

Respuesta de la ionosfera en latitudes medias a tempestades geomagnéticas intensas

David ALTADILL¹, Estefanía BLANCH¹ y Vadym PAZNUKHOV²

¹ Universidad Ramon Llull – CSIC

Observatorio del Ebro

daltadill@obsebre.es; eblanch@obsebre.es

² University of Massachusetts Lowell

Center for Atmospheric Research

vadym_paznukhov@uml.edu

(Recibido, 7 abril 2008; recibido en forma revisada, 20 abril 2008; aceptado 30 abril 2008)

RESUMEN

Presentamos un análisis de la respuesta ionosférica a latitudes medias frente a las tormentas geomagnéticas utilizando registros de digisondas. Para ello, hemos analizado el comportamiento de la ionosfera para las tormentas más intensas de 2003-2005 a partir de los perfiles de densidad electrónica y las principales características de la ionosfera foF2 y hmF2. El patrón observado en la mayoría de los eventos sugiere que el principal motor de los efectos ionosféricos generados por las tormentas es la dinámica del viento neutro termosférico que genera un cambio en la composición de la alta atmósfera. La dependencia de dichos efectos ionosféricos con el tiempo local refuerza la validez de este mecanismo. También hemos mostrado experimentalmente que la propagación de perturbaciones atmosféricas (TADs) desempeña un importante papel en dichos efectos. Los datos de digisondas demuestran un levantamiento sistemático de la ionosfera durante las tormentas. El retraso del inicio del aumento de la altura ionosférica respecto el inicio de la tormenta es coherente con el efecto de perturbaciones ionosféricas originadas en el óvalo auroral con propagación hacia el ecuador a una velocidad de unos pocos cientos de metros por segundo. El mayor retraso observado en el comienzo de la elevación de las estaciones situadas en latitudes más bajas está de acuerdo con dicha imagen.

Palabras clave: (Ionosfera a Latitud Media, Efectos de la Tormentas Geomagnéticas, Propagación de Perturbaciones Atmosféricas)

ABSTRACT

It is presented an analysis of the mid-latitude ionospheric response to geomagnetic storms using digisonde observations. The ionospheric behavior for the strongest storms of 2003-2005 has been analyzed making use of the electron density profiles and main ionospheric characteristics foF2 and hmF2. The observed pattern for most of the storms suggests that the main driver of the ionospheric response is the neutral wind dynamics which generates a composition change bulge in the upper atmosphere. The local time dependence of the ionospheric effects supports a possibility of this mechanism as well. There is also experimental evidence that the Traveling Atmospheric Disturbances (TADs) play significant role in the daytime effects. Digisonde measurements demonstrate a systematic uplifting of the ionosphere during storms. The delay between the storm commencement and the beginning of the ionospheric uplifting is consistent with the effect of ionospheric disturbances

originating in the auroral oval and propagating equatorward with the speed of a few hundred meters per second. The observed longer delay in the start of the uplifting for the stations located at lower latitudes is in agreement with such picture.

Key words: (Midlatitude Ionosphere, Geomagnetic storm effects, Traveling Atmospheric Disturbances).

1. INTRODUCCIÓN

La respuesta de la ionosfera terrestre a tormentas geomagnéticas intensas es uno de los temas principales en investigación ionosférica (Rishbeth and Field, 1997). Las tormentas geomagnéticas se generan por perturbaciones en el viento solar y campo magnético interplanetario y su interacción con la magnetosfera (Davies, 1990). La reacción ionosférica a tales perturbaciones se denomina comúnmente tormenta ionosférica. Éstas se clasifican en dos tipos de acuerdo con los efectos ionosféricos producidos por las perturbaciones geomagnéticas: tormentas positivas, que manifiestan un incremento de densidad electrónica en el máximo de la capa F2, y negativas, cuyo efecto es una reducción de dicha densidad. Sin embargo, a veces se observan ambos efectos durante la misma tormenta. Las tormentas negativas ocurren durante la noche predominantemente, mientras que las positivas suelen ocurrir durante el día (Prölss, 1993). Actualmente parece ampliamente aceptado que el principal mecanismo responsable de las tormentas negativas se atribuye a cambios en la composición de la atmósfera neutra, provocando una tasa de recombinación más rápida y, por tanto, el agotamiento de plasma (por ejemplo, Buonsanto 1999; Mendillo, 2006). Sin embargo, el mecanismo físico responsable de las tormentas positivas es más complejo. Por ello, se necesitan diferentes mecanismos para explicar la morfología de tormentas ionosféricas, y todavía no emerge un patrón definitivo. Históricamente, el primer mecanismo propuesto para explicar las tormentas ionosféricas ha sido el campo eléctrico generado en la zona auroral (Martyn, 1953), pero poco a poco se hizo hincapié en el papel de la circulación del viento neutro termosférico, sugerido por Jones and Rishbeth (1971). Prölss (1993) ha ofrecido la descripción más completa del desarrollo de las tormentas ionosféricas y del papel crucial desempeñado por el viento neutro en éstas generadas por el calentamiento de la atmósfera en latitudes aurorales. En su modelo, la perturbación del viento neutro suele ser transportada a latitudes más bajas mediante TADs (del Inglés, *Traveling Atmospheric Disturbances*), que son una superposición de ondas de gravedad atmosféricas. La propagación meridional de las TADs arrastra al viento neutro, que a la vez levanta el plasma ionosférico a lo largo de las líneas de campo magnético. Ello provoca un aumento de la densidad de plasma debido a la menor tasa de recombinación en las regiones altas (por ejemplo, Rishbeth, 1998). Este parece ser un mecanismo prometedor y su validez física se confirma con un modelo a escala global (Fuller-Rowell *et al.*, 1994). Sin embargo, aún hoy existen escasas verificaciones experimentales de éste. La principal dificultad es la necesidad de registros a gran escala espacial, así como de mediciones de cambios en altura de la ionosfera. No obstante, la

mayoría de los instrumentos ionosféricos o bien no pueden medir la distribución en altura de la densidad electrónica (por ejemplo, los registros de contenido total de electrones, TEC, mediante receptores GPS) o proporcionan una pobre cobertura espacial en sus registros rutinarios (por ejemplo, los radares de dispersión incoherente, ISR). La densa red actual de sondeadores ionosféricos (ionosondas) permite este tipo de análisis, pero muchos de ellos no pueden calcular automáticamente la distribución en altura real de la densidad electrónica, por ello, esta tarea requiere gran cantidad de tiempo y dedicación de recursos de humanos. Por ejemplo, Prölss and Očko (2000) analizaron tres eventos en los que se confirma el modelo anterior, pero en su trabajo la altura del máximo de densidad de la capa de la ionosfera F2 (hmF2) se estimó mediante una formulación poco precisa (Shimazaki 1955). La red actual de ionosondas digitales, o digisondas, (Reinisch *et al.*, 2004) establece una base de datos adecuada para este tipo de análisis. En ella se ofrece rutinariamente el perfil de densidad electrónica en altura real, $N(h)$, obtenido por reducción automática y en tiempo real del ionograma (Reinisch *et al.*, 2005) en un amplio rango de latitudes y longitudes. Aunque se recomienda la verificación humana del proceso de reducción, éste está muy simplificado mediante el uso de los paquetes de software disponibles para digisondas.

En este estudio, presentamos el análisis de la respuesta ionosférica en latitudes medias a tormentas geomagnéticas intensas ocurridas en 2003-2005. Aunque el material presentado en este estudio se centra en la tormenta ionosférica de 24 de Agosto de 2004, la investigación contempla 9 eventos y también pretende extraer un patrón de los efectos ionosféricos de tormentas geomagnéticas en latitudes medias.

