



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

MANIFESTACIONES REGIONALES DE TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS
INTENSAS DURANTE LOS CICLOS SOLARES 23 Y 24

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRO EN CIENCIAS

PRESENTA:

CARLOS ISAAC CASTELLANOS VELAZCO

ASESOR:

DR. PEDRO CORONA ROMERO

LABORATORIO NACIONAL DE CLIMA ESPACIAL, INSTITUTO DE
GEOFÍSICA

COMITÉ TUTOR:

DR. JUAN AMÉRICO GONZALES ESPARZA

LABORATORIO NACIONAL DE CLIMA ESPACIAL, INSTITUTO DE
GEOFÍSICA UNIDAD MORELIA

DR. ANA LUZ CACCAVARI GARZA

SERVICIO MAGNÉTICO, INSTITUTO DE GEOFÍSICA

ESTADOS UNIDOS MEXICANOS
MORELIA, MICHOACÁN. OCTUBRE 2022



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Índice general

Agradecimientos	III
0.1 Agradecimientos académicos	III
0.2 Agradecimientos personales	III
Resumen	V
Abstract	VI
1 Introducción	1
1.1 Magnetosfera e Ionosfera terrestres	2
1.1.1 Campo magnético	2
1.1.2 Corrientes Magnetosféricas	4
1.1.3 Ionosfera Terrestre	6
1.1.4 Corrientes ionosféricas	7
1.2 Clima Espacial	9
1.2.1 Tormentas Geomagnéticas	9
1.2.2 Índices de Actividad Geomagnética	11
1.2.3 Clasificación de las tormentas geomagnéticas	14
1.2.4 Perturbaciones ionosféricas en latitudes medias y bajas	15
1.2.5 Efectos regionales ocasionados por <i>Ddyn</i> y <i>DP2</i>	20
2 Manifestaciones geomagnéticas regionales	22
2.1 Justificación y Planteamiento del problema	22
2.1.1 Planteamiento de la Tesis	24
2.1.2 Objetivo e Hipótesis	24
2.2 Metodología	25
2.2.1 Casos de estudio	25
2.2.2 Observatorio Magnético de Teoloyucan	26
2.3 Identificación de manifestaciones y efectos geomagnéticos regionales	28
3 Fuentes de las manifestaciones geomagnéticas regionales	34
3.1 Origen de las manifestaciones geomagnéticas regionales	34
3.1.1 Corrientes ionosféricas DP2 y Ddyn	36
3.2 Identificación de los mecanismos para la respuesta geomagnética regional	36
3.2.1 Eventos a discutir	37
3.2.2 Manifestaciones geomagnéticas regionales y sus efectos ionosféricos	42

4	Discusión y conclusiones	49
4.1	Discusión	49
4.1.1	Manifestaciones geomagnéticas regionales	49
4.1.2	Fuentes de las manifestaciones geomagnéticas regionales y sus efectos ionosféricos locales	50
4.1.3	Validación de los resultados	52
4.2	Conclusiones	55
4.2.1	Trabajo Futuro	58
A	Eventos de estudio	60
A.1	Características generales de las Tormentas Geomagnéticas	60
A.1.1	Tormenta Geomagnética de noviembre del 2003	60
A.1.2	Tormenta Geomagnética de marzo del 2015	62
A.1.3	Tormenta Geomagnética de septiembre del 2017	64
A.2	Perturbaciones ionosféricas	66
A.2.1	TGM de noviembre de 2003	66
A.2.2	TGM de marzo de 2015	67
A.2.3	TGM de septiembre de 2017	69
A.3	Validación de resultados de Ddyn y DP2	70
B	Derivación de variación diurna SQ	74
C	Derivación del rango ΔK	78

Agradecimientos

0.1. Agradecimientos académicos

Le dedico un profundo agradecimiento al personal del SCiesMEX/LANCE por la información, datos y herramientas empleadas a través de la presente tesis.

Al proyecto CONACyT-AEM-2017-01-292684 así como a becas CONACyT por el apoyo económico que me brindaron para desarrollar las actividades reportadas en este documento.

Al personal del MEXART por permitirme realizar mi estancia en las instalaciones, con el fin de ampliar mi conocimiento en el área de estudio.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, y en específico al programa de posgrado en Ciencias de la Tierra por permitirme continuar con mi formación académica.

A mi asesor, el Dr. Pedro Corona Romero por ayudarme, tanto académica como personalmente en este proyecto. Por orientarme y ayudar a sentar las bases del conocimiento necesario, así como por su disposición de presentarme herramientas que me ayudaron a concluir de forma satisfactoria esta tesis.

A los miembros de mi Comité de evaluación, el Dr. Juan Américo y la Dra. Ana Caccavari por su constante apoyo en la realización de este trabajo, además de ...

0.2. Agradecimientos personales

Dedico estas palabras a mi familia. A mi madre por su apoyo siempre incondicional y sus palabras de aliento siempre oportunas a levantar mi ánimo en los momentos más difíciles y su paciencia por la llegada de este punto de mi vida.

A mi padre, donde sea que se encuentre pueda descansar en paz sabiendo que me convertí en un hombre de bien, un profesionista dispuesto a siempre crecer en el ámbito académico, laboral y personal. Siempre contribuiste económicamente a mis estudios, espe-

rando que siempre me superara y nunca perdiera mi curiosidad y mi sed de conocimiento.

A mis hermanos, siempre dispuestos a compartirme sus experiencias, en todo ámbito posible, esperando no cometer sus errores y siempre superarme en todo lo que me proponga.

A mi mejor amigo, Eduardo, quien me acompañó desde la adolescencia y siempre me motivó a creer en mí y en lo que podía lograr. Acompañándome en momentos difíciles y alegres; aunque nuestros caminos se alejen, no así los recuerdos de tantas experiencias vividas.

A mis compañeros, de la carrera, con quienes tuve la oportunidad de conocer una nueva forma de vida, lejos de mi lugar de origen. Tras tantas vivencias estoy agradecido de haber podido conocerlos. A Tania, Santiago, Polo y Román; quienes me ofrecieron su amistad y simpatía en momentos difíciles y me ayudaron a acercarme y abrirme, hacia el final de la carrera.

A mis abuelos, Dagoberto y Marta, por su experiencia y sabiduría de años compartida hacia mi persona, por orientarme y escucharme siempre que lo necesité.

Resumen

En este trabajo se identifican y caracterizan manifestaciones geomagnéticas regionales, para la zona central de México, durante tormentas geomagnéticas intensas acontecidas en los últimos dos ciclos solares. Para identificar tales manifestaciones, se realizó una comparación entre las respuestas geomagnéticas planetaria (índice Dst) y regional (índice H). Este último siendo derivado de las mediciones realizadas en el observatorio magnético de Teoyucan (TEO) para los casos de estudio seleccionados. Se encontró que se puede presentar respuesta regional a partir de valores del índice Dst < -50 nT. Es importante señalar que, tales manifestaciones regionales, estuvieron sistemáticamente asociadas a perturbaciones ionosféricas locales.

A partir del análisis de los datos se concluyó que los efectos de las corrientes ionosféricas Ddyn y DP2 son algunos de los posibles mecanismos que ocasionen efectos regionales, siendo consistentes con las manifestaciones geomagnéticas regionales más relevantes registradas para la región central de México. Mecanismos que también son consistentes con las perturbaciones ionosféricas locales asociadas a los eventos analizados. Adicionalmente se identificó que las características de la reconexión magnética entre el campo magnético interplanetario y la magnetosfera terrestre afectan significativamente las características de las corrientes Ddyn y DP2 y, por lo tanto, tales características también inciden en la respuesta geomagnética regional.

Abstract

The purpose of this project is to identify and characterize geomagnetic regional effects on the center of Mexico during geomagnetic storms periods for the last two solar cycles. To identify such effects, we compare the planetary geomagnetic response (Dst index) and regional geomagnetic response (DH index) for the selected study cases. It was found out that a regional geomagnetic response is presented with $Dst < -50$ nT. It is important to consider that such regional effects were systematically associated to local ionospheric disturbances.

From the analysis of the data we conclude that the influence of the ionospheric disturbances Ddyn and DP2 are consistent with the sharper regional geomagnetic effects observed on the center of Mexico. These mechanisms are also consistent with the local ionospheric disturbances associated with the study cases.

Capítulo 1

Introducción

Los procesos magnéticos presentes en la atmósfera del Sol pueden tener una influencia significativa en el comportamiento del campo magnético de la Tierra (CMT). Cada vez que se produce una perturbación en la región superficial del Sol, ésta se propaga a través del medio interplanetario y pueden impactar al ambiente terrestre. A tales perturbaciones se les conoce como fenómenos de la actividad solar e incluyen, por ejemplo, a las Eyecciones de Masa Coronal (EMC), las regiones de interacción de corrientes (RIC), las fulguraciones solares (FS) o los eventos de partículas solare. Al llegar al espacio cercano a la Tierra, los fenómenos de la actividad solar puede entrar en contacto con el CMT e interactuar con él. Tal interacción puede resultar en perturbaciones globales y regionales de éste.

El *CMT* es de gran importancia para la Tierra, ya que protege la atmósfera terrestre del viento solar, así como de otras perturbaciones como radiación nociva solar o externas al sistema solar. Todos los fenómenos mencionados, de tener el paso libre, generarían grandes repercusiones en la atmósfera terrestre, y por tanto, la vida no existiría tal y como la conocemos. Además, una diversidad de sistemas tecnológicos de los cuales nuestra sociedad depende son potencialmente susceptibles a los efectos de los fenómenos de la actividad solar. Por estos motivos, las condiciones del CMT deben de ser vigiladas constantemente, puesto que esta actividad permitiría identificar posibles interrupciones o daños a tecnología e infraestructura indispensables para la sociedad como lo son los sistemas de navegación, telecomunicaciones o incluso redes de distribución de energía.

El objetivo principal del presente trabajo es estudiar las posibles manifestaciones regionales asociadas a TGM intensas para el centro de México. Para este propósito, en el Capítulo 2, se buscaron diferencias significativas entre la respuesta geomagnética planetaria y su contraparte regional. Una vez identificada y caracterizada dicha respuesta, en el Capítulo 3 se propusieron las perturbaciones ionosféricas DP2 y Ddyn como posibles mecanismos como fuentes de la respuesta geomagnética regional. Finalmente, en el Capítulo 4, tal hipótesis fue corroborada en el presente trabajo y los principales resultados son discutidos.

A continuación se presenta una introducción breve a los temas de estudio de este

trabajo.

1.1. Magnetosfera e Ionosfera terrestres

El planeta Tierra cuenta con un campo magnético intrínseco y global. Este campo magnético terrestre (CMT) se genera de forma natural y su existencia se debe a la suma de una diversidad de procesos que se presentan desde el núcleo mismo de la Tierra, hasta las capas exteriores de su atmósfera.

