítica del modelo de Bent et al., (1972) por Rawer et al., (1978). El modelo de Bent se basa en datos de ionosonda y de satélite (Alouette 1) y describe los parámetros característicos del perfil en función de foF_2 , la latitud geomagnética y la actividad solar (utilizando el valor mensual del flujo solar a la longitud de onda 10.7 cm, F10.7). Este modelo presenta ciertas limitaciones, especialmente a latitudes bajas y alta actividad solar, que se han ido corrigiendo a medida que se ha dispuesto de más datos (Bilitza, 1985; Bilitza et al., 1998; Bilitza and Williamson, 2000). Recientemente se ha dado acceso a la comunidad científica a una gran base de datos experimentales de perfiles de densidad electrónica de la parte alta de la ionosfera que ha permitido mejorar los modelos existentes en esta zona (Bilitza et al., 2003; Bilitza, 2004). Paralelamente a estos esfuerzos se ha desarrollado el modelo ionosférico NeQuick (Di Giovanni and Radicella, 1990) que proporciona el perfil vertical (u oblicuo) de la densidad electrónica y el correspondiente contenido total de electrones (TEC) hasta 20000 km (Hochegger et al., 2000; Radicella and Leitinger, 2001). Este modelo se ha ido mejorando y se ha introducido en la última versión del IRI (IRI2007) como una segunda opción para calcular el perfil de la densidad electrónica de la parte alta de la ionosfera (Bilitza and Reinisch, 2008). La Figura 6 muestra una comparación entre los datos experimentales con estos perfiles ionosféricos, uno obtenido a partir de la opción estándar del IRI y el otro a partir del modelo NeQuick.

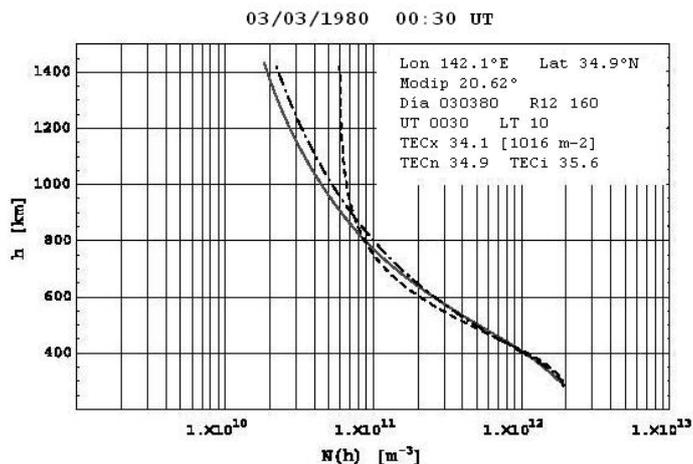


Figura 6. Perfil de densidad electrónica de la parte alta de la ionosfera. Datos experimentales de ISIS-2 (línea sólida), predicción del modelo NeQuick (línea con puntos) y opción estándar del modelo IRI (línea discontinua). Figura adaptada de Coïsson et al., 2006.

4. Tormentas ionosféricas

Las variaciones que se producen en la ionosfera debido a una tormenta geomagnética se conocen como tormentas ionosféricas. Dependiendo de la hora a la que sucede la tormenta geomagnética, la latitud y longitud de la estación y la época del año, la densidad electrónica puede aumentar (tormenta ionosférica positiva o efecto positivo) o disminuir (tormenta ionosférica negativa o efecto negativo) o producirse ambos efectos a lo largo de la misma tormenta geomagnética (Prölss, 1993; Fuller-Rowell et al., 1994; Fuller-Rowell et al., 1996) (ver Figura 7). En general, las tormentas negativas ocurren predominantemente durante la noche, mientras que las positivas suelen ocurrir durante el día (Prölss, 1993). Además de la variación en la densidad electrónica también se produce una variación en la altura del máximo de ionización (Prölss, 1993) (Fig. 7).