2. DATOS Y ANÁLISIS

Hemos utilizado ionogramas registrados por digisondas para evaluar tanto el comportamiento tranquilo de la ionosfera como la respuesta ionosférica a tormentas geomagnéticas. Los ionogramas están disponibles en la Base de Datos Digital (DIDB) del Center of Atmospheric Research (CAR) de la Universidad de Massachusetts, Lowell (Reinisch *et al.*, 2004). Hemos limitado el análisis a los sectores Norteamericano y Europeo, ambos con una densa red de digisondas disponibles. La Tabla 1 presenta las coordenadas de las estaciones utilizadas, mostrando que las observaciones de interés se sitúan en latitudes medias. La mayoría de las estaciones seleccionadas operan regularmente con una cadencia de registro de 15 minutos. Los registros analizados abarcan los días perturbados correspondientes a las tormentas ocurridas en 20/11/03, 22/01/04, 22/07/04, 07/11/04, 05/12/04, 21/01/05, 15/05/05, 24/08/05, y 11/09/05 así como los de los cuatro días tranquilos más cercanos a los días perturbados.

La reducción de los ionogramas se ha verificado por operador cualificado para obtener perfiles de densidad $N(h)$ precisos. Éstos últimos se han obtenido mediante la herramienta de inversión de ionogramas NHPC (Huang and Reinisch, 1996a) incluida en el software de edición y visualización de ionogramas de los digisondas (SAO-X). Este software está disponible en el sitio web del CAR

Tabla 1.- Coordenadas geográficas y geomagnéticas de las estaciones utilizadas en este estudio.

Europa				
Chilton	51.5° N;	359.4° E	53.7° N;	84.4° E
Pruhonice	50.0° N;	14.6° E	49.6° N;	98.6° E
Roquetes	40.8° N;	0.5° E	43.2° N; 81.3° E	
San Vito	40.6° N;	17.8° E	39.9° N;	98.3° E
Athens	38.0° N;	23.5° E	36.4° N;	103.0° E
América				
Millstone Hill	42.6° N;	288.5° E	52.9° N;	0.3° E
Boulder	40.0° N;	254.7° E	48.3° N;	320.5° E
Wallop I	37.9° N;	284.5° E	48.1° N;	355.6° E
Dyess	32.4° N;	260.2° E	41.3° N;	328.1° E
Eglin	30.4° N;	273.2° E	40.3° N;	342.9° E
Jicamarca	12.0° N;	283.2° E	1.5° S;	354.8° E

(<http://ulcar.uml.edu/>), y está brevemente descrito en Reinisch *et al.* (2005). Hemos obtenido un patrón de comportamiento tranquilo de la ionosfera a partir de los cuatro días tranquilos más próximos a los perturbados mediante la aplicación de la técnica del perfil promedio representativo, ARP (Huang and Reinisch, 1996b). Hemos analizado los efectos de las tempestades sobre la ionosfera mediante la comparación del comportamiento de N(h) y de las principales características ionosféricas, la frecuencia crítica de la capa F2 (foF2) y la altura del pico de la capa F2 (hmF2), durante los días perturbados y el correspondiente a un día tranquilo promedio.

Las condiciones Helio-Geofísicas correspondientes a los días de tormentas se han obtenido de diferentes fuentes de datos. Los datos de campo magnético interplanetario IMF (del Inglés, *Interplanetary Magnetic Field*) se obtuvieron del ACE MAG Level 2 data, y los de velocidad y densidad del viento solar de ACE SWEPAM Level 2, ambos proporcionados por ACE Science Center (ASC) (<http://www.srl.caltech.edu/ACE/ASC/>). Los índices de actividad geomagnética Dst, SYM-H (índice análogo a Dst) y el índice de Electrojet auroral AE han sido obtenidos a partir del WDC para Geomagnetismo en Kyoto, Japón (<http://swdcwww.kugi.kyoto-u.ac.jp/>). También hemos utilizado datos de flujo de energía en el óvalo auroral adquiridos de la base de datos OVATION (<http://sd-www.jhuapl.edu/Aurora/ovation/index.html>).

3. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Esta sección está estructurada en tres partes. Primero presentamos un análisis detallado de los efectos ionosféricos en las latitudes medias producidos por la tor-

menta del 24 de Agosto de 2005, que muestra una imagen en dos sectores longitudinales distintos. Luego presentamos una discusión sobre los mecanismos físicos responsables de los efectos observados. Finalmente acabamos con un análisis de algunos patrones morfológicos observados durante las nueve tormentas analizadas en este estudio, que muestran la dependencia con el tiempo local de los efectos observados.

3.1. 24 DE AGOSTO DE 2005. UN ANÁLISIS CONCRETO

La Fig. 1 muestra los parámetros helio-geofísicos registrados durante la intensa tormenta geomagnética de 24 de Agosto de 2005, cuyo comienzo SC (del Inglés *Sudden Commencement*) se fijó a las 0613 UT. En ella mostramos el comportamiento de la densidad de plasma del viento solar, de la velocidad de plasma, de las componentes del IMF, y de los índices SYM-H y AE durante este día intensamente perturbado. El SC coincidió con un rápido aumento del índice SYM-H, acompañado

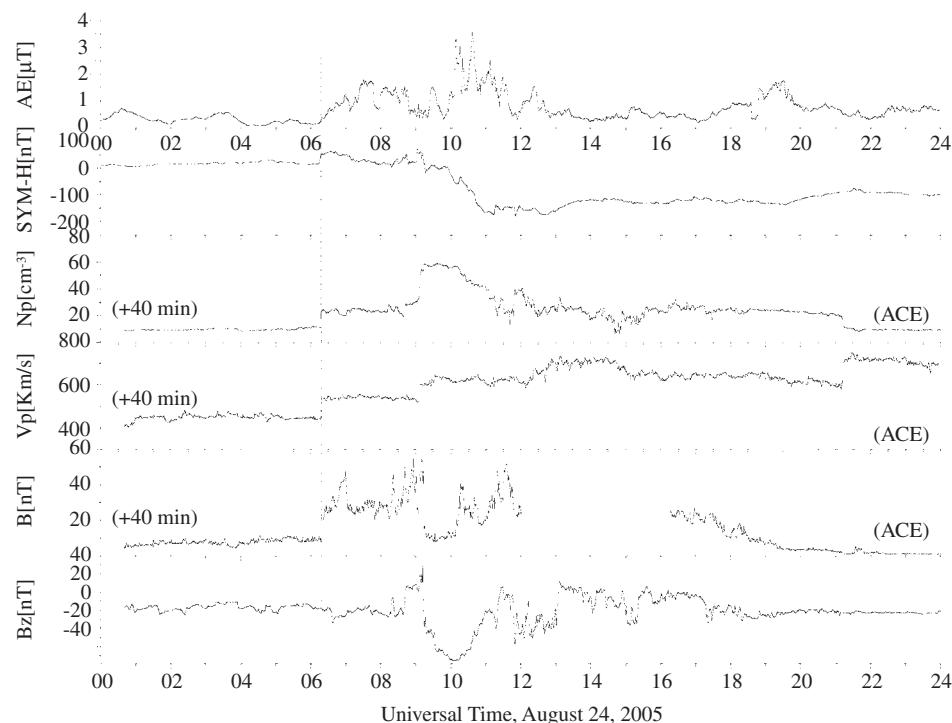


Figura 1.- Tormenta geomagnética de 24 de Agosto de 2005. La figura muestra de arriba a abajo la variación del índice AE, del índice SYM-H, de la densidad de plasma del viento solar, de la velocidad de plasma, y de las componentes total y vertical del campo magnético interplanetario. Los datos tomados de los satélites ACE están desplazados 40 minutos para tener en cuenta su posición. La línea vertical discontinua indica el tiempo de SC.

por los cambios bruscos similares en el IMF y en los parámetros del viento solar. Nótese que en alrededor de 0900 UT hay otro cambio abrupto en el IMF y el viento solar, coincidiendo con una inversión de polaridad en la componente Bz del IMF. Aproximadamente, en ese instante es cuando se inicia la fase principal de la tormenta en la que el índice SYM-H alcanza su valor mínimo (máxima actividad) a las 1100 UT. El valor del mínimo de -200 nT indica que ésta fue una tormenta geomagnética moderadamente intensa.