El *CMT* está inmerso en el viento solar, que es un plasma súper-conductor magnetizado que tiene cuyo origen ocurre en la expansión de la atmósfera solar. El *CMT* es deformado debido a la presión ejercida por el viento solar (C.T Russell, 2016; Gombosi, 1998). A su vez, en condiciones normales, este desvía el viento solar, impidiendo que el material de éste afecte la atmósfera terrestre. La interacción antes descrita da lugar a una cavidad o volumen bien diferenciado ocupado por el *CMT* que recibe el nombre de magnetosfera terrestre (Hargreaves, 1992).

1.1.1. Campo magnético

Se puede describir al *CMT* de diversas formas, ya sea a través de su magnitud y dirección o por las magnitudes de sus componentes X , Y y Z que son asignadas para describir las direcciones norte, este y zenit, respectivamente (véase Figura 1.1) (Knecht y B.M, 1985). Sin embargo, para aplicaciones de clima espacial, el *CMT* es descrito a través de su componente horizontal ($H = \sqrt{X^2 + Y^2}$), la componente vertical o zenit, la magnitud (F) y la declinación (D), que corresponde al ángulo entre las componentes X y Y .

El *CMT* presenta variaciones a diversas escalas de tiempo, variaciones que implican transferencia de energía hacia o desde el mismo *CMT*. Las fuentes principales que contribuyen a los cambios significativos en el *CMT* total son:

- los procesos convectivos en el núcleo terrestre;
- la magnetización remanente de la corteza terrestre;
- la radiación solar electromagnética; la interacción con el viento solar; y
- las corrientes ionosféricas y magnetosféricas
- los efectos de marea sobre la ionosfera.

La primer fuente descrita, constituye lo que se conoce como campo magnético estable, cuyos cambios se presentan en periodos de decenas, cientos o miles de años (Knecht y

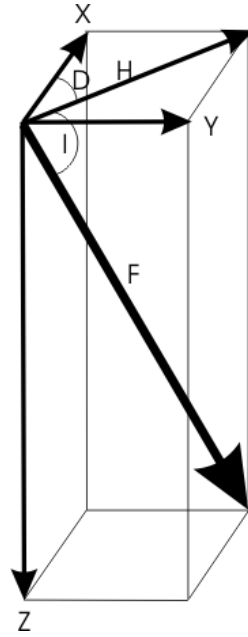


Figura 1.1: Relación entre las componentes del campo magnético terrestre. Figura tomada de INTERMAGNET (2021)

B.M, 1985). El campo resultante es, para fines prácticos, un dipolo casi centrado con el centro de la Tierra (Hargreaves, 1992), con una desviación entre los polos magnéticos y el eje de rotación terrestre de aproximadamente 11.5° . Su magnitud aproximada a nivel de superficie y en el ecuador magnético es de $\sim 3.1 \times 10^5$ nT (Baumjohann y Treumann, 1999; C.T Russell, 2016; Knecht y B.M, 1985).

A partir del campo “estable”, se pueden identificar o definir variaciones para diferentes escalas de tiempo. Por una parte están aquellas variaciones cuyos cambios se miden en años o variación *secular* (Knecht y B.M, 1985). La variación secular tiene cuatro fuentes principales: *i*) el decremento en la intensidad del dipolo magnético, *ii*) variaciones de éste provocadas por perturbaciones regionales, *iii*) un movimiento del eje del dipolo en dirección norte del dipolo, y *iv*) variaciones residuales que no tienen movimiento de deriva. Según lo observado en Knecht y B.M (1985), A través de esta variación, el *CTM* presenta una disminución a una tasa de 16 nT por año en el ecuador magnético (aproximadamente una disminución de 0.05 %).

Por otro lado, el *CMT* muestra variaciones cíclicas con periodos menores al año, variaciones conocidas como *variaciones quietas*. Las variaciones quietas más relevantes tienen su origen en la radiación electromagnética solar y los efectos gravitacionales de marea ocasionados por el Sol y la Luna (Knecht y B.M, 1985). En el caso de esta última, los efectos de marea sobre la ionosfera terrestre, que es la capa más alta de la atmósfera terrestre. El movimiento del aire a través del *CTM* induce fuerzas electromotrices, que generan corrientes en altitudes de la ionosfera, ocasionando variaciones magnéticas relacionadas a los periodos de oscilación de estas mareas (Knecht y B.M, 1985; Rishbeth y Garriott, 1969)

Los efectos de la radiación solar también se conocen como *variación de Sol Quieto* (s_Q). Esta tiene como origen el calentamiento y a la ionización que la radiación solar genera sobre la ionosfera terrestre. Este proceso provoca la aparición de corrientes de viento de partículas ionizadas en la atmósfera de la Tierra; corrientes que inducen campos magnéticos que afectan regional y temporalmente al *CMT*. Estas variaciones son de aproximadamente ~ 80 nT de pico a pico a lo largo del día (Gjerloev, 2012). La intensidad de estas fluctuaciones dependen de la latitud geomagnética, la temporada del año, la hora local, e incluso, de la intensidad de la radiación solar (Gombosi, 1998; Knecht y B.M, 1985).

Finalmente, existen variaciones que no ocurren de forma periódica, sino que son espontáneas y son resultado de la interacción del *CMT* con el viento solar cercano a la Tierra. La ocurrencia y la intensidad, de tales variaciones depende de las manifestaciones de actividad solar. A estas se les conoce como perturbaciones del *CMT*, donde a las más relevantes reciben el nombre de tormentas geomagnéticas.

1.1.2. Corrientes Magnetosféricas

Otra de las fuentes que influyen en el valor del *CMT* son las corrientes magnetosféricas, las cuales se deben al movimiento ordenado de cargas positivas (iones) y negativas (electrones) atrapadas dentro del entorno magnetosférico. Estas corrientes tienen gran importancia para la dinámica del plasma terrestre pues constituye transporte de carga, masa, momentum y energía. Adicionalmente, estas corrientes eléctricas inducen campos magnéticos, que se suman al *CMT*, modificándolo. Estas corrientes así como las distintas regiones de la magnetosfera terrestre están representadas en la Figura 1.2.

La frontera entre el viento solar cercano a la Tierra y la magnetosfera terrestre recibe el nombre de *magnetopausa*. Esta frontera se ubica en la posición donde se equilibran las presiones del VS y del *CMT* (Hargreaves, 1992). Como se observa en la Figura 1.2, en el lado día de la magnetosfera se induce una corriente Baumjohann y Treumann (1999). En la hoja neutra, el flujo de la corriente tiene dirección oeste a través del lado noche de la magnetosfera; a esta corriente se la conoce como corriente de magnetopausa o de *Chapman-Ferraro*. Esta corriente surge debido a la discontinuidad presente entre el campo magnético interplanetario (CMI) y el *CMT*; cancelando al primero e incrementando la intensidad del segundo Knecht y B.M (1985).

En el lado noche, la magnetosfera se extiende hasta alcanzar una forma como de *cola*, la cual es acompañada por una corriente fluyendo sobre su superficie (Hargreaves, 1992). Se la conoce como corriente de magneto-cola. Esta consiste de dos lóbulos de flujo magnético con direcciones de campo magnético opuestas, cada uno está conectado a las capas polares norte y sur. En aquella región entre los lóbulos, donde se invierte el campo magnético, se forma una hoja de corriente neutra que forma, a su vez, un sistema de corrientes (Gombosi, 1998).

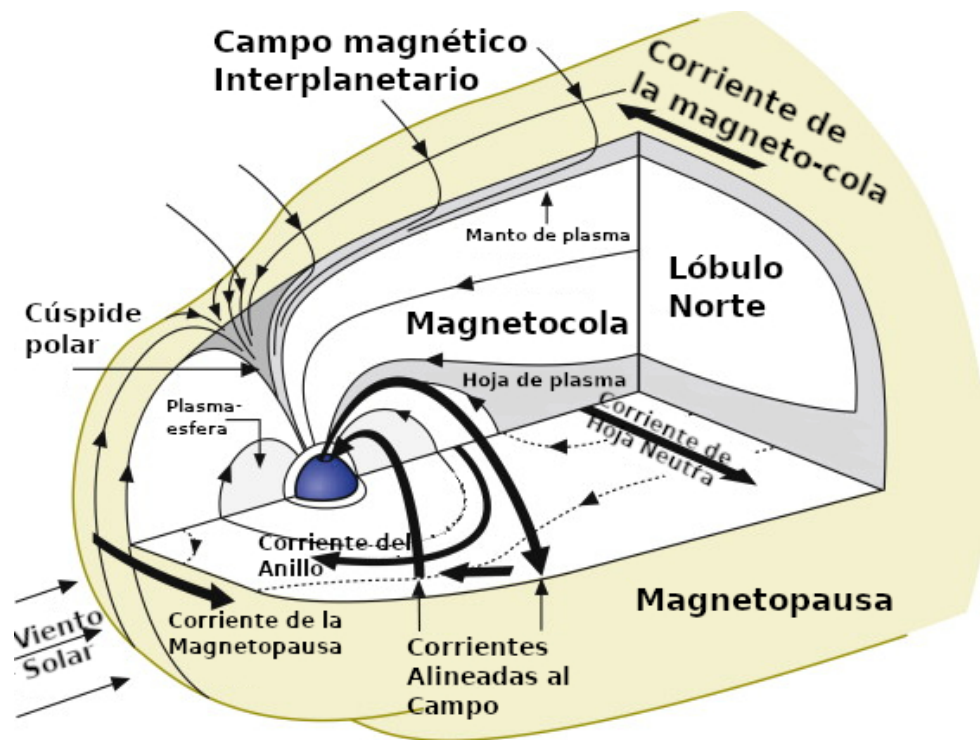


Figura 1.2: Representación esquemática de la magnetosfera terrestre. Se observan las corrientes magnetosféricas que se generan debido a la interacción como la corriente de la magneto-pausa, la corriente del anillo, la hoja de corriente y la magneto-cola. Figura adaptada de Luhmann y Solomon (2014).

En el caso de la *corriente del anillo*, se trata de un flujo que circunda a la Tierra siguiendo el ecuador magnético a una altitud de entre 3 y 8 radios terrestres Baumjohann y Treumann (1999). Esta se conforma de iones y electrones atrapados en el *CMT* en una región donde las partículas energéticas tienen menor pérdida de energía, en comparación con otras regiones de la magnetosfera (C.T Russell, 2016). Debido a sus características, esta corriente induce un campo magnético opuesto al *CMT*; condición que provoca una disminución en la intensidad del *CMT*, particularmente en su componente horizontal.

Por último, existen un par de corrientes magnetosféricas que fluyen a través del campo que rodea a la Tierra. Parte de estas corrientes no se cierra en el plano ecuatorial, sino que fluyen a lo largo de las líneas de campo, cerrándose en la ionosfera. En conjunto, estas *corrientes alineadas al campo* forman dan lugar a una corriente parcial de anillo (Knecht y B.M, 1985).