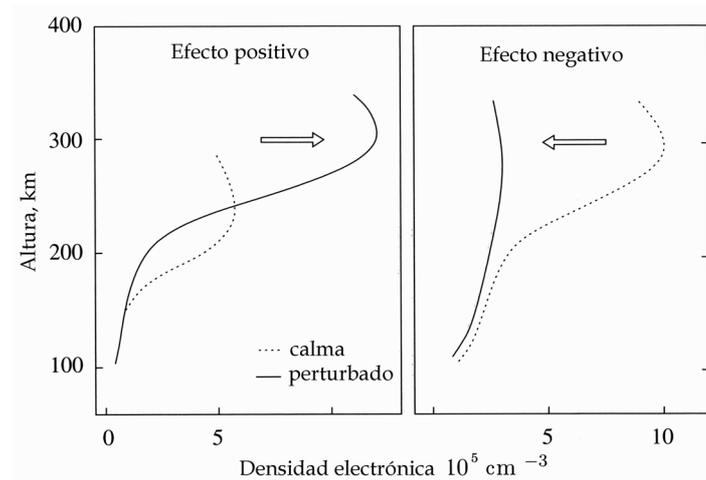


Figura 7. Visión cualitativa de los efectos positivo (izquierda) y negativo (derecha) en los perfiles de densidad electrónica de la ionosfera como respuesta a una tormenta geomagnética. Las líneas de puntos indican el perfil representativo durante un día tranquilo. Figura adaptada de Prölss, 2004.

La precipitación de partículas energéticas y la disipación de energía térmica debida a la circulación de corrientes eléctricas en las zonas aurales constituyen una fuente importante de inyección de energía en la alta atmósfera polar (Cole, 1962). Esta inyección de energía provoca un calentamiento de los gases neutros a altitudes de unos 130 km produciendo una expansión y un flujo ascendente de los gases neutros más abundantes a una velocidad tal que a alturas del máximo de concentración electrónica se produce un aumento de la densidad de los gases más pesados (N_2) y una disminución de los gases más ligeros (O) (Prölss, 1987) (Figura 8). Una variación en la composición neutra de este tipo provocará una disminución de la densidad electrónica en la zona afectada ya que la tasa de recombinación es proporcional a la concentración de N_2 y la tasa de producción es proporcional a la concentración de O (Rishbeth and Barron, 1960; Mikhailov et al., 1995).

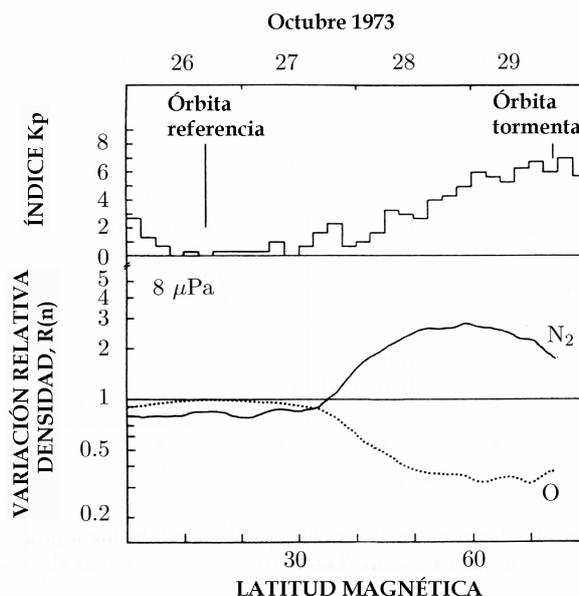


Figura 8. Cambios relativos en la densidad de N_2 y O durante una tormenta geomagnética a una presión constante de $8\mu Pa$ que corresponde aproximadamente a una altura de 300 km. El panel superior indica la actividad magnética durante la tormenta a partir del índice planetario Kp^3 . Figura adaptada de Prölss, 2004.

Esta zona de perturbación de la composición queda confinada a latitudes aurorales durante los días tranquilos (Proßs, 1993) (Figura 9a). Cuando hay una tormenta geomagnética, el aporte de energía aumenta significativamente y la zona de calentamiento se expande hacia el ecuador. Consecuentemente, la zona de variación de la composición neutra se refuerza y se extiende a latitudes más bajas ayudada por la circulación hacia el ecuador inducida por el calentamiento (Duncan, 1969). Según la época del año y el sector de tiempo local, la perturbación de la composición neutra puede penetrar hacia latitudes más bajas. En el sector de noche, los vientos termosféricos de fondo están dirigidos hacia el ecuador, por lo tanto, por la noche, la zona de variación de composición puede llegar a latitudes medias (Fuller-Rowell et al., 1994). En cambio, durante el día, los vientos termosféricos de fondo están dirigidos hacia el polo, y por lo tanto, la zona de perturbación de la composición se queda confinada a latitudes más altas (Figura 9b). Además, durante los meses de verano, los vientos termosféricos de fondo están dirigidos hacia el ecuador,