La Fig. 2 presenta las variaciones de la densidad electrónica ionosférica en función del tiempo y altura en condiciones perturbada y tranquila. En ella distinguimos los posibles efectos de tormenta comparando el comportamiento ionosférico en el día en que ocurre con el patrón de comportamiento tranquilo. La figura muestra los resultados sobre las estaciones de Chilton, Pruhonice, Ebro, San Vito, y Atenas ordenadas de mayor a menor latitud geomagnética. Nótese que las áreas sin datos durante el día perturbado son debidas a la presencia de capas esporádicas ocultantes.

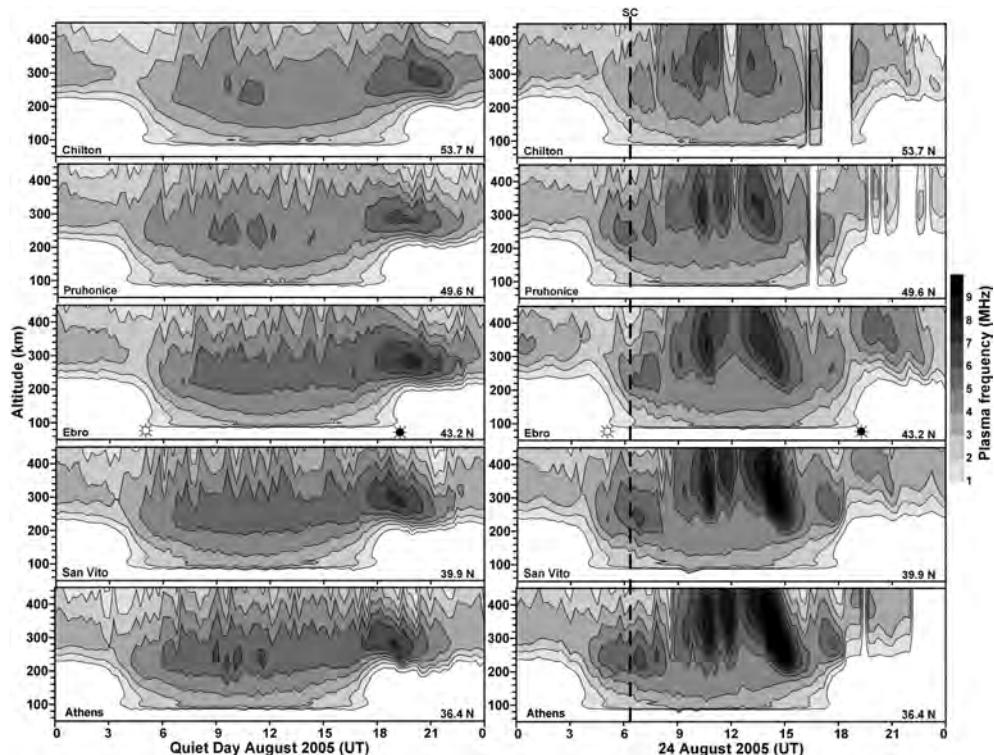


Figura 2.- Comportamiento del perfil de densidad electrónica en función del tiempo para el sector europeo. El panel izquierdo muestra los resultados en 24 de Agosto de 2005, el derecho nos muestra comportamiento tranquilo, ambos sobre las estaciones ionosféricas indicadas. La densidad electrónica Ne se representa en términos de frecuencia plasma fp (escala de grises). Nótese que $Ne(cm^{-3}) = 1.24 fp(MHz)^2$. El amanecer y el atardecer sobre la estación de Ebro se indican por un sol blanco o negro respectivamente.

El efecto de la tormenta sobre la ionosfera, es decir, la diferencia entre el comportamiento durante el día tranquilo y perturbado, es bastante significativa. En la Fig. 2 observamos una serie de incrementos en la densidad de electrones del día perturbado entre 08 UT y 15 UT en todas las estaciones, lo que indica un efecto positivo de tormenta. Estos incrementos se manifiestan en un gran rango de alturas, desde 200 hasta 400 km de altura. También merece la pena señalar que este efecto positivo es más significativo en las estaciones situadas en latitudes más bajas. Este hecho coincide con la sugerencia de Jones and Rishbeth (1971) quienes postulan que la intensidad del efecto positivo de una tormenta es proporcional a $\cot I/NmF2$, donde I es el ángulo de inclinación magnética y $NmF2$ es el máximo densidad de electrones de la capa F2. Considerando lo anterior, la relación esperada entre la intensidad de dicho efecto en Chilton y Atenas es ~ 0.7 . Otra diferencia significativa en el comportamiento durante el día tranquilo y perturbado es la ausencia del aumento vespertino de la densidad electrónica en el día perturbado (entre 18 UT y 20 UT aproximadamente). Ello indica que durante ese período se registró menor densidad de la esperada y por consiguiente, un efecto negativo de la tormenta. Así, en este día se manifestaron secuencialmente ambos efectos, positivo y negativo, de la tormenta en el sector europeo. También es notable que la altura del máximo de densidad de electrones $hmF2$ se mueve hacia arriba en el día perturbado con respecto a los valores esperados para un día tranquilo.

También hemos analizado con detalle la evolución temporal de $foF2$ y $hmF2$ deducidos de los perfiles de densidad de electrones para una mejor visualización de los efectos positivos y negativos en la ionosfera y los cambios de la altura causados por la tormenta. La Fig. 3 presenta una comparación del comportamiento de estas características registradas el 24 de Agosto de 2005 respecto al comportamiento esperado de un día tranquilo. Para una mejor orientación, la variación del índice Dst se presenta en la parte superior de la figura, mostrando el inicio de la tormenta y las siguientes fases principal y de recuperación.

Los datos presentados en la Fig. 3 muestran una clara desviación de los valores de $foF2$ y $hmF2$ registrados el día de la tormenta respecto al registro esperado de la pauta tranquila, enfatizando el efecto positivo (de 10 a 15 UT) y negativo (después de 16 UT) en todas las estaciones. Las barras de error en la estación de Ebro muestran los valores máximos y mínimos de $hmF2$ y $foF2$ registrados durante los cuatro días tranquilos utilizados para calcular el comportamiento promedio en condiciones tranquilas. Los registros que se desvían significativamente de las barras de error se consideran efectos de la tormenta. Por ejemplo, la elevación observada en día perturbado registrada en Ebro es significativamente mayor que el rango de las variaciones de la altura durante los días tranquilos, y, aunque no se muestre aquí, este hecho es similar en las demás estaciones (Fig. 3 izquierda). Los registros nos muestran claramente que existen dos intervalos con una elevación más que significativa de la altura $hmF2$: el primero de 08 UT a 14 UT y el segundo de 17 UT a 22 UT. Éstos coinciden aproximadamente con los intervalos en que son manifiestos un efecto positivo (de 10 UT a 15 UT) y otro negativo (a partir de las 17 UT) de la tormenta en $foF2$. Además, el efecto positivo se caracteriza por incrementos de $foF2$ con forma de pulsos, lo que podría interpretarse como la manifestación de perturbaciones ionosféricas TID (del Inglés *Traveling Ionospheric Disturbances*). Antes de dis-