Es importante señalar que la formación e intensificación de la corriente del anillo está estrechamente relacionada con las partículas atrapadas en la magnetosfera. Los efectos de esta corriente sobre el *CMT*, en situaciones tranquilas donde almacena energías típicas de 5×10^5 J (Sandhu y cols., 2018), que son despreciables. Sin embargo, bajo ciertas circunstancias, se pueden presentar intensificaciones de la corriente del anillo debido a

la incidencia de partículas de altas energías (de 10 – 200 keV (Gombosi, 1998)). Estas intensificaciones que pueden dar lugar a perturbaciones del *CMT* a nivel planetario y que son detectadas en la superficie terrestre, tal que por cada 2×10^{13} J de energía en la corriente del anillo, se genera una disminución de 1 nT (Baumjohann y Treumann, 1999). En este caso, decrementos de -100 nT en la región ecuatorial implicarían que la corriente del anillo podría almacenar hasta $\sim 2 \times 10^{35}$ J (C.T Russell, 2016). Estas alteraciones reciben el nombre de *actividad geomagnética*.

1.1.3. Ionosfera Terrestre

Un sistema con influencia global y regional en el CMT es la ionosfera de la Tierra. La ionosfera puede definirse como la parte de la atmósfera superior terrestre, donde los iones y electrones se presentan en cantidades suficientes como para afectar la propagación de ondas de radio Gombosi (1998); Rishbeth y Garriott (1969). Debido al estado de ionización parcial de esta capa, la ionosfera tiene propiedades de un conductor eléctrico (Hargreaves, 1992).

El proceso de ionización de la ionosfera se da a través de dos mecanismos: la ionización por radiación solar y la ionización corpuscular. El primero ocurre cuando los fotones (con energías por encima de los 12 eV (Rishbeth y Garriott, 1969)) provenientes del Sol impactan con los átomos y moléculas de la atmósfera neutra. Mientras que, la ionización corpuscular se da a través de la colisión con partículas energéticas que precipitan desde el ambiente magnetosférico, a través de las líneas de campo magnético. Este mecanismo de ionización es dominante en las latitudes altas; en contraste, la ionización por radiación electromagnética domina en latitudes medias y bajas (C.T Russell, 2016).

La ionosfera, gracias a sus características, la es utilizada como medio para extender el radio de transmisión de ondas de radio, especialmente en la banda de 3 a 30 MHz (Hargreaves, 1992). De esta forma, cumple un rol importante en el ámbito de telecomunicaciones, navegación, investigación científica, entre otros rubros. Por lo tanto, variaciones en su composición o estado pueden derivar en fallas en la precisión y confiabilidad de los servicios antes mencionados.

La ionosfera está estructurada de forma horizontal; estructura que responde a sus propiedades de composición, en la tasa de ionización, así como en la densidad electrónica presente Baumjohann y Treumann (1999). Considerando estos factores, la ionosfera terrestre se divide en tres principales regiones:

- Región D: Constituye la ionosfera inferior, de escasa ionización, dominada por gas neutro. Se encuentra entre los 60 km y los 90 km de altitud aproximadamente (C.T Russell, 2016; Rishbeth y Garriott, 1969) y se compone principalmente de iones negativos, iones de hidratos y electrones (Gombosi, 1998).

- Región E: Esta región se presenta entre los 90 hasta aproximadamente los 130 km de altitud C.T Russell (2016); Rishbeth y Garriott (1969). En esta región, la ionización aumenta gradualmente y presenta su máximo de ionización aproximadamente a los 110 km Baumjohann y Treumann (1999). Esta región se forma por la absorción de radiación UV y es dominada por iones de oxígeno y de nitrógeno.
- Región F: Esta región es la más relevante en cuanto a telecomunicaciones se refiere y se divide a su vez, en dos regiones: F1 y F2. La primera se forma entre los 140 y los 200 km de altitud (Gombosi, 1998; Rishbeth y Garriott, 1969), mientras que la segunda se encuentra entre los 200 y 500 km. La región F1 se encuentra compuesta principalmente de iones de oxígeno, con un poco de contribución de iones de nitrógeno (Gombosi, 1998). La región F2, contiene el plasma más denso del ambiente terrestre Baumjohann y Treumann (1999), teniendo su máximo de densidad aproximadamente a los 300 km de altitud (Gombosi, 1998) y se encuentra predominantemente compuesta por iones de oxígeno C.T Russell (2016).

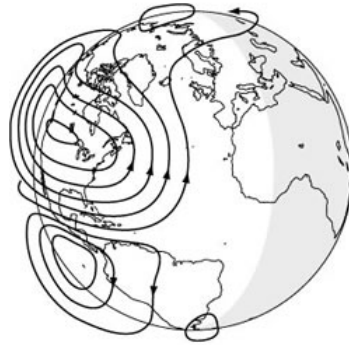


Figura 1.3: Representación de la corriente Ionosférica de Sol quieto. Figura adaptada de science for a changing world (2017).

1.1.4. Corrientes ionosféricas

Las corrientes ionosféricas tienen su origen en los flujos de viento atmosférico y en las oscilaciones ocasionadas por efecto de marea que fuerzan a los iones de la región E a moverse a través de las líneas de campo (Baumjohann y Treumann, 1999; Gombosi, 1998). Los protones son más fáciles de arrastrar por el flujo del viento neutro que los electrones, debido al tamaño de su sección transversal. Esto resulta en una separación de cargas, lo que lleva a la generación de campos eléctricos que, a su vez, influyen en dichas corrientes. Los campos eléctrico y magnético, así como la conductividad y la velocidad del viento neutro se pueden relacionar mediante la ley de Ohm (Gombosi, 1998; Hargreaves, 1992). Para latitudes medias y bajas, las fuerzas dominantes en las corrientes son los campos $\mathbf{E} = \mathbf{V}_n \times \mathbf{B}$ inducidos por movimiento de iones a través del campo magnético.

Las corrientes ionosféricas principales para latitudes medias y bajas son la corriente de Sol quieto (SQ) (Figura 1.3) y el electrojet ecuatorial (EJE) (ver Figura 1.4). Mientras que,

en las latitudes altas, la corriente dominante es el electrojet auroral (EJA). Adicionalmente, se presentan corrientes ionosféricas que siguen las líneas del *CMT*. Estas corrientes se le conoce como corrientes de Birkeland o corrientes alineadas al campo (CAC) (ver Figura 1.2). Este trabajo, por concentrarse a cuestiones regionales, se enfocará en las corrientes con efectos en latitudes medias y bajas.

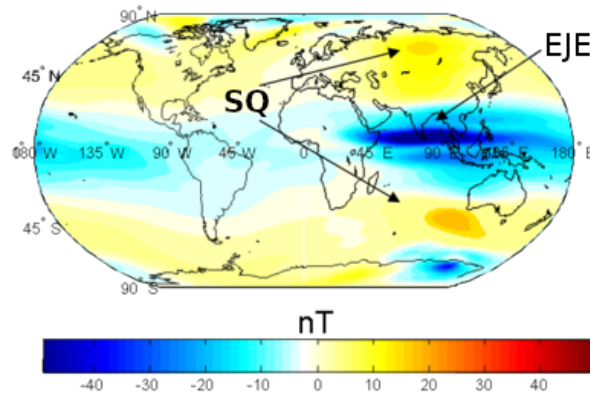


Figura 1.4: Representación de la corriente de Electrojet Ecuatorial . Figura adaptada de Wikipedia (2017) .

Como se observa en la Figura 1.3, la corriente SQ es dominante en latitudes medias, sin limitarse solo a ellas y es ocasionada por la incidencia de radiación solar. Tal y como se mencionó en la sección 1.1.1, esta corriente provoca perturbaciones magnéticas que pueden ser detectadas por magnetómetros a nivel de suelo. Además, la corriente SQ forma dos vórtices, uno en el hemisferio norte y el otro en el sur, que convergen en el ecuador geomagnético, con su centro aproximadamente a los 30° de latitud geomagnética (Gombosi, 1998). En la *Figura 1.2* se observa la corriente SQ como dos regiones naranjas (intensificación de campo magnético) en las regiones medias de los hemisferios sur y norte. Debido a la naturaleza de su fuente, *i.e.* la radiación solar, la corriente SQ se concentra en el lado día.

Por su parte, el EJE se debe a la concentración de los flujos en los vórtices de SQ sobre la región magnética ecuatorial. A partir de esta concentración, se genera una corriente eléctrica de “jet” Gombosi (1998) que fluye a lo largo del ecuador magnético en el lado día Rishbeth y Garriott (1969). que en la *Figura 1.2* se aprecia como una región azul alargada en la región ecuatorial. La intensidad de esta corriente depende de SQ, de la geometría del *CMT* y de la conductividad que depende de la incidencia de radiación UV. La corriente EJE ocasiona una perturbación magnética que debilita principalmente la componente H del *CMT* (similar al efecto de la corriente del anillo), a lo largo de 600 km aproximadamente. Las perturbaciones típicas del campo cerca del ecuador magnético varían entre 50 nT y 100 nT (Baumjohann y Treumann, 1999).

Por último, es importante señalar que la ionosfera y magnetosfera son sistemas acoplados; es decir, que perturbaciones en uno repercuten en el otro. Entre otros factores, este acoplamiento tiene como principal agente a las corrientes de Birkeland, también co-

nocidas como corrientes alineadas al campo (CAC), que conectan a la magnetosfera con la ionosfera (Gombosi, 1998). De esta forma, cuando aumenta la actividad en las CAC, esta actividad resultará en la perturbación de todo el sistema de corrientes ionosféricas.

1.2. Clima Espacial

El clima espacial es una rama aplicada de la Heliofísica, y estudia las condiciones presentes en el Sol, el viento solar, en la magnetósfera, ionosfera y termosfera que pueden influir en el desarrollo y confiabilidad de los sistemas tecnológicos en el espacio y la Tierra (Lilensten, 2007). El clima espacial es un fenómeno de escala global, no obstante, debido a la heterogeneidad de la Tierra, este tiene diferentes manifestaciones a nivel regional. Esto significa que los efectos y consecuencias de los eventos del clima espacial se manifestarán de forma distinta dependiendo la ubicación de la región de interés. Factores como la latitud, geología, hora local, hemisferio, estación del año, e incluso, la distribución y localización de infraestructura y tecnología Bailey y cols. (2017); Caraballo, González-Esparza, Sergeeva, y Pacheco (2020); Pirjola (2000); Vodyannikov y cols. (2006) influyen en las manifestaciones y efectos del clima espacial. Es por ello la importancia de contar con organizaciones e instituciones que se dedican al estudio del Clima Espacial y la identificación puntual de los riesgos que éste representa.