³ Ver Apéndice B para una descripción detallada del significado del índice Kp .

mientras que en invierno están dirigidos hacia el polo, por esta razón, la zona de perturbación de la composición puede penetrar a latitudes más bajas en verano que en invierno. Por esta razón, los efectos negativos a latitudes medias se observan mayoritariamente por la noche y en verano (Fuller-Rowell et al., 1996). Horas más tarde esta perturbación entra en el sector de día debido a la rotación de la Tierra (Figura 9c). Cualquier nueva entrada de energía en las zonas aurales genera una nueva variación en la composición de manera que la anterior produce un efecto negativo en la zona de día y la nueva refuerza el efecto negativo en la zona de noche (Tsagouri et al., 2000)

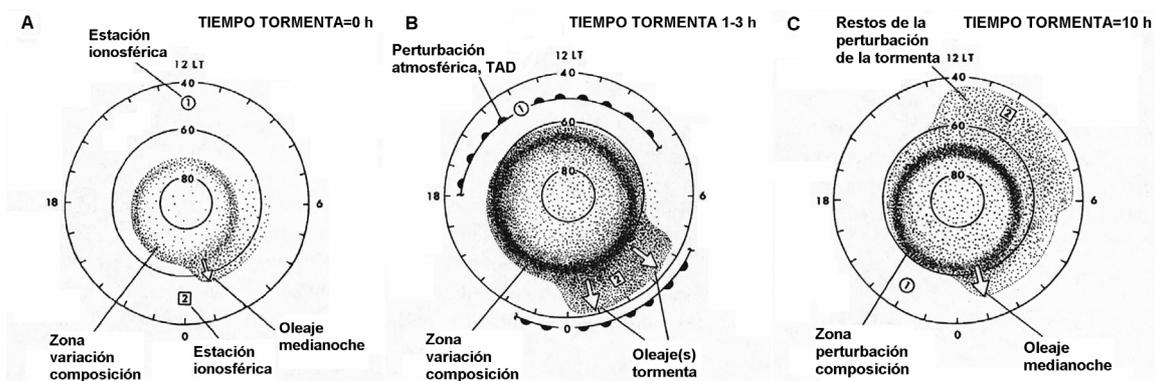


Figura 9. Secuencia temporal de los efectos ionosféricos. Los gráficos muestran una vista desde arriba del Hemisferio Norte para latitudes geomagnéticas de 80°, 60° y 40°. La zona de puntos identifica las regiones en las que se ha producido una variación en la composición. Figura adaptada de Pröls, 1993.

El mecanismo físico responsable de las tormentas positivas es más complejo y depende de la latitud. La causa más frecuente de las tormentas positivas a latitudes medias es el transporte del plasma hacia alturas más elevadas donde hay una menor concentración de N_2 (y por lo tanto una menor velocidad de recombinación). Martyn (1953) propuso que el campo eléctrico generado en la zona auroral era el mecanismo responsable de elevar el plasma a latitudes medias pero no se encontraron pruebas directas que confirmasen este mecanismo. Jones and Rishbeth (1971) sugirieron que el viento neutro termosférico era el responsable de elevar el plasma a latitudes medias a través de las líneas de campo magnético. Pröls (1993) ofreció una descripción más completa del desarrollo de las tormentas ionosféricas positivas. Según su escenario, cuando se produce una inyección de energía en las zonas aurales, se genera una perturbación atmosférica en forma de pulso (TAD, *Travelling*

Atmospheric Disturbance) que se propaga rápidamente (600 m/s) de manera global hacia latitudes más bajas (Figura 9b). Esta perturbación lleva asociada un viento meridional (que viaja a 150 m/s aproximadamente) que a latitudes medias levanta el plasma ionosférico siguiendo las líneas de campo magnético. Un esquema cualitativo de este mecanismo se puede ver en la Figura 10.