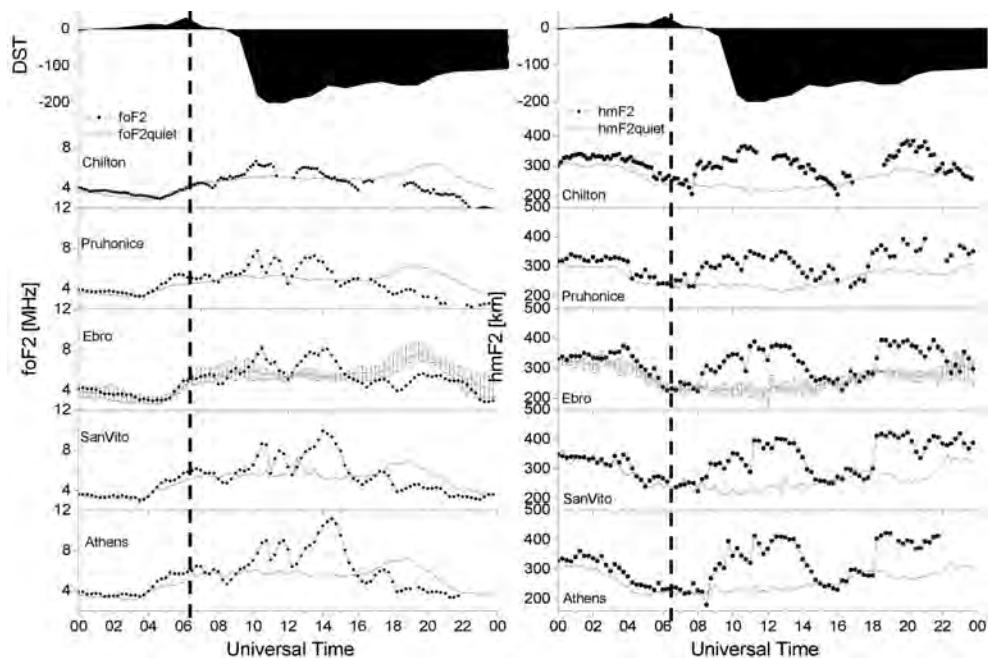


Figura 3.- Variaciones de foF2 (izquierda) y hmF2 (derecha) durante el 24 de Agosto de 2005 (línea punteada) en comparación con el promedio de días tranquilos (línea delgada) para estaciones del sector europeo. Las líneas verticales a trazos indican el tiempo del SC.

cutir el ascenso de la altura hmF2 y su posible relación con los efectos positivo y negativo en la densidad electrónica y la posible manifestación de TID, presentamos los efectos observados en el sector americano. La Fig. 4, similar a la Fig. 3, muestra las variaciones de foF2 y hmF2 durante el día perturbado y las variaciones correspondientes al comportamiento esperado de un día tranquilo para el sector americano. A diferencia de lo ocurrido en el sector europeo, cabe señalar que en el sector americano el inicio y la fase principal de la tormenta ocurrieron durante la noche local.

Para comprender los resultados en el sector americano (Fig. 4), es necesaria una discusión adicional sobre los datos específicos. Se sabe que las tormentas geomagnéticas afectan más significativamente la alta que la baja ionosfera (por ejemplo, Buresova, 2005). Tal es así que el efecto negativo sobre la capa F2 (situada entre 200-300 km de altura) puede ser muy dramático y el efecto negativo sobre la capa F1 (situada entre 160-190 km de altura) puede ser bastante débil. Ello conduce a menudo a una situación en la que $foF2 < foF1$, y para un ionosonda significa que la capa F1 apantalla a la capa F2. En tales circunstancias, es imposible medir ambos parámetros foF2 y hmF2 y este hecho se refiere comúnmente en el lenguaje ionosférico como "condición G" (Informe UAG23A del WDCA, 1978). La condición G se manifiesta a menudo durante los días perturbados del verano en latitudes medias, cuando la capa F1 está bien desarrollada. Tales condiciones se observaron el 24 de Agosto de 2005 en el sector ameri-

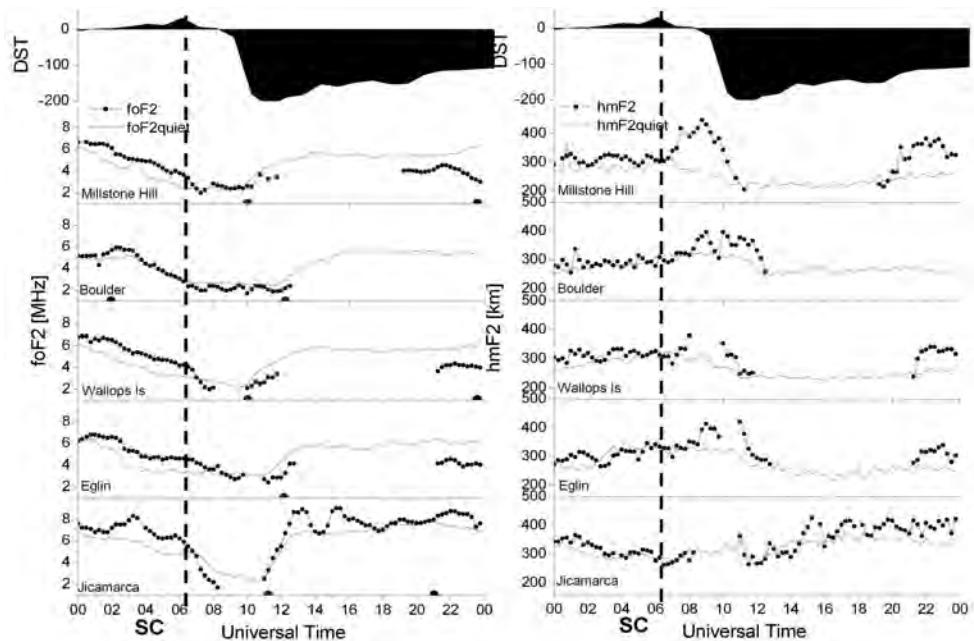


Figura 4.- Como en la Fig. 3, pero para las estaciones indicadas del sector americano.

cano después del amanecer y por ello no se dispone de registro entre las 12 y las 20 UT aproximadamente (Fig. 4).

Es claro que los efectos ionosféricos de la tormenta en el sector americano son diferentes a los observados en el europeo. La comparación con el patrón esperado para un día tranquilo indica una clara disminución de la densidad electrónica sobre Norteamérica, es decir, una tormenta ionosférica negativa. La Fig. 4 también muestra que, tras el comienzo de la tormenta, las estaciones a latitudes medias reflejan una elevación más que significativa de la altura hmF2, similar a la registrada en el sector europeo. Por ello nos fijamos con más detalle en el comportamiento de hmF2 de ambos sectores. La Fig. 5 presenta las diferencias de hmF2 entre los valores esperados para un día tranquilo y los registrados durante la tormenta en ambos sectores. Estas diferencias se presentan en función del tiempo transcurrido desde el comienzo de tormenta a las 0613 UT.

Es evidente que el retraso entre el comienzo de la tormenta y el inicio de la elevación ionosférica es notablemente mayor en el sector europeo que en el americano (Fig. 5). El retraso mínimo es de 105 minutos en el sector europeo (Chilton) y de 20 minutos en el sector americano (Millstone Hill). Además, es evidente (al menos en el sector europeo) que este retraso aumenta de las estaciones de mayor latitud a las de menor latitud. Esto sugiere que la perturbación en la altura ionosférica asociada a la tormenta se propaga de mayor a menor latitud. Los registros en el sector americano manifiestan otro tipo de efectos. Mientras que en Millstone Hill y Wallops Island el retraso de la elevación ionosférica es inferior a una hora, este retraso es superior a dos horas sobre las estaciones de Boulder y Eglin.