El monitoreo de las condiciones en el medio interplanetario cercano a la Tierra resulta fundamental para conocer las afectaciones provocadas por estos en el sistema magnetósfera-ionosfera. De igual manera, para detectar las perturbaciones en este sistema, es importante realizar una vigilancia constante tanto a escala planetaria, así como a escala regional.

1.2.1. Tormentas Geomagnéticas

El *CMT* cumple un papel importante para la biosfera como una coraza protectora, puesto que evita que la atmósfera terrestre sea erosionada por el viento solar. Además, en conjunto, la magnetosfera y la atmósfera evitan el paso de radiación perjudicial para el desarrollo de la vida proveniente del Sol y de otras regiones del universo. El *CMT* también protege los dispositivos electrónicos que se encuentran dentro de éste. De esta forma, cualquier cambio en las condiciones del campo magnético puede tener consecuencias negativas en las actividades previamente mencionados y, además, afectar de forma indirecta más ámbitos socio-económicos relacionados.

Se define una tormenta geomagnética como al debilitamiento del campo magnético debido a la entrada de partículas provenientes ya sea de viento solar o de eventos transitorios como lo son eyecciones de masa coronal (Gonzalez y cols., 1994). La entrada de tales partículas anómalas al ambiente magnetosférico se da a través de un mecanismo que permite la interacción del *CMT* con el CMI conocido como *reconexión magnética*. La reconexión

magnética ocurre cuando dos plasmas con campos magnéticos anti-paralelos se aproximan entre sí (Baumjohann y Treumann, 1999). El resultado será una configuración magnética tipo ‘X’ (ver lado izquierdo de la Figura 1.5), dando lugar a una región donde el campo magnético es nulo o neutro en el centro de la X (véase en la Figura 1.5). El movimiento del plasma lleva las líneas de campo (azules y rojas) hacia el punto neutro, donde se re-orientan y se conectan con las líneas del otro plasma. Posteriormente, las líneas reconectadas (anaranjadas) son expulsadas del punto neutro por direcciones perpendiculares a las que entraron a la ‘X’. Esta modificación de líneas magnéticas provoca el intercambio de materia entre los dos plasmas y la transformación de energía magnética a otros tipos de energía Baumjohann y Treumann (1999); C.T Russell (2016).

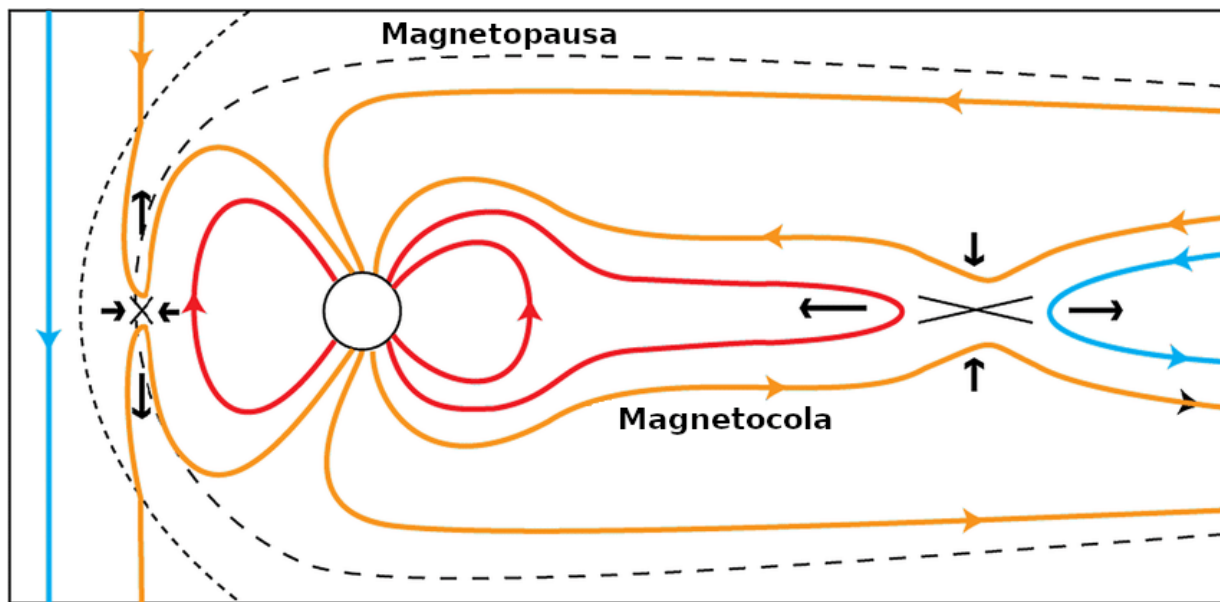


Figura 1.5: Representación esquemática de la reconexión magnética. Las líneas azules representan las líneas del CMI, mientras que las rojas representan las líneas del CMT. Por su parte, las líneas naranja representan aquellas líneas de campo “reconectadas” entorno a las regiones X. Se aprecian dos regiones en que se presenta la reconexión en el entorno magnetosférico: una del lado día y la otra del lado noche. Figura adaptada de Eastwood y cols. (2017).

En el caso de la magnetósfera terrestre (ver Figura 1.5), si el VS que se aproxima con un CMI (azul) cuya una componente B_z sea anti-paralela (*sur*) a la componente B_z del CMT (rojo) del lado día, se producirá una reconexión magnética. Como se aprecia en el lado izquierdo de la Figura 1.5, el CMT reconectará con el CMI y las líneas se ‘abrirán’ en las dos líneas (anaranjadas). Cada mitad de la línea de campo, de un extremo estará conectada a la Tierra en sus polos magnéticos, permitiendo el flujo del plasma del viento solar al entorno terrestre. Subsecuentemente, la línea reconectada será conveccionada hacia la magneto-cola por el flujo del viento solar. Ya en el lado noche, las dos líneas ‘abiertas’ (norte y sur) se reconectarán de nuevo para ‘cerrarse’, terminando la interacción entre el CMT y el CMI.

Fases de una tormenta geomagnética

Como ya se comentó, durante la reconexión magnética entre el CMT y el CMI se presenta la inyección de partículas anómalas en el ambiente magnetosférico que eventualmente se agregan a la corriente del anillo, lo que conlleva a un aumento en la intensidad de ésta Baumjohann y Treumann (1999). El resultado de esto es un incremento del campo eléctrico de dirección atardecer-amanecer, lo cual induce un campo magnético temporal que se opone vectorialmente al CTM. Como consecuencia, se observa una disminución, a escala planetaria, en la intensidad del CTM, principalmente en la componente horizontal. Estos debilitamientos temporales debidos al proceso de reconexión reciben el nombre de *tormentas magnéticas* o TGM Gonzalez y cols. (1994).

La Figura 1.6 muestra un ejemplo de una tormenta geomagnética visto a través de sus efectos promediados alrededor del ecuador terrestre en la componente horizontal del CMT. En la figura se aprecian regiones sombreadas que resaltan las fases de una TGM: la fase principal (zona roja) y la fase de recuperación (zona amarilla). La fase principal es percibida en bajas latitudes como un rápido decremento (valores negativos) en la intensidad de la componente horizontal del CTM, que temporalmente coincide con la reconexión magnética entre el CMI y el CMT. La duración de esta fase está determinada por las condiciones del VS y puede durar desde minutos, hasta horas (Knecht y B.M, 1985). Al terminar la reconexión magnética la tasa de inyección de partículas provenientes del VS cesa, momento en el que inicia la fase de recuperación (región de color amarillo en la figura). Durante esta fase la corriente del anillo pierde partículas debido al intercambio de cargas y a la dispersión por ángulo de paso. Este retorno gradual de la corriente del anillo se aprecia como una recuperación gradual en la magnitud de la componente horizontal del CMT para eventualmente recuperar su valor pre-tormenta. Esta fase puede durar desde horas hasta varios días, dependiendo de la intensidad de la misma TGM y de las condiciones del CMI.

En ocasiones se puede presentar una fase conocida como *comienzo súbito*, señalada por la región de color verde en la Figura 1.6. Esta ocurre cuando, al llegar un fenómeno desencadenante (generalmente una EMC), este viene precedido por una onda de choque o región de alta presión. Cuando una onda de choque impacta a la magnetopausa, genera un efecto compresivo sobre toda la magnetosfera terrestre. Esta compresión produce una rápida intensificación del campo magnético a nivel planetario, intensificación que se percibe como un incremento en la intensidad de la componente horizontal del CMT. El comienzo súbito tiene puede durar minutos o pocas horas (Knecht y B.M, 1985) y termina al iniciar la fase principal de la tormenta (reconexión magnética).

1.2.2. Índices de Actividad Geomagnética

Para poder cuantificar los efectos de una tormenta geomagnética sobre el campo magnético terrestre, se hace uso de índices geomagnéticos que nos permiten determinar las variaciones temporales del campo magnético debido a cualquier perturbación. De esta forma, los índices nos permiten determinar cuan afectado está el campo magnético a escala

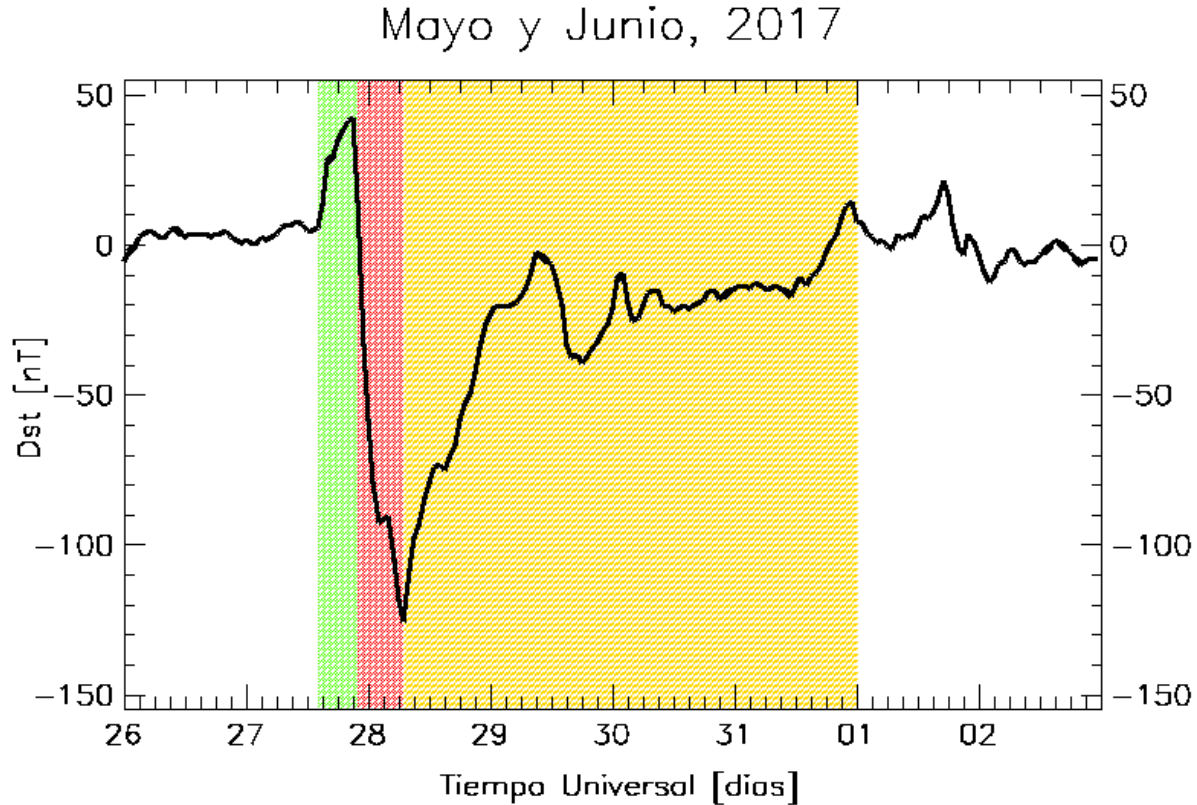


Figura 1.6: Ejemplo de una tormenta geomagnética acontecida a finales de mayo del 2017, cuya evolución en el tiempo es observada a través del índice geomagnético Dst. Con las regiones sombreadas se señalan las diferentes fases de la tormenta. Datos del índice Dst obtenidos de IAGA (2021)