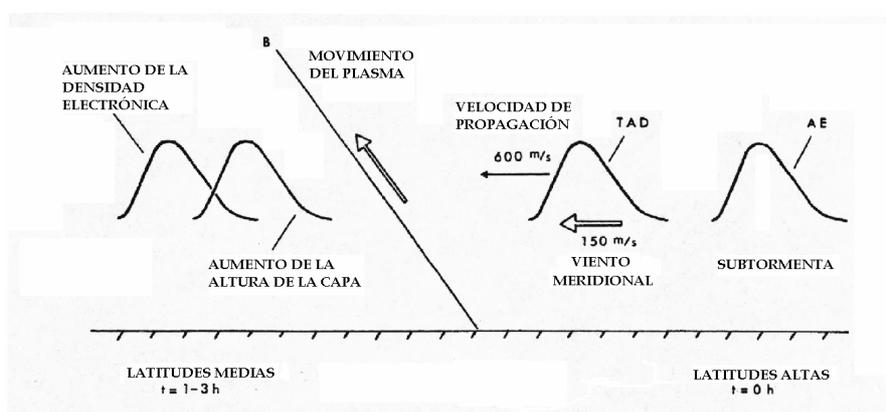


Figura 10. Efecto positivo producido por una TAD generada por un aumento de la energía en las zonas aurorales (indicada como un aumento en el índice auroral AE⁴). Figura adaptada de Prölss, 1995.

Bauske and Prölss (1997) demostraron la validez de este mecanismo físico en la generación de tormentas ionosféricas positivas a latitudes medias. Los efectos positivos producidos por este mecanismo son de poca duración y se observan especialmente durante el día. Cada entrada de energía a latitudes altas produce un elevamiento de la capa y si la entrada de energía a altas latitudes persiste durante un largo período de tiempo, el viento hacia el ecuador generado por la tormenta puede reducir o hacer cambiar el sentido del viento de fondo manteniendo el plasma a alturas elevadas durante más tiempo produciendo un efecto positivo de larga duración. Este mecanismo sólo es aplicable a latitudes medias, ya que a latitudes altas, el mecanismo principal que provoca un aumento de la densidad electrónica es la precipitación de partículas energéticas (Prölss, 1995) y a latitudes bajas es la penetración del campo eléctrico que eleva el plasma ionosférico a mayores alturas (Ma et al., 1995).

Este escenario descrito por Prölss (1993) que explica los efectos negativo y positivo está ampliamente aceptado y su validez física se confirma con un

⁴ Ver Apéndice B para una descripción detallada del significado del índice AE.

modelo a escala global (Fuller-Rowell et al., 1994; Fuller-Rowell et al., 1996) aunque aún existen escasas verificaciones experimentales debido a la escasez de datos a gran escala espacial.

El IRI, desde la versión IRI2001, utiliza el modelo empírico de corrección de tormenta *STORM* (Bilitza, 2001; Araujo-Pradere et al., 2002; Araujo-Pradere and Fuller-Rowell, 2002) para predecir los efectos ionosféricos de las tormentas geomagnéticas en la densidad electrónica. Este modelo está basado en el escenario de Prölss (1993) y añade una corrección a la frecuencia crítica de la región F2, $foF2$, para días tranquilos dependiendo de la intensidad de la tormenta, la latitud y la estación del año.

5. Situación actual

Como se ha explicado anteriormente, el IRI es el modelo empírico más utilizado para predecir el estado de la ionosfera. Estudios comparativos de las predicciones del IRI con los valores experimentales muestran que para las frecuencias críticas y las alturas del máximo de ionización de cada capa (especialmente $foF2$ y $hmF2$) el IRI ajusta razonablemente bien con los valores esperados durante días tranquilos (Mosert et al., 2004; Blanch et al., 2007). Sin embargo, las predicciones del IRI para los parámetros de la parte baja de la capa F2, $B0$ y $B1$, muestran discrepancias significativas con respecto a los valores experimentales (Sethi and Mahajan, 2002; Lei et al., 2004; Blanch et al., 2007; Zhang et al., 2008). Ya que los parámetros $B0$ y $B1$ son dos parámetros clave para describir la parte baja de la capa F2 del perfil de densidad electrónica del IRI (Ecuación 3) (recuérdese que $B0$ es un parámetro equivalente al semi espesor de la capa F2 y $B1$ determina la forma del perfil), uno de los objetivos de la comunidad científica del IRI es reemplazar la actual opción estándar por funciones matemáticas apropiadas que mejoren la predicción de estos parámetros (IRI 2006 Workshop report, http://iri.gsfc.nasa.gov/docs/iri_06_report.html).