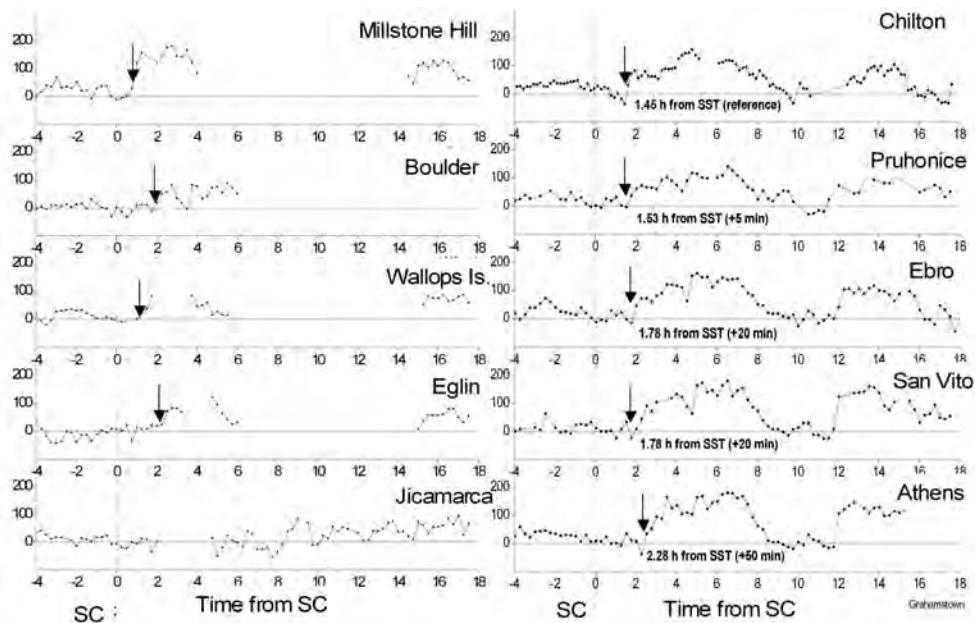


Figura 5.- Diferencia observada en hmF2 entre los valores esperados para un día tranquilo y los registrados el día de la tormenta. El tiempo inicial corresponde con el comienzo de la tormenta. El panel izquierdo muestra los resultados en el sector americano y el derecho los del sector europeo. Las flechas indican aproximadamente el inicio de la elevación de la altura de la ionosfera.

Aparentemente, la separación longitudinal entre estaciones del sector americano desempeña un papel más importante que el efecto latitudinal detectado en el sector europeo. Nótese que la elevación ionosférica en el sector americano no coincide con el efecto negativo en la densidad electrónica, ya que éste se manifiesta de dos a tres horas más tarde.

3.2. DISCUSIÓN

Las observaciones de la tormenta 24 de Agosto de 2005 están en consonancia con la idea de que el principal conductor de los efectos ionosféricos generados por la tormenta es el viento neutro. Una imagen simplificada de la respuesta ionosférica a la tormenta es la siguiente (Prölss, 1993; Fuller-Rowell *et al.*, 1994). El gran aporte de energía en la zona auroral en la fase inicial de la tormenta se traduce en un aumento del calentamiento global Joule que impulsa un aumento brusco del viento neutro. La divergencia de los vientos horizontales arrastra a los vientos verticales provocando un cambio en la composición de la atmósfera superior, a saber, un cambio en la razón de la concentración atómica y molecular O/N₂. El aumento de esta razón O/N₂ (equivalente a una mayor masa molecular promedio) conduce a su vez a una tasa de recombinación más rápida, lo que reduce la densidad

de electrones en la ionosfera. Por ello, en esta región de cambio de composición se observa un efecto negativo de la tormenta. Esta región de aumento de la razón O/N₂ se conoce como "oleaje de composición" (del Inglés *composition bulge*). El oleaje de composición se crea por la noche local, gira con la Tierra y a la vez es empujado por el viento de fondo. Durante el día local, la ionosfera manifiesta típicamente efectos positivos de la tormenta ya que el aumento brusco de la componente meridional del viento neutro originado por la expansión del óvalo auroral levanta la ionosfera a lo largo de las líneas de campo magnético (Rishbeth, 1998), hacia una región con tasa de recombinación más lenta. Ello provoca un aumento de la densidad de electrones después del comienzo de la tormenta. Nótese que durante la fase positiva de la tormenta el aumento en la densidad de ionización ionosférica se retrasa entre una y dos horas respecto el aumento de la altura. Éste es el tiempo necesario para generar un aumento de plasma ionosférico en respuesta a la elevación de la capa F.

Aunque no se muestre aquí, el análisis de la aportación de energía en la región auroral ilustra la descripción anterior para la tormenta de 24 de Agosto de 2005. Los registros de la base de datos OVATION (<http://sd-www.jhuapl.edu/Aurora/ovation/index.html>) muestran un flujo neto de energía a las 0652 UT (el inicio de la tormenta es a las 0613 UT). De los datos es evidente una expansión considerable del óvalo auroral, cuyo límite por la región nocturna alcanzó prácticamente a la estación de Millstone Hill. Todas las digisondas en el sector de americano registraron un efecto negativo poco después del inicio de la tormenta, de acuerdo con las expectativas. Este efecto negativo fue claramente causado por el oleaje de composición conducido desde el óvalo auroral. El intenso levantamiento de la altura hmF2 sobre Millstone Hill indica también la presencia de una intensa componente horizontal del viento neutro (que arrastra hacia arriba la ionosfera a lo largo de las líneas de campo magnético). Aunque el levantamiento anterior no es tan evidente en las otras estaciones del sector americano a latitudes medias, se puede intuir claramente excepto en los intervalos en que se manifestó condición G, que hizo imposible medir las alturas. Consecuentemente, la respuesta de la ionosfera observada en este estudio mediante datos de digisonda confirma la discusión anterior sobre la dinámica de la tormenta.

Como ya se ha presentado, la tormenta de 24 de Agosto de 2005 generó un efecto positivo en todas las estaciones sobre el sector europeo (la región diurna) poco después de su inicio. Sin embargo, es interesante notar que en realidad hay tres pulsos en la variación de la densidad electrónica (véase el panel derecho de la Fig. 2 y el izquierdo de la Fig. 3). Los registros en Pruhonice, San Vito y Atenas lo ilustran claramente, mientras que los registros de Chilton y Ebro sólo muestran dos pulsos. Existen dos posibles mecanismos para explicar dichos pulsos en la densidad electrónica: o bien son tres crestas de una onda de gravedad o bien tres eventos de TADs generados consecutivamente por aportaciones de energía en la región auroral. Prölss (1993) sugirió que las perturbaciones generadas en el viento neutro durante las tormentas muestran un carácter impulsivo y no se asemejan a un tren de ondas. Generalmente se utiliza el índice auroral AE para determinar la aportación de energía auroral responsable de los eventos TAD. El comportamiento del índice global AE(11) durante la tormenta de 24 de Agosto de 2005 no sugiere que se manifiesten

tres eventos distintos con aportación de energía en la región auroral (Fig. 1). Sin embargo, los observatorios magnéticos utilizados en el cálculo del índice AE(11) están distribuidos uniformemente en longitud y la variación longitudinal de la entrada de energía auroral es a menudo considerable. Por ello, hemos utilizado los datos magnéticos de la estación de Bjørnøya, Noruega, (74.3 N; 10.0 E) que se encuentra en el mismo sector longitudinal que la mayoría de las digisondas Europeas para evaluar más nítidamente la situación en el sector europeo. La Fig. 6 muestra una comparación de estos registros magnéticos con el índice AE(11) y las frecuencias foF2 en Pruhonice y San Vito.