global y regional. La importancia de considerar ambas escalas es por el hecho de que, aunque las tormentas geomagnéticas tienen efectos de proporciones globales, pueden generar efectos muy regionales debido a la heterogeneidad en magnetosfera, ionosfera y geología. Esto da como resultado que una tormenta geomagnética tenga efectos que varíen dependiendo de la región afectada.

Índices Dst y ΔH .

El índice Dst es un índice global y es el más ampliamente usado para medir la actividad magnética en latitudes bajas. Se trata de la magnitud normalizada de la componente horizontal del campo Dst (axially symmetric disturbance), como se determina de los datos de 4 observatorios de latitud baja distribuidos longitudinalmente (Knecht y B.M, 1985). Este índice es pensado como una medida de la actividad en la corriente del anillo en tiempos de TGM (Gombosi, 1998). Es por esto, que se evita usar estaciones en latitudes altas y ecuatoriales, para minimizar lo más posible los efectos de las corrientes EA y EJE (C.T Russell, 2016). Su registro es medido cada hora. Los días quietos de cada año son utilizados para establecer un promedio mínimo de la actividad en esta corriente, así

como del campo magnético de fondo. Esto se resta de los registros por lo que solo las perturbaciones de esta línea base son registrados. El promedio a nivel mundial es usado a partir de 4 estaciones Hargreaves (1992). Consecuentemente, con este índice se pueden medir los cambios asociados a la intensificación en la corriente del anillo en tiempos de TGM.

Por otro lado, con el índice ΔH se determinan las condiciones del *CTM* en su componente H para una escala regional. Los valores de este índice se derivan entonces, a partir de estaciones magnéticas localizadas dentro del área de estudio de interés Knecht y B.M (1985). Como cada estación proporciona valores del *CTM* locales, de cada estación se derivará un índice ΔH distinto. Al igual que con el índice Dst, las TGM generan valores negativos de campo magnético, por lo que cuanto más intensa sea una tormenta, más negativos serán los valores determinados por este índice. En el caso de México, para el momento en que fue escrito este documento, el índice ΔH es derivado a partir de los datos del observatorio de TEO.

De forma adicional, a escala planetaria también se utiliza el índice SYM-H. Este índice tiene como propósito el de describir perturbaciones geomagnéticas, siendo a latitudes medias el rango en el que tiene mayor confiabilidad, en términos de perturbaciones simétricas para la componente H del *CTM*. Esencialmente, SYM-H es el mismo índice que Dst, solo que con una resolución temporal en minutos (IAGA, 2021).

Índices K y A.

El índice K, es una medida de las variaciones irregulares de los magnetómetros estándar. Es un indicador del nivel general de una perturbación en un observatorio dado. Se define por intervalos de cada tres horas, en la base del mayor valor de los rangos de 3 horas de las componentes geomagnéticas, usualmente H Knecht y B.M (1985). Donde el rango es la diferencia entre la desviaciones mayor y menor de la variación regular diaria. El valor es encontrado a través de una tabla en escala logarítmica, que depende de la localización de la estación. Los valores de K son enteros entre 0 y 9, donde 9 es un valor de saturación de la escala. De esta forma, para cada estación que calcula un índice K, se deriva un K regional y una escala particular para dicha región. En el caso del índice K obtenido a partir de los datos del *CTM* de TEO, se le ha denominado como K_{MEX} .

El índice Kp o K planetario y es uno de los índices ampliamente usados para estudiar el estado del CMT a escala planetaria (Knecht y B.M, 1985). Se basa en los valores K de 12 estaciones entre las latitudes geomagnéticas de 48° y 63° , seleccionadas a través de una buena cobertura en longitud. El índice Kp tiene como propósito medir el grado de perturbación del CMT a través del promedio de observaciones dentro de periodos de cada tres horas. Posteriormente, los valores del índice son determinados a través de la escala semi-logarítmica propia del índice planetario. En la escala del índice Kp se define como condiciones quietas del campo magnético a valores dentro del rango de 1-3; un valor de 4 se

considera como tiempo perturbado y, a valores iguales o mayores a 5 definen condiciones de tormenta (Corona-Romero y cols., 2018; P. Corona-Romero, 2018). Es importante señalar que en la literatura está presente el índice $A(ap)$, que es la contraparte lineal del índice $K(K_p)$.

Otros Índices

El índice AE es derivado de magnetogramas provenientes de estaciones en la zona auro-ral distribuidos longitudinalmente. Con este, se intenta medir la intensidad de la corriente del Electro-Jet Auroral, en forma horaria. Este índice es obtenido a partir de una suma de los valores absolutos de las curvas AU y AL (máximo y mínimo) (Knecht y B.M, 1985). Estos valores también son ocupados como índices. Cabe mencionar que éstos índices, a pesar de ser complementarios, no fueron empleados en este trabajo, sin embargo pueden utilizarse como material de apoyo en trabajos posteriores.

1.2.3. Clasificación de las tormentas geomagnéticas

Debido a que las TGMs son detectadas a través de los índices de actividad geomagnética, estos índices también permiten caracterizarlas (a escala global y regional). De esta forma, es posible clasificar a las TGMs a partir de la intensidad con la cual cada índice las registra (Gonzalez y cols., 1994).

Tabla 1.1: Clasificación de las TGM de acuerdo con sus valores de Dst. Tabla adaptada de Rathore y cols. (2012)

Categoría	Rango basado en el índice Dst.
Débil	$-30 \text{ nT} < Dst < -50 \text{ nT}$
Moderada	$-50 \text{ nT} < Dst < -100 \text{ nT}$
Intensa	$-100 \text{ nT} < Dst < -200 \text{ nT}$
Extrema	$-200 \text{ nT} < Dst < -350 \text{ nT}$
Super TGM	$Dst > -350 \text{ nT}$

Tabla 1.2: Clasificación de las TGM de acuerdo a sus valores K_p (SWPC, 2021).

Escala	Descripción	Medida física
G5	Extrema	$K_p = 9$
G4	Severa	$K_p = 8$
G3	Intensa	$K_p = 7$
G2	Moderada	$K_p = 6$
G1	Menor	$K_p = 5$

En primer lugar, se encuentra la clasificación basada en los valores mínimos del índice Dst alcanzados durante la fase principal de la TGM *Gonzalez y cols. (1994)*. Esta clasificación se muestra a continuación en la Tabla 1.1, donde se aprecian cinco diferentes categorías. La segunda clasificación fue propuesta por el SWPC de la NOAA y se basa en los efectos cualitativos que puede ocasionar una TGM en determinados sistemas tecnológicos, dependiendo su intensidad *SWPC (2021)*. Esta clasificación se basa en los valores del índice Kp y se muestra en la Tabla 1.2. Esta clasificación parte de la intensidad una TGM, que se divide en cinco niveles, cada uno asociado a valores de Kp iguales o superiores a 5. En México, la clasificación va de acuerdo con sus respectivos índices locales, donde se consideran tiempos de tormenta aquellos periodos con $K_{\text{mex}} \geq 5$.

1.2.4. Perturbaciones ionosféricas en latitudes medias y bajas

Durante la ocurrencia de una TGM, ocurren dos mecanismos de perturbación que dominan la dinámica en la ionosfera a escala global: la penetración directa de campos eléctricos convectivos y la perturbación por efecto *dinamo* (CEPI y CEDP por sus siglas en inglés). Estos a su vez, ocasionan perturbaciones en el campo magnético y en la ionosfera en regiones de latitudes medias y ecuatoriales, cada uno con periodos característicos distintos.

Los CEDP tienen su origen durante las fases activas de una tormenta, cuando las corrientes ionosféricas polares son intensificadas debido a la precipitación de partículas provenientes del medio interplanetario. Como consecuencia, ocurre una transferencia de energía hacia el viento neutro vía calentamiento de Joule así como colisiones entre iones y partículas neutras (Blanc y Richmond, 1980). En el panel (a) de la Figura 1.7 se ilustra este proceso, que da como resultado la generación de vientos termosféricos con dirección hacia el ecuador en altitudes de la región F de la ionosfera (paso 1). De esta forma, estos vientos se extienden desde zonas aurorales hasta alcanzar las latitudes medias y bajas, con pequeños flujos de retorno en la región E en altitudes por debajo de los 120 km alrededor del ecuador (Zaka y cols., 2009).

Según lo descrito en Amory-Mazaudier, Bolaji, y Doumbia (2017); Blanc y Richmond (1980); Le Huy y Amory-Mazaudier (2005, 2008); Younas, Amory-Mazaudier, Khan, y Fleury (2020); Zaka y cols. (2009), en latitudes medias, debido al efecto Coriolis (Rishbeth y Garriott, 1969) se generan zonas donde las masas de aire fluyen en dirección oeste, arrastrando partículas ionizadas. Esto último se representa en el paso 2 de la Figura 1.7. De acuerdo con el paso 3 de la figura, el movimiento de este flujo con partículas cargadas, en combinación con la componente de campo magnético vertical, da como resultado una corriente eléctrica de Pedersen $\mathbf{J}_P = \sigma_P \mathbf{V} \times \mathbf{B}$ en dirección ecuatorial. Este proceso también resulta en la acumulación de cargas positivas sobre el ecuador magnético, lo que genera un campo eléctrico con dirección hacia los polos, que se opone al flujo de la corriente de Pedersen (paso 4). A su vez, este campo eléctrico en dirección polar da lugar a una corriente de Pedersen en dirección polar (paso 5).