Estudios comparativos de la predicción del IRI a la respuesta de la ionosfera durante días perturbados con los valores experimentales muestran que el

modelo de corrección del IRI, *STORM*, predice básicamente el efecto negativo de la tormenta en los equinoccios y en verano para latitudes medias pero no en invierno ni en estaciones cerca del ecuador y no predice el efecto positivo (Araujo-Pradere and Fuller-Rowell, 2002; Araujo-Pradere et al., 2004a; Miró et al., 2007). Actualmente se están realizando continuos esfuerzos para poder mejorar la predicción de los efectos de las tormentas geomagnéticas en la densidad electrónica, así como mejorar el conocimiento de los mecanismos físicos que los producen (Davis et al., 1997; Huang et al., 2002; Tsagouri and Belehaki, 2006). Sin embargo, se han dedicado pocos esfuerzos para analizar y predecir el comportamiento de $hmF2$ en condiciones perturbadas. Resultados de estudios anteriores muestran un elevamiento de la altura del máximo de ionización durante la fase principal de las tormentas geomagnéticas (Prölss, 1993). La falta de disponibilidad de registros y especialmente una formulación poco precisa para obtener la altura del máximo de ionización (Shimazaki, 1955; Dudeney, 1974) han sido las causas más significativas que han dificultado esta tarea. Deminova et al. (1998) desarrollaron un modelo empírico global de las variaciones de $foF2$ y la altura de la capa F2 en condiciones perturbadas. Este modelo empírico se realizó a partir de los datos de $h'F2$ (altura mínima virtual de la capa F2). Este modelo está limitado a las horas de noche que es cuando la variación de $h'F2$ es aproximadamente igual a la variación de $hmF2$. Prölss and Očko (2000) analizaron varios eventos para confirmar el papel rector de los vientos meridionales en el elevamiento de la ionosfera y en el aumento de la densidad electrónica, pero en su trabajo, la altura del máximo de densidad de la ionosfera se estimó mediante la formulación de Shimazaki (1955). Más recientemente, Denton et al. (2009), han analizado la variación de la altura de la ionosfera durante períodos de viento solar de alta velocidad (HSSs, *High-speed solar wind streams*). Para ello han utilizado varias formulaciones para obtener $hmF2$, las descritas en Shimazaki (1995) y en Dudeney (1974). La red actual de ionosondas digitales (Reinisch et al., 2004) ofrece el perfil de densidad electrónica en altura real, $N(h)$, en un amplio rango de latitudes y longitudes de manera que establece una base de datos adecuada de la se puede obtener, entre otras características ionosféricas, medidas directas de $hmF2$. Otro de los objetivos de la comunidad científica del IRI es, por lo tanto, poder predecir el efecto de las tormentas geomagnéticas sobre la altura real del máximo de

densidad de la ionosfera, ya que la versión actual de este modelo no contempla dicho efecto (IRI 2007 Workshop report, http://iri.gsfc.nasa.gov/docs/iri_07_report.html).

6. Propuesta de investigación y estructura del documento

Los objetivos de esta investigación son:

- A. Mejorar el conocimiento del comportamiento ionosférico en condiciones de calma y en concreto mejorar la predicción de los parámetros *B0* y *B1* para días tranquilos.
- B. Profundizar en el conocimiento del comportamiento ionosférico en condiciones perturbadas, en concreto, de los efectos de las tempestades geomagnéticas sobre la altura del máximo de densidad de la ionosfera y determinar su modelado.

Esta investigación se ha llevado a cabo siguiendo las siguientes pautas:

Parte A. Condiciones de calma:

- A.1 Determinar y analizar el comportamiento característico de los parámetros *B0* y *B1* en condiciones de calma.
- A.2 Determinar un Modelo Local que se ajuste al comportamiento de estos parámetros. Comprobar su validez a latitudes medias y ampliar el estudio a otras latitudes
- A.3 Realizar un Modelo Global que prediga el comportamiento de los parámetros *B0* y *B1*.

Parte B. Condiciones perturbadas:

- B.1 Analizar la respuesta de la ionosfera a latitudes medias a la tormenta geomagnética más intensa del ciclo solar 23 ocurrida el 20 Noviembre de 2003.

B.2 Analizar el comportamiento de la ionosfera a una serie de tormentas geomagnéticas intensas a partir de las principales características ionosféricas $foF2$ y $hmF2$. Determinar los mecanismos físicos responsables de dicho comportamiento.

B.3 Identificar el comportamiento característico de $hmF2$ a latitudes medias durante tormentas geomagnéticas intensas, identificación de los mecanismos físicos responsables y modelado.