Es evidente de la Fig. 6 que los tres pulsos en el campo magnético se corresponden con las perturbaciones observadas en el óvalo auroral a raíz de la tormenta. Ello nos permite concluir que los tres pulsos consecutivos en el campo magnético son consecuencia de aportaciones de energía en el óvalo auroral y que éstos pulsos de energía pueden ser la causa más probable de los aumentos registrados en la densidad electrónica ionosférica de acuerdo con la propuesta de Prölls (1993).

Antes de discutir el aumento de la altura hmF2 y su posible relación con el de la densidad electrónica foF2 en el sector europeo introducimos la Fig. 7, que nos muestra una superposición de las variaciones del desplazamiento de éstos parámetros, “ Δ foF2” y “ Δ hmF2”, que indican, respectivamente, la desviación de foF2 y hmF2 ocurridas el día perturbado respecto al comportamiento esperado para un día tranquilo.

La Fig. 7 muestra que el aumento en Δ foF2 ocurre 1-2 horas después del aumento en Δ hmF2 en todas las estaciones, como era de esperar para un efecto positivo de la tormenta causado por la perturbación en el viento neutral (Prölls,

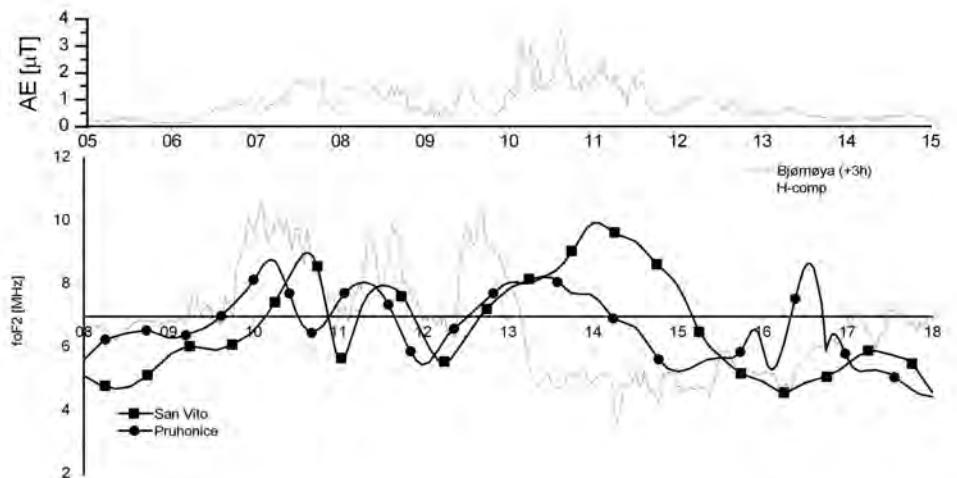


Figura 6.- Comparación de las variaciones de foF2 en San Vito y Pruhonice con el índice AE (11) y los datos de la componente horizontal H del campo magnético registrada en la estación de Bjørnøya. Nótese que la base de tiempo se ha desplazado tres horas en el registro de campo magnético para considerar el tiempo de retraso Norte-Sur. Más detalles en el texto.

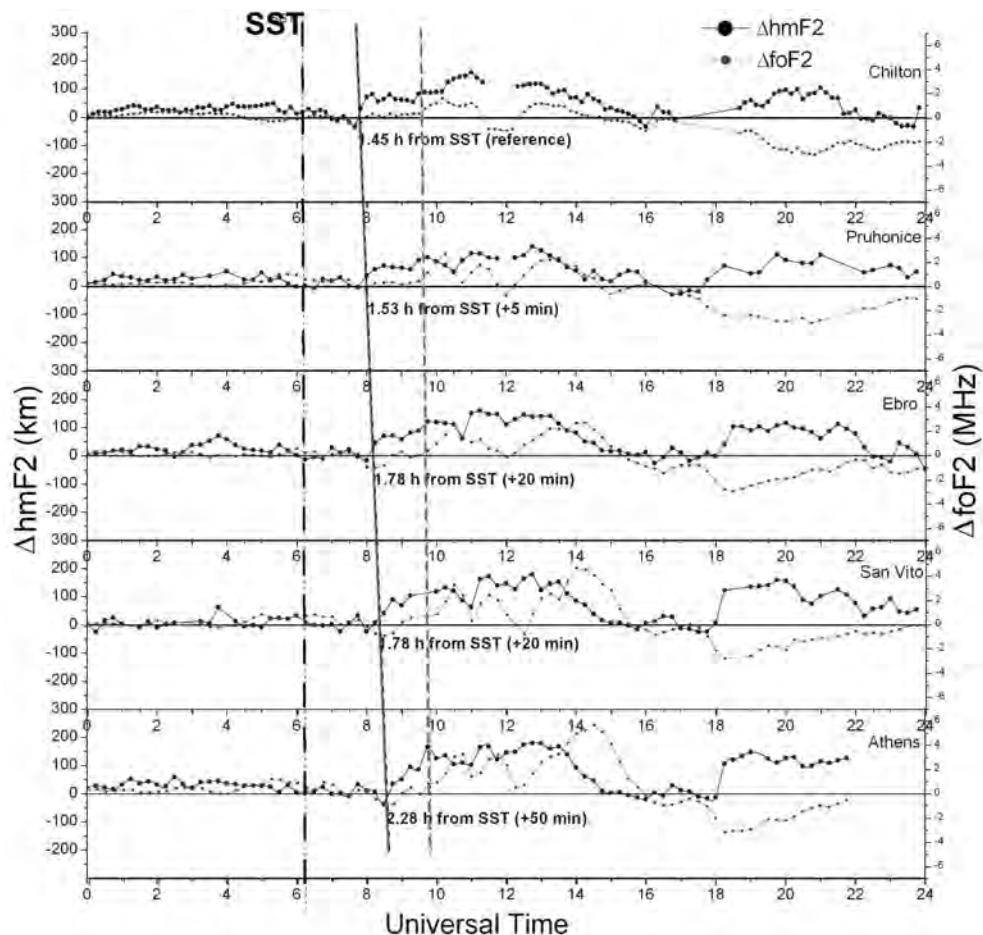


Figura 7.- Variaciones de $\Delta hmF2$ y $\Delta foF2$ medidos en el sector europeo. La línea vertical a trazos indica el comienzo de tormenta (SST). La línea gris indica el inicio del aumento de $hmF2$ y la gris a trazos indica el inicio del aumento de $foF2$. Nótese el retraso del aumento de la densidad de electrones respecto el de la altura en todas las estaciones.

1993). Nótese que el retraso anterior es notablemente inferior sobre las estaciones de latitud más baja comparado con el de las estaciones de latitud más alta, aproximadamente una hora en Atenas frente a casi dos horas en Chilton. Este resultado requiere una explicación adicional. Los registros del tiempo en que comienzan las perturbaciones a diferentes latitudes nos permiten determinar su velocidad de propagación hacia el ecuador. Si medimos el tiempo en que comienza el aumento de $\Delta hmF2$, podemos deducir que la velocidad de propagación de la TAD es de 400 m/s a 900 m/s, en el rango esperado de velocidades las TADs. Por ejemplo, Hocke and Shlegel (1996) determinaron que la velocidad promedio de las ondas que se generan en latitudes aurorales varía entre 200 y 1000 m/s.

Dado que el retraso entre el inicio de la tormenta y el de la perturbación de $\Delta hmF2$ sobre la estación Chilton es de 1,45 horas (Fig. 5), y considerando la velocidad promedio de propagación de las TAD, ello sitúa la fuente de la perturbación que causa efecto positivo en el sector europeo alrededor de 3000 km hacia el norte respecto la latitud de Chilton, en concreto, el origen coincide con la latitud correspondiente a la estación de Bjørnøya, en medio del óvalo auroral. Por tanto, los resultados observados coinciden plenamente con el modelo de tormenta basado en el viento neutro.