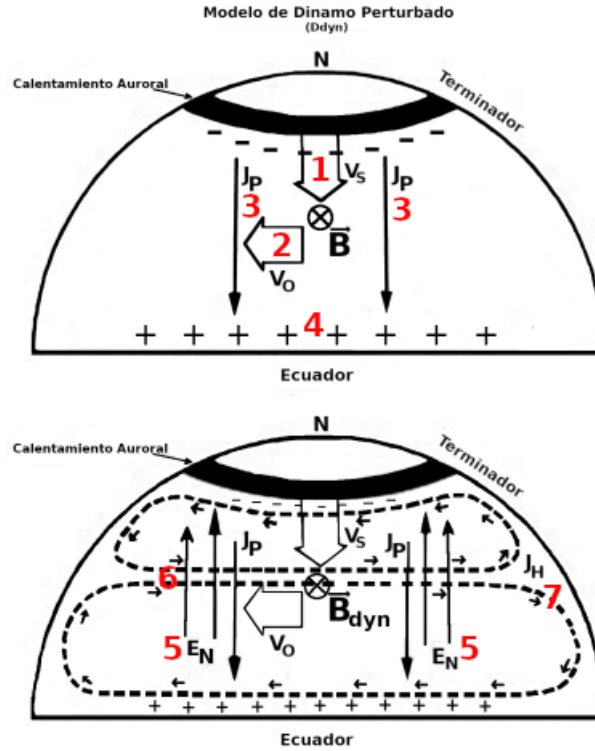


Figura 1.7: Representación del modelo del dinamo ionosférico perturbado (*Ddyn*) teorizado y predicho por M. Blanch en 1980. Figura adaptada de Amory-Mazaudier y Venkateswaran (1990).

En latitudes medias, la corriente de Pedersen en dirección ecuatorial se opone a la corriente de Pedersen en dirección polar que se genera debido al campo eléctrico. Esto ocasiona que se generen corrientes de Hall $\mathbf{J}_H = \sigma_H(\mathbf{E} \times \mathbf{B})/B^2$ en dirección este, a latitudes de aproximadamente 45° , lo que viene ilustrado en la Figura 1.7 como el paso 6. Finalmente, el paso 7 consiste en corrientes que son interrumpidas en los terminadores de amanecer y atardecer, donde hay un enorme gradiente en la conductividad ionosférica. La interrupción de las corrientes ocasiona una polarización de cargas en los terminadores, dando lugar a campos eléctricos con direcciones de atardecer-amanecer. Esto ocasiona una gran divergencia en las corrientes este-oeste en sectores atardecer y amanecer, las cuales requieren cerrarse en la zona de alta conductividad del lado día a través de regiones latitudinales adyacentes. esto que resulta en la generación de un par de vórtices separados con dirección opuesta al vórtice SQ. Este flujo tiene dirección en sentido horario del lado día y su foco está cerca del medio día, a aproximadamente a 25° de latitud geomagnética. A esta corriente se le conoce como dinamo perturbado o *Ddyn*.

La evidencia observacional sugiere que estas perturbaciones pueden tener influencia en los campos eléctricos ionosféricos en latitudes geomagnéticas medias y bajas (Amory-Mazaudier y cols., 2017; Blanc y Richmond, 1980; Le Huy y Amory-Mazaudier, 2005, 2008; Zaka y cols., 2009). Esto es aparentemente debido a su naturaleza de *dinamo*, la cual puede inducir campos magnéticos que afectan a la componente H del *CTM* a escala

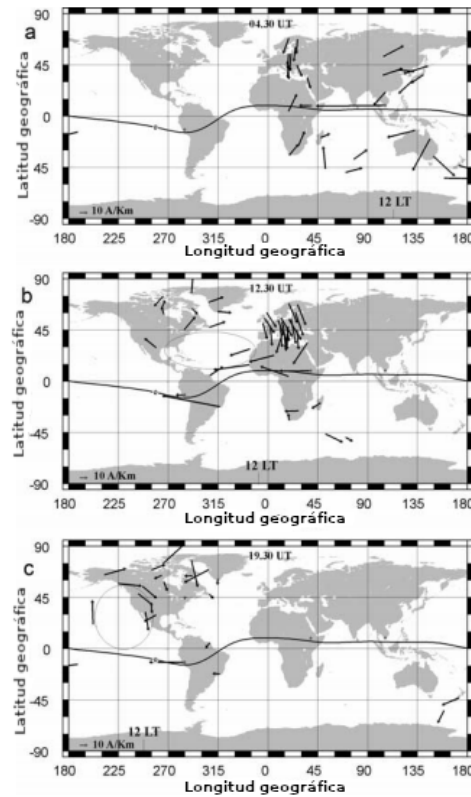


Figura 1.8: Reconstrucción parcial de la corriente D_{dyn} a partir de observaciones *in situ* de magnetómetros en Tierra a diferentes latitudes y longitudes. Figura adaptada de Le Huy y Amory-Mazaudier (2008).

regional. El campo eléctrico polarizado provocado por este movimiento de partículas es el conocido como CEDP o campo eléctrico de dinamo perturbado o D_{dyn} Klimenko y Klimenko (2012).

Según lo estudiado en Le Huy y Amory-Mazaudier (2005); Zaka y cols. (2009), se encontró que las fluctuaciones en el campo magnético regional asociadas a la actividad de la corriente D_{dyn} , se presentan de forma cuasi-periódica. Los periodos observados varían dependiendo de la naturaleza de la TGM, sin embargo, Amory-Mazaudier y cols. (2017); Le Huy y Amory-Mazaudier (2008); Zaka y cols. (2009) se observó que por lo general, éstas podían presentarse en periodos entorno a las 24 horas. La Figura 1.8 es adaptada de Le Huy y Amory-Mazaudier (2008), y muestra la reconstrucción de los efectos de la corriente D_{dyn} a partir de mediciones de magnetómetros en tierra a diferentes latitudes y longitudes magnéticas durante periodos de actividad auroral débil.

Por otro lado, los CEPI o campos eléctricos de penetración inmediata están asociados a los campos eléctricos convectivos magnetosféricos (Nishida, 1966, 1968a, 1968b). Estos son ocasionados por la transferencia de momento del VS hacia la magnetosfera debida a la reconexión magnética entre el CMI y el CMT . Debido a la alta conductividad Baumjohann y Treumann (1999); Obayashi y Nishida (1968), el campo eléctrico es cero en el marco de

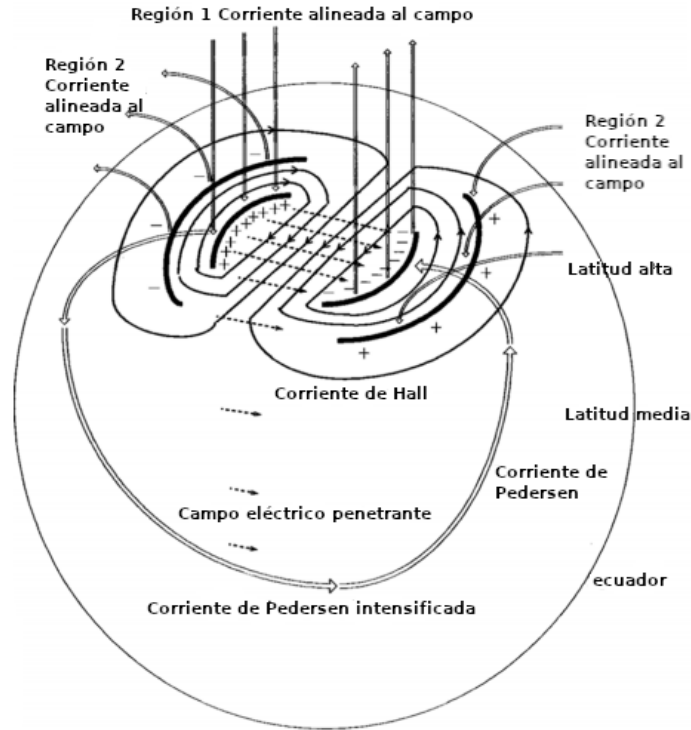


Figura 1.9: Representación de la corriente *DP2* teorizada a partir de las observaciones *in situ* realizadas por Nishida (1968a, 1968b); Obayashi y Nishida (1968). Las corrientes ionosféricas *DP2*, se componen por un par de corrientes de Hall en latitudes altas y una corriente de Pedersen que fluye en la ionosfera ecuatorial. Figura adaptada de Kikuchi y Hashimoto (2016).

referencia del plasma del VS. Sin embargo, un observador en el marco de referencia de la Tierra medirá un campo eléctrico convectivo $E_c = -\mathbf{V}_{\text{vs}} \times \mathbf{B}$. Pero ya que el VS en general no puede penetrar la magnetosfera, este campo eléctrico tampoco puede pasar a través de ella. Sin embargo, con la ocurrencia de una TGM estos campos eléctricos pueden “penetrar” en el entorno magnetosférico gracias a la reconexión magnética. (Yamazaki, Häusler, y Wild, 2016) a través de la región R1 de la Corriente alineada al campo magnético (CAC) (Kikuchi y Hashimoto, 2016; Wei, Zhao, Li, y Wan, 2015).

La propagación de tales campos eléctricos en la ionosfera da lugar a un campo eléctrico en dirección atardecer-amanecer y provocando un patrón de dos celdas ionosféricas convectivas (Blanc y Caudal, 1985; Bobova, Vladimirskii, y Pudovkin, 1985; Denisenko, Zamaï, Kitaev, Matveenkov, y Pivovarov, 1992; Heppner, 1972a, 1972b). A este patrón casi simétrico de dos celdas ionosféricas se les conoce como corrientes *DP2* o corrientes de perturbación polar número 2 (Nishida, 1968b; Rishbeth y Garriott, 1969) y generalmente se ubican por encima de los 60° de latitud geomagnética; sin embargo, pueden extenderse entre los 41° y 26.1° de latitud geomagnética durante condiciones de tormenta (Nishida, 1966, 1968a; Obayashi y Nishida, 1968). Es importante señalar que la fuerza centrífuga y de curvatura en el entorno terrestre generan una separación de cargas en esta corriente y, por consecuencia, se induce un campo eléctrico polarizado Klimenko y Klimenko (2012).

Este campo eléctrico cubre regiones de latitudes medias y bajas, sin embargo, conforme los CEPI se alejan de su origen en latitudes altas, su intensidad es cada vez menor (Yamazaki y cols., 2016).

La actividad en las corrientes de *DP2* también es influenciada por la región R2 de la CAC. En este caso, R2 actúa para “encubrir” o enmascarar los las fluctuaciones de DP2. Para que la actividad en R2 pueda encubrir las fluctuaciones ocasionadas por los CEPI, se necesita de un cierto periodo de espera (decenas de minutos a horas).