Con los resultados de los objetivos anteriores se pretende contribuir a mejorar el modelo Internacional de Referencia de la Ionosfera para días de calma y días perturbados.

El documento está estructurado de acuerdo con las pautas de investigación descritas anteriormente.

7. Datos y metodología de trabajo

Se han utilizado los ionogramas de sondeo vertical registrados por digisondas para evaluar tanto el comportamiento tranquilo de la ionosfera como la respuesta ionosférica a tormentas geomagnéticas. Los ionogramas revisados por operador se han obtenido de las propias estaciones, y el resto se han obtenido de la base de datos ionosféricos DIDB (*Digital Ionogram Data Base*) del *Center for Atmospheric Research* de la Universidad de Massachusetts, Lowell (UMLCAR) (Reinisch et al., 2004). Se ha utilizado el programa NHPC (*True Height Profile Inversion Tool*) incluido en el programa de visualización y edición SAO-X (*Digisonde Ionogram Data Visualization/Editing Tool*) para convertir las trazas de los ionogramas en perfiles de densidad electrónica en función de la altura real (Huang and Reinisch, 1996b). Este software se ha obtenido de <http://ulcar.uml.edu>. El comportamiento tranquilo de la ionosfera se ha obtenido a partir de la técnica descrita por Huang and Reinisch (1996a). Se ha utilizado el software proporcionado en <http://ulcar.uml.edu/>, CARP (*Calculation of Average Representative Profile*). Este perfil representativo, MARP (*Monthly Averaged Representative Profile*), se ha calculado excluyendo

el 25 % de los perfiles individuales que tienen una mayor desviación con respecto al perfil promedio. De esta manera no se tienen en cuenta los perfiles extremos, que suelen estar relacionados con condiciones ionosféricas perturbadas. El perfil representativo para obtener los parámetros $B0$ y $B1$ en condiciones de calma se ha obtenido a partir de los perfiles individuales de cada mes. El perfil representativo para obtener el parámetro $hmF2$ en condiciones de calma se ha obtenido a partir de los perfiles individuales de los 4 días tranquilos más próximos al evento. La primera parte de la investigación se puede realizar a partir de ionogramas no revisados por operador. La técnica de calcular el perfil mensual representativo elimina aquellos perfiles que podrían presentar algún error producido por el escalado automático. Esto admite que se puedan utilizar datos de muchas estaciones ionosféricas y que se pueda realizar un análisis a nivel global. Sin embargo, la segunda parte de la investigación requiere que se utilicen ionogramas revisados por operador para poder analizar el comportamiento de la ionosfera en condiciones perturbadas respecto a su comportamiento en días tranquilos. Cualquier error en los datos se podría confundir con un efecto de la tempestad. Debido a la poca disponibilidad de datos revisados por operador, se ha limitado este estudio a latitudes medias. Las estaciones de Ebro y El Arenosillo son de las pocas estaciones ionosféricas que disponen de una larga base de datos revisados por operador. Aún así, se han verificado todos los ionogramas que se han utilizado en esta parte de la investigación para asegurar la calidad de estos perfiles y se han revisado manualmente una gran cantidad de ionogramas de otras estaciones para analizar el comportamiento de la ionosfera a otras latitudes.

La segunda parte de la investigación ha requerido la utilización del índice de actividad geomagnética planetaria Dst , obtenido del World Data Center Kyoto (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>), para determinar y clasificar las tempestades según su intensidad. También se han utilizado los datos del viento solar de la base de datos OMNIweb (<http://omniweb.gsfc.nasa.gov>) para determinar las condiciones interplanetarias y relacionarlas con la variación de la altura del máximo de densidad electrónica en condiciones perturbadas. La base de datos OMNIweb se obtiene de los datos de distintos satélites que miden los parámetros del viento solar (por ejemplo, ACE, WIND, IMP8). Se han utilizado

estos datos y no los datos directos de los respectivos satélites con tal de tener los tiempos del viento solar corregidos al tiempo en el que llega la perturbación a la magnetosfera. Se han utilizado los datos del viento solar definidos según las coordenadas GSM (*Geocentric Solar Magnetospheric System*). El eje X de este sistema de coordenadas define la línea entre el Sol y la Tierra. El eje Y es perpendicular al dipolo magnético de la Tierra y el eje Z está definido en el mismo sentido que el polo norte magnético (http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/coordinate_systems.html).