Las estaciones europeas situadas en el sector de hora local LT 18-20 (Fig. 3) manifiestan un claro efecto negativo de la tormenta, unas diez horas después de su inicio. Fuller-Rowell *et al.* (1994) han demostrado en su simulación que al cabo de doce horas del inicio de la tormenta, la perturbación de la oleada de composición puede ocupar una zona muy extensa, abarcando por completo toda ionosfera nocturna a latitudes medias. Por lo tanto, después de tanto tiempo respecto del comienzo de la tormenta, las estaciones europeas han derivado hacia la zona perturbada en la composición y, por consiguiente se empieza a observar un efecto negativo. El hecho que la estación más oriental (Pruhonice) sea la primera en detectar la fase negativa confirmaría dicha hipótesis (Fig. 7).

3.3. DEPENDENCIA DE LOS EFECTOS POSITIVO Y NEGATIVO CON EL TIEMPO LOCAL

Finalmente, hemos intentado extraer algunas pautas morfológicas de las observaciones de las nueve tormentas intensas analizadas (24/08/05, 20/11/03, 21/01/05, 15/05/05, 05/12/04, 07 / 11/04, 22/07/04, 11/09/05 y 22/01/04). Para ello hemos medido el tiempo de retraso entre el inicio de los efectos ionosféricos de la tormenta en cada estación y el comienzo de la misma, y lo hemos representado respecto de la hora local en el momento en que se inició la tormenta (Fig. 8). Este análisis lo hemos efectuado por separado para los efectos positivos y negativos de las tormentas.

Obviamente, el tiempo de retraso del efecto ionosférico respecto al comienzo de la tormenta en cada estación consta de una componente de retraso este-oeste y norte-sur más el tiempo que tarda la ionosfera en reaccionar a los cambios en la tasa de recombinación. Por ello, no es sencillo extraer una clara información física de la Fig.8, pero sí podemos extraer algunas pautas. En primer lugar, la dependencia de los retrasos de los efectos positivos y negativos de las tormentas respecto al tiempo local es claramente diferente. Los efectos positivos de la tormenta prácticamente no manifestan retrasos superiores a ocho horas. Esto es coherente con el modelo de la tormenta discutido anteriormente ya que los efectos positivos sólo pueden generarse mientras exista aportación de energía en la zona auroral. Por el contrario, el inicio de los efectos negativos de las tormentas puede retrasarse hasta dieciséis horas respecto el inicio de la tormenta. Ello nos indica que el retraso de los efectos negativos se corresponde principalmente con el tiempo necesario para que la estación en cuestión derive hasta la zona perturbada de composición. También nos indica esencialmente que la zona perturbada

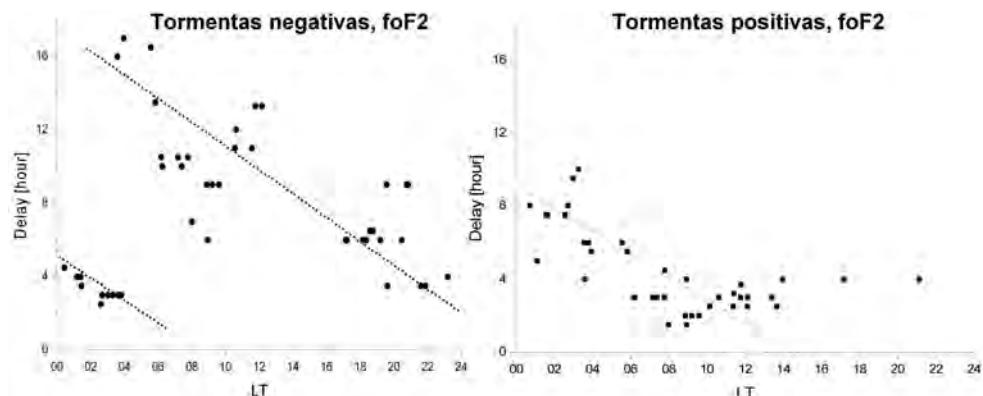


Figura 8.- Dependencia de los efectos ionosféricos de la tormenta respecto al tiempo local. El panel izquierdo muestra el retraso del efecto negativo de la tormenta respecto al tiempo local de la estación en el momento en que se inicia la tormenta. El panel derecho muestra el retraso del efecto positivo. Las líneas de trazos indican un ajuste lineal de los retrasos anteriores en función de la hora local. Nótese que ninguna de las estaciones se encontraba en el sector de 14 a 16 LT en el momento del inicio de las tormentas estudiadas.

de composición se mantiene durante largo tiempo, en coherencia con la simulación de Fuller-Rowell *et al.* (1994). Otra observación interesante es que el sector de tiempo local que manifiesta menor tiempo de reacción para los efectos negativos se sitúa alrededor de 03 a 05 LT, y entre 08 y 12 LT para los positivos. Ello nos indica que la zona perturbada de composición, que rige los efectos negativos, tiende a originarse cerca del meridiano de medianoche. En cambio, los efectos positivos tienden a originarse alrededor del meridiano de mediodía. Queremos destacar en este momento que el instante en que una estación registra el efecto de la tormenta es de hecho el tiempo local (eje "x" en Fig. 8) más el tiempo de retraso respecto el comienzo de la tormenta, de modo que la mayoría de estaciones registran el efecto positivo de la tormenta cuando se encuentran el sector de tiempo local comprendido entre las 10 y las 14 LT. Curiosamente, estos resultados indican que las estaciones situadas en el sector 16-24 LT en el momento de inicio de la tormenta prácticamente no registran efectos positivos. Por supuesto, esto no significa que no se registren efectos positivos durante este tiempo, sino que aparentemente prefieren manifestarse más temprano. Sin embargo, una vez que la ionosfera a latitudes medias comienza a perturbarse permanece así durante un par de horas (Prölss, 1993). De hecho, de acuerdo a Matsushita (1959), la intensidad máxima de los efectos positivos de las tormentas suele ocurrir alrededor de las 18 LT. Aunque este análisis conste de sólo nueve tormentas los resultados en conjunto son coherentes. Además, los resultados presentados en la Fig. 8 proporcionan una idea del retraso que sufren los efectos ionosféricos sobre estaciones a latitudes medias respecto al comienzo de la tormenta cuando dichas estaciones están situadas sobre un sector de tiempo local determinado, y éstos podrían utilizarse para fines de predicción.