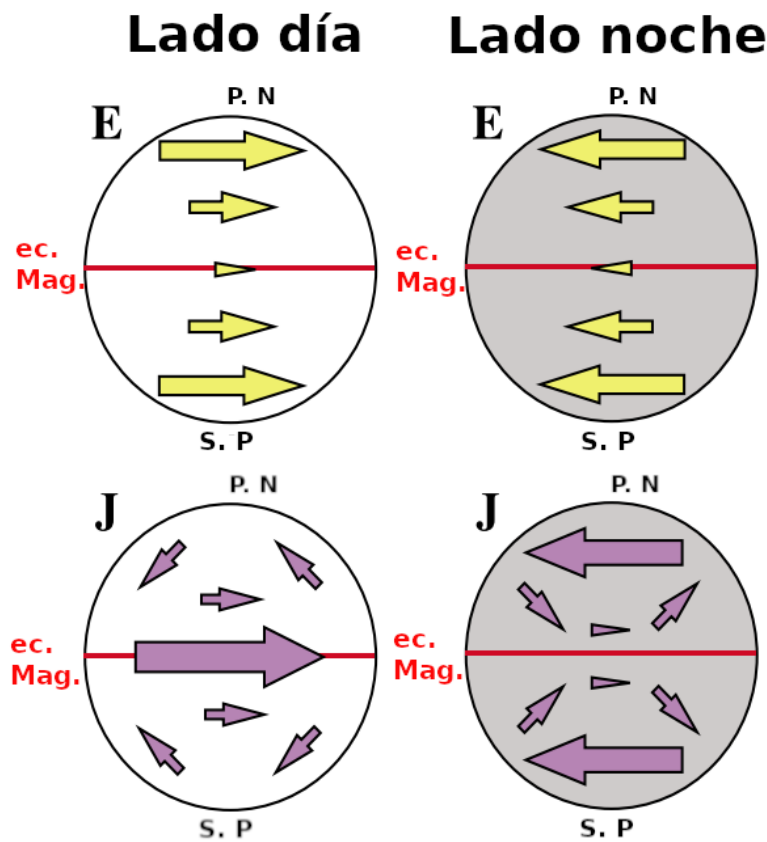


Figura 1.10: Respuesta de los CEPI (arriba) y de las corrientes (abajo) en tiempos de tormenta en el lado día (izquierda) y en el lado noche (derecha). Figura adaptada de Yamazaki y cols. (2016)

Cuando hay un abrupto cambio en la dirección B_z hacia el norte luego de un prolongado periodo de dirección sur, R2 se intensificará más que R1 por un tiempo (Kikuchi y Hashimoto, 2016; Wei y cols., 2015). Durante este periodo, un campo eléctrico de encubrimiento de dirección atardecer puede penetrar en el ecuador, y tener dirección Oeste en el lado día.

Debido a que los CEPI varían en el tiempo, implica la inducción de campos magnéticos. Estos campos, al igual que los ocasionados por el efecto de *Ddyn*, afectan al CTM regional,

por lo que sus efectos pueden ser detectados por estaciones magnéticas. De acuerdo con Nishida (1968a, 1968b), estas variaciones en el campo magnético ocasionadas por las fluctuaciones en $DP2$ se presentan de forma cuasi-periódica, teniendo periodos de duración de entre 30 minutos a unas pocas horas.

1.2.5. Efectos regionales ocasionados por $Ddyn$ y $DP2$

Tanto $Ddyn$ como $DP2$, así como sus campos eléctricos asociados $CEDP$ y $CEPI$, respectivamente, pueden perturbar localmente a la ionosfera. Efectos que dependen de la latitud geomagnética. En el caso de $DP2$, esta corriente puede provocar el desplazamiento de la anomalía ionosférica ecuatorial hacia latitudes medias, ocasionando a su vez un decremento en la densidad del plasma en la base de la ionosfera. Este fenómeno se intensifica durante las TGMs intensas, donde $DP2$ puede generar varios canales de densidad de plasma por encima de rangos de latitud de 30° por encima del ecuador magnético. La ocurrencia de $DP2$ podría identificarse a partir de valores anormales del contenido total de electrones (TEC), ya sea como exceso o déficit del TEC. (Wei y cols., 2015)

Adicionalmente, se conoce otro tipo de consecuencia asociada a la aparición de los $CEPI$, la *propagación ecuatorial de F*. Esta se refiere a irregularidades en la región ecuatorial de la región F de la ionósfera que son esparcidas con escalas de kilómetros. Esto produce centelleo, que impacta significativamente la comunicación satelital y los sistemas de navegación.

Es importante señalar que los efectos de $DP2$ ocurren en función de la reconexión magnética entre el CMI y el CMT ($B_z < 0$ nT). Por tal motivo, los efectos de este mecanismo se presentarán preferentemente durante la fase principal de una TGM y, posiblemente, en las primeras horas de la fase de recuperación.

Según estudios realizados por Liu, Yang, Lin, Chen, y Lee (2013), son los efectos de $CEDP$ los que producen las manifestaciones positivas (exceso de TEC) más intensas. De esta forma se podría considerar que $Ddyn$ tiene dos efectos asociados: El primero se trata de la contribución magnética derivada de su efecto de dinamo; mientras que el segundo se asocia con la modificación de la composición atmosférica provocado por los flujos de viento neutro y la materia que convectan. Las perturbaciones ionosféricas de este último efecto se concentra principalmente en las latitudes medias. (Liu y cols., 2013; Vankadara y cols., 2022)

Finalmente durante periodos de TGM, $CEPI$ y $CEDP$ pueden alterar significativamente la región ionosférica E en regiones de latitud media y baja. Por un lado, los $CEPI$ pueden promover el centelleo en regiones de latitud baja, en la región del amanecer. Por otro lado, los $CEDP$ pueden influenciar la manifestación de estos efectos durante la fase de recuperación en latitudes bajas y medias. (Vankadara y cols., 2022)

De esta forma, para poder identificar y entender las manifestaciones de actividad geomagnética regional, es indispensable incluir información de la ionosfera local. De esta forma se podrá justificar las desviaciones regionales de la actividad geomagnética planetaria y, simultáneamente, se tendrán mecanismos tentativos para caracterizar tales desviaciones.

Capítulo 2

Manifestaciones geomagnéticas regionales

2.1. Justificación y Planteamiento del problema

Durante mucho tiempo se creyó que los efectos del clima espacial solo tenían relevancia en regiones de latitudes geomagnéticamente altas ($\geq 50^\circ$). Debido a que la mayor parte del territorio de México se encuentra en latitudes geomagnéticas medias (ver Figura 2.1), tal estigma provocó que se descartaran de facto los riesgos derivados del clima espacial en nuestro país. De esta forma los posibles efectos y manifestaciones del clima espacial en México no se consideraron objetos de estudio, ni se reportaron o, incluso, se pudieron haber confundido con algún otro fenómeno.

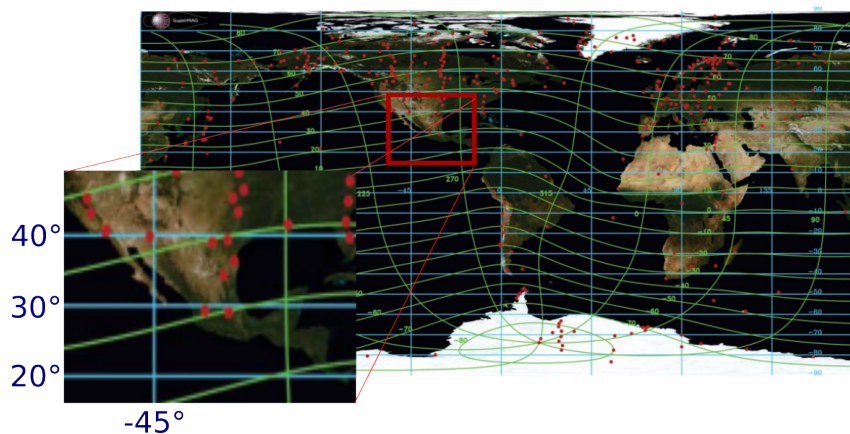


Figura 2.1: Localización de magnetómetros en Tierra (puntos rojos) en coordenadas geomagnéticas (Cyan) y con coordenadas geográficas (verde). En el acercamiento se observa que la región que ocupa el territorio mexicano se encuentra entre los 40° y los 25° de latitud geomagnética. También se aprecian dos puntos rojos cerca de los 30° que representan la estación magnética de Coeneo (COE) a la izquierda y el observatorio magnético de Teoloyucan (TEO) a la derecha. Figura adaptada de Gjerloev (2012)

A pesar de la opinión generalizada de que los efectos del clima espacial son privativos de altas latitudes, estudios recientes brindan evidencia que se opone a tal creencia. Bailey y

cols. (2017) investigó sobre la posibilidad de observar efectos de TGM en forma de GICs en regiones de latitudes medias y bajas. Además; previamente Hejda y Bochníček (2005) y da Silva Barbosa, Hartmann, y Pinheiro (2015) determinaron los posibles riesgos provocados por *CIGs* en redes de distribución de energía eléctrica. En el caso de México el tema de los GICs ha sido discutido en el trabajo de Caraballo y cols. (2020), además se han realizado estudios a través de [citas pendientes] donde se cuenta con modelos numéricos de la respuesta eléctrico nacional ante perturbaciones magnéticas y de mediciones in situ en subestaciones de la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Los estudios realizados por Caraballo y cols. (2020) [citas pendientes] demuestran que la red eléctrica nacional es vulnerable a los efectos de las tormentas geomagnéticas intensas.

Existen algunos trabajos que discuten el comportamiento local del campo geomagnético en México y su relación con las tormentas geomagnéticas. Por un lado, Martínez-Bretón L., Ortega, y Hernandez-Quintero (2016) identificaron diferencias en el desarrollo temporal de las TGM a escalas planetaria y regional dependiendo del tiempo local en que se desarrolló la fase principal de la TGM. En este estudio concluyó que, dependiendo del tiempo local en que se desarrolle la TGM, la respuesta regional se vería influenciada por diferentes corrientes eléctricas en los sectores amanecer, atardecer, medio día y media noche. Posteriormente, Corona-Romero y cols. (2018); P. Corona-Romero (2018) reportó una diferencias entre la respuesta regional del CMT respecto su contraparte planetaria. En este mismo estudio se sugirió la posibilidad de que éstas diferencias de comportamiento estuvieran asociadas a perturbaciones ionosféricas locales. Finalmente, a partir de estudios como realizado por Anaya (2021), así como el continuo monitoreo de la ionosfera por parte del LANCE/SCIESMEX Gonzalez-Esparza y cols. (2017), se ha comprobado sistemáticamente la presencia de respuestas ionosféricas sobre México asociadas a TGM.