4. RESUMEN Y CONCLUSIONES

El uso de los datos de la red de digisondas ha demostrado ser de gran utilidad para la investigación de los efectos ionosféricos causados por tormentas geomagnéticas, permitiendo el análisis de los efectos sobre la densidad electrónica y la altura. Los registros de $foF2$ y $hmF2$ obtenidos por digisondas de estaciones en Norteamérica y Europa nos han proporcionado una evidencia experimental del modelo de tormenta basado en el papel rector de la circulación del viento neutro termosférico. Los principales resultados que testifican la validez de este mecanismo son las observaciones del levantamiento de la altura ionosférica que siempre precede tanto a efectos positivos como negativos en la densidad electrónica. A diferencia de trabajos experimentales anteriores, en esta investigación hemos utilizado medidas directas de la altura real de la ionosfera. Las observaciones simultáneas en distintas estaciones han sido también un factor clave en este estudio. Gracias al análisis sobre una serie de estaciones distribuidas en latitud sobre el sector europeo hemos determinado claramente cómo se propaga la perturbación ionosférica generada por una tormenta geomagnética y hemos estimado su velocidad, que la sitúa en la categoría de las ondas de gravedad/TAD. También hemos tratado de obtener una pauta en los efectos ionosféricos observados como consecuencia de las nueve tormentas geomagnéticas más intensas ocurridas en la fase descendente del último ciclo solar. Estos resultados muestran claramente un patrón de comportamiento respecto al tiempo local, diferente en los efectos negativos y positivos. Los resultados sugieren que la zona de composición perturbada responsable de los efectos negativos de la densidad ionosférica causados por las tormentas geomagnéticas tiende a originarse en el sector de tiempo local 03-05 LT. Por otra parte, los efectos ionosféricos positivos tienden a originarse comenzar en torno al sector de mediodía local. Recientemente, se ha prestado bastante atención a los efectos ionosféricos generados por la penetración rápida de campos eléctricos (por ejemplo, Foster and Rich, 1998; Huang *et al.*, 2005). Estos estudios demuestran que la penetración del campo eléctrico también es capaz de producir efectos ionosféricos durante una tormenta geomagnética. Un rasgo característico de este mecanismo es un efecto ionosférico casi simultáneo en un vasto rango de latitudes. Además, los efectos ionosféricos de la penetración de los campos eléctricos son de corta duración, inferior a media hora por lo general, a pesar de que recientemente se han determinado algunos efectos de mayor duración (Huang *et al.*, 2005). Los resultados presentados aquí no pueden excluir el mecanismo de la penetración de campos eléctricos como causa de los efectos ionosféricos. Sin embargo, el escenario correspondiente al papel rector de la circulación del viento neutro termosférico en los efectos ionosféricos causados por las tormentas es más indicado, de acuerdo con la evidencia de los resultados. Además, hemos obtenido dependencia con el tiempo local del retraso de los efectos ionosféricos respecto el tiempo de inicio de las tormentas, resultando que las estaciones situadas en el sector entre 16-24 LT cuando se inicia una tormenta prácticamente no manifiestan efectos positivos, mientras que los efectos negativos pueden registrarse en cualquier sector. A pesar de que el tiempo que transcurre desde el comienzo de la tormenta hasta que se produce el efecto ionosférico consiste de una componente de retraso este-oeste y norte-sur más el tiempo que tarda la ionosfera en

reaccionar, éste se ajusta bastante bien a una dependencia lineal con la hora local de la posición de las estaciones en el inicio de la tormenta. Este hecho puede ser útil para una predicción empírica de los efectos ionosféricos de la tormenta, como hace el modelo *International Reference Ionosphere*, IRI (Bilitza, 2001). Por ejemplo, aunque el IRI está destinado a representar una ionosfera promedio en condiciones de calma, IRI ha incorporado un modelo empírico para determinar las desviaciones negativas en foF2 durante condiciones de tormenta respecto el comportamiento tranquilo (Araujo-Pradere et al., 2002). Sin embargo, los efectos de las tormentas sobre la altura ionosférica, entre otros parámetros, aún no están contemplados por el modelo IRI.

5. ACKNOWLEDGEMENTS

Esta investigación ha sido financiada parcialmente por el proyecto USAF FA8718-L-0072 of the AF Research Laboratory y por el proyecto CGL2006-12437-C02-02/ANT del MEC. Los autores desean expresar su gratitud al equipo ACE SWEPAM instrument y al ACE Science Center, así como a la información del Space Environment Center, Boulder, CO, National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), US Dept. of Commerce.

6. REFERENCES

- ARAUJO-PRADERE, E.A., T.J. FULLER-ROWELL, & M.V CODRESCU, 2002. STORM: an empirical storm-time ionospheric correction model. 1: Model description. *Radio Sci.*, 37(59), 1070, doi:10.1029/2001RS002467.
- BILITZA, D., 2001. International Reference Ionosphere 2000. *Radio Sci.*, 36(2), 261-275.
- BUONSANTO, M.J., 1999. Ionospheric storms: A review. *Space Sci. Rev.*, 88, 563-601.
- BURESOVA, D., 2005. Effects of geomagnetic storms on the bottomside ionospheric F region. *Adv. Space Res.*, 35(3), 429-439.
- DAVIES, K., 1990. *Ionospheric Radio*. IEE Electromagnetic Waves Series 31. Peter Peregrinus Ltd., London, 580 pp.
- HOCKE K., & K. SCHELEGEL, 1996. A review of atmospheric gravity waves and traveling ionospheric disturbances: 1982-1995. *Ann. Geophys.*, 14, 917-940.
- HUANG, X., & B.W. REINISCH, 1996a. Vertical electron density profiles from the Digisonde network. *Adv. Space Res.*, 18(6), 21-29.
- HUANG, X., & B.W. REINISCH, 1996b. Vertical electron density profiles from digisonde ionograms. The average representative profile. *Annali di Geofisica*, 39(4), 751-756.
- HUANG, C.-S., J.C. FOSTER, & M. C. KELLEY, 2005. Long-duration penetration of the interplanetary electric field to the low-latitude ionosphere during the main phase of magnetic storms. *J. Geophys. Res.*, 110, A11309, doi:10.1029/2005JA011202.
- FOSTER, J.C., & F.J. RICH, 1998. Prompt mid-latitude electric field effects during severe geomagnetic storms. *J. Geophys. Res.*, 103, 26367-26372.

- FULLER-ROWELL, T.J., M.V. CODRESCU, R.J., MOFFETT, & S., QUEGAN, 1994. Response of the thermosphere and ionosphere to geomagnetic storms. *J. Geophys. Res.*, 99, 3893-3914.
- JONES, K. L., & H. RISHBETH, 1971. The origin of storm increases of mid-latitude F-layer electron concentration. *J. Atmos. Terr. Phys.*, 33, 391-401.
- MARTYN, D.F., 1953. Electric currents in the ionosphere. III. Ionization drift due to winds and electric fields. *Phil. Transactions Royal Soc. London A*, 246(913), 306-320.
- MATSUSHITA, S., 1959. A Study of the morphology of ionospheric storms. *J. Geophys. Res.*, 64(3), 305-321.
- MENDILLO, M., 2006. Storms in the ionosphere: Patterns and processes for total electron content. *Rev. Geophys.*, 44, RG4001, doi:10.1029/2005RG000193.
- PRÖLSS, G.W., 1993. On explaining the local time variation of ionospheric storm effects. *Ann. Geophys.*, 11, 1-9.
- PRÖLSS, G.W., & M. OČKO, 2000. Propagation of upper atmospheric storm effects towards lower latitudes. *Adv. Space Res.*, 26(1), 131-135.
- REINISCH, B. W., I. A. GALKIN, G. KHMYROV, A. KOZLOV, & D. F. KITROSSER, 2004. Automated collection and dissemination of ionospheric data from the digisonde network. *Adv. Radio Sci.*, 2, 241-247.
- REINISCH, B.W., X. HUANG, I. A. GALKIN, V. PAZNUKHOV, & A. KOZLOV, 2005. Recent advances in real-time analysis of ionograms and ionospheric drift measurements with digisondes. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 67, 1054-1062, doi:10.1016/j.jastp.2005.01.009.
- RISHBETH, H., 1998. How the thermospheric circulation affects the ionospheric F2-layer. *J. Atmos. Sol.-Terr. Phys.*, 60, 1385-1402.
- RISHBETH, H., & P.R. FIELD, 1997. Latitude and solar-cycle patterns in the response of the ionosphere F2-layer to geomagnetic activity. *Adv. Space Res.*, 20(9), 1689-1692.
- U.R.S.I., 1978. *Handbook of ionogram interpretation and reduction*. Piggott, W. R. and Rawer, K. eds., WDC A, National Academy of Sciences, Washington, D. C., USA, 92 pp.
- SHIMAZAKI, T., 1955. World wide daily variations in the height of the maximum electron density in the ionospheric F2 layer. *J. Radio Res. Labs. Japan*, 2 (7), 85-97.