Las TGMs también provocan perturbaciones regionales en la ionosfera terrestre. En este sentido, los trabajos de Wei y cols. (2015) y Akala y cols. (2020), entre muchos otros, resaltan la posibilidad de detectar problemas en sistemas de telecomunicaciones y sistemas de geoposicionamiento durante periodos de TGMs. No obstante, hasta donde le fue posible investigar al autor de este trabajo, la mayoría de los estudios relacionados a los efectos ionosféricos se enfocan en latitudes geomagnéticas altas o ecuatoriales.

Para el caso particular de México, se han estudiado las variaciones regulares en el estado de la ionosfera; además de que se encontró una respuesta ionosférica cuando el índice Dst era igual o menor de -30 nT (Sergeeva, Maltseva, Gonzalez-Esparza, De la Luz, y Corona-Romero, 2017). Por otro lado, Sergeeva y cols. (2019) encontraron que se pueden presentar variaciones irregulares en el TEC, aún cuando el índice $Dst/\Delta H$ no presentaba perturbaciones significativas. Finalmente, en Sergeeva y cols. (2020) se planteó la posibilidad de que cresta norte de la anomalía ionosférica ecuatorial (EIA) sea capaz de cubrir parte del territorio mexicano, con los consecuentes efectos nocivos en la propagación de ondas de radio en México.

El interés en desarrollar en investigación científica relativa a los efectos del clima es-

pacial en México se debe de entender como un problema de seguridad nacional. La Ley General de Protección Civil obliga al Estado Mexicano a atender los riesgos provocados por el clima espacial en sus artículos 2-XXI, 15, 19-XVII y 20. De esta manera, en México, resulta apremiante una elaborar una estimación del nivel de riesgo y vulnerabilidad asociados a los efectos del clima espacial. Condición que solamente puede ser alcanzada a través de la elaboración de estudios científicos y desarrollo de instrumentación especializada.

2.1.1. Planteamiento de la Tesis

Resulta clara la importancia de entender así como caracterizar las manifestaciones regionales los fenómenos del clima espacial dentro de México. Esto, en principio, permitiría identificar sus repercusiones en la tecnología, servicios e infraestructura sensible, allanando el camino para la generación de políticas públicas orientadas al clima espacial. Es en este contexto donde se enmarca el presente trabajo, que tiene como objeto de estudio de las manifestaciones regionales asociadas a TGM de intensidad significativa.

Considerando todo lo anterior, con este trabajo se busca:

- El estudio de las manifestaciones de actividad geomagnética en México (latitudes medias).
- Investigar los posibles mecanismos de dichas manifestaciones regionales.

Por lo tanto, este trabajo será la base y punto de partida de futuros estudios relacionados a las manifestaciones regionales del clima espacial en México, en particular, y para latitudes medias, en general.

2.1.2. Objetivo e Hipótesis

En presente trabajo se estudian tormentas geomagnéticas (TGM) intensas ocurridas entre los años de 1996 y 2018, periodo que cubre los ciclos solares 23 y 24. Con los objetivos de:

- Identificar o aislar posibles manifestaciones regionales asociados a TGM intensas.
- Proponer mecanismos que podrían dar origen a dichas manifestaciones.

Sin embargo, la disposición de datos para muchas de las TGM del periodo de estudio restringió significativamente la cantidad de eventos a analizar.

Para los objetivos de este trabajo se requiere(n) algún mecanismo(s) que dé(n) origen a las manifestaciones geomagnéticas regionales, si es que se identificaran. Se proponen: la corriente de perturbación polar 2 (*DP2*) (Obayashi y Nishida, 1968) y la corriente de dinamo perturbado (*Ddyn*) (Blanc y Richmond, 1980). Ambas están directamente asociadas a las TGMs y su actividad se relaciona con la generación de los campos eléctricos de

penetración inmediata (PPEF por sus siglas en ingles) y los campos eléctricos por dínamo perturbado (DDEF por sus siglas en ingles), respectivamente. Además, ambas corrientes tienen la característica de que sus efectos pueden propagarse desde la región auroral, hasta la ionosfera ecuatorial. Propiedad que los hace mecanismos factibles para afectar regiones de medias y bajas latitudes.

Las hipótesis del presente trabajo serán las siguientes:

- Las diferencias entre los valores de los índices de actividad geomagnética regional y planetaria permiten identificar periodos donde se presentan manifestaciones geomagnéticas regionales.
- Las manifestaciones geomagnéticas regionales podrían estar asociadas, temporal y geográficamente, a las perturbaciones y/o alteraciones ionosféricas regionales. Los efectos de las corrientes ionosféricas Ddyn y DP2 podrían provocar, en parte, las diferencias entre los índices regionales y planetarios de actividad geomagnética.

2.2. Metodología

El primer paso para realizar la búsqueda de las manifestaciones o efectos regionales de TGMs intensas a través del uso de índices de actividad geomagnética a escala regional y planetaria. La ventana de tiempo que abarca este estudio abarca los ciclos solares 23 y 24, dentro de la cual, se seleccionaron seis casos de estudio. Esta actividad además, permitió el desarrollo de una base de datos relativos a los eventos que incluye, los valores de los índices geomagnéticos planetarios y regionales, así como parámetros del medio interplanetario *in-situ* asociados a cada evento y valores del contenido total de electrones de la ionosfera.

2.2.1. Casos de estudio

El primer criterio para la selección de los casos de estudio fue buscar las TGMs relevantes ocurridas entre los años de 1996 y 2018. Actividad que se realizó por medio de los índices planetarios Kp y Dst. Esta selección identificó eventos cuyos valores mínimos del índice Dst fueran menores o iguales a -150 nT, resultando en un total de 35 eventos. Sin embargo, como ya se comentó, la falta de disponibilidad de datos de campo magnético regionales provocó que el número de eventos se redujera a 22.

Adicionalmente, debido al tipo de análisis que se implementó y a las herramientas que se utilizaron en éste, fue indispensable ausencia de huecos o interrupciones (*gaps*) en los datos de campo magnético (componente H). Por ello se impuso un criterio a los eventos a analizar de un máximo del 5% *gaps* para los datos. De esta forma, los *gaps* en los datos en los 22 eventos, forzó a reducir aún más su número terminando con 6 eventos solamente. Los casos de estudio del presente trabajo se listan en la Tabla 2.1.

Una vez identificados los casos de estudio, se procedió a adquirir los datos de:

- Los índices Dst, Kp y Ap. Datos que se descargaron del sitio web del Servicio Internacional de Índices Geomagnéticos (ISGI por sus siglas en francés) (IAGA, 2021). Es importante señalar que los índices Kp y Dst son calculados por el GFZ German Research Centre for Geoscience Matzka (2021) y el World Data Center for Geomagnetism de Kyoto Service (2021), respectivamente.
- los índices geomagnéticos regionales (ΔH_{mex} , K_{mex} y A_{mex}) fueron calculados por el Servicio de Clima Espacial (SCIESMEX) del Laboratorio Nacional de Clima Espacial (LANCE) del IGF. El cálculo de tales índices se realizó a partir de datos del Observatorio Magnético de Teoloyucan (Teoloyucan, Edo. de México), el cual es gestionado por el Servicio Magnético del IGF.

Los índices aurorales AE, AU y AL. Estos se adquirieron del portal OmniWeb Plus de la NASA.

- Valores de TEC y TEC promedio, siendo calculados y proporcionados por la Dr. María Sergeeva a partir de mapas globales GIM-JPL y CODE.

Adicionalmente, se descargaron los valores *in situ* del campo eléctrico inducido y de la presión del plasma del viento solar cercano a la Tierra (SPDF, 2021). Puesto que las características interplanetarias del fenómeno de actividad solar pueden tener un papel relevante en la ocurrencia e intensidad de las TGMs, así como en la cantidad de energía depositada en el sistema magnetosfera-ionosfera.

Tabla 2.1: Casos de Estudio. De izquierda a derecha: el número de evento, la fecha de inicio, los valores mínimos de los índices Dst y ΔH , y los valores máximos de los índices Kp y Kmex.

Caso de estudio	Fecha de inicio del evento [AAAA/MM/DD]	Mínimo Dst [nT]	Mínimo ΔH [nT]	Máximo Kp	Máximo Kmex
1	2003/11/20	-420	-435	9-	9
2	2004/11/08	-374	-400	9	9
3	2005/05/15	-248	-205	8+	7
4	2015/03/15	-221	-277	8-	8-
5	2017/05/27	-124	-146	7	8
6	2017/09/07	-124	-170	8+	+8

2.2.2. Observatorio Magnético de Teoloyucan

Los datos de campo magnético regional utilizados en este trabajo fueron obtenidos a partir de las observaciones realizadas en el observatorio magnético de Teoloyucan (Código IAGA: TEO). Este observatorio se localiza al norte de la ciudad de México a una distancia de 60 km, con una posición geográfica de 19° latitud norte y 101° longitud oeste (J. E. Hernández-Quintero, 2018), que corresponden a una latitud geomagnética de 28.1°,

entrando en el rango de latitud geomagnética media. Su posición se debe a que, por su distancia a la que se encuentra de la ciudad de México, cuando empezó a funcionar en 1914, se aseguraba una menor cantidad de interferencia y ruido en las mediciones de campo magnético, así como una mejor estabilidad en las mediciones.

Este observatorio inició operaciones a partir de 1914 y desde 1943, está adscrito a la Universidad Nacional Autónoma de México, desde que se declaró la apertura del Instituto de Geofísica en el año de 1947 (J. E. Hernández-Quintero, 2018). Este observatorio sigue las políticas de los estándares del consorcio INTERMAGNET, recientemente en proceso de revisión dado el incremento de ruido ambiental. El observatorio de Teoloyucan integra y forma parte de la red de 102 observatorios en el mundo y en tiempo real o casi real (INTERMAGNET, 2021; Servicio Magnético, 2021).

En este observatorio se registra el comportamiento vectorial del campo magnético regional de forma continua (Servicio Magnético, 2021). De estos registros, se derivan los promedios diarios, así como datos de promedios horarios (J. E. Hernández-Quintero, 2018). Ambos promedios son de utilidad al estudiar variaciones anuales y diurnas. Además, a partir de sus observaciones históricas es posible obtener la variación secular del campo geomagnético regional (J. E. Hernández-Quintero, 2018).

Instrumental en el observatorio magnético de Teoloyucan

De acuerdo con el sitio oficial del Servicio Magnético (SeMag) <http://areas.geofisica.unam.mx/magnetico/observatorio-teoloyucan.html>, los instrumentos utilizados en TEO para realizar las observaciones del CTM regional son:

- Variógrafos
 1. Variógrafo Fluxgate (DMI). Componentes H, D, Z Danish Meteorological Survey.
 2. Variógrafo Fluxgate (LAMA) Componentes D, F, I Institut Royal Meteorologique de Belgique (instrumento absoluto).
- Auxiliares
 1. Magnetómetro Geometrics G856. Componente F.
- Electrónica y cómputo
 1. Servidor para almacenamiento y transmisión de datos magnéticos.
 2. Sistema de control automático. Hardware y Software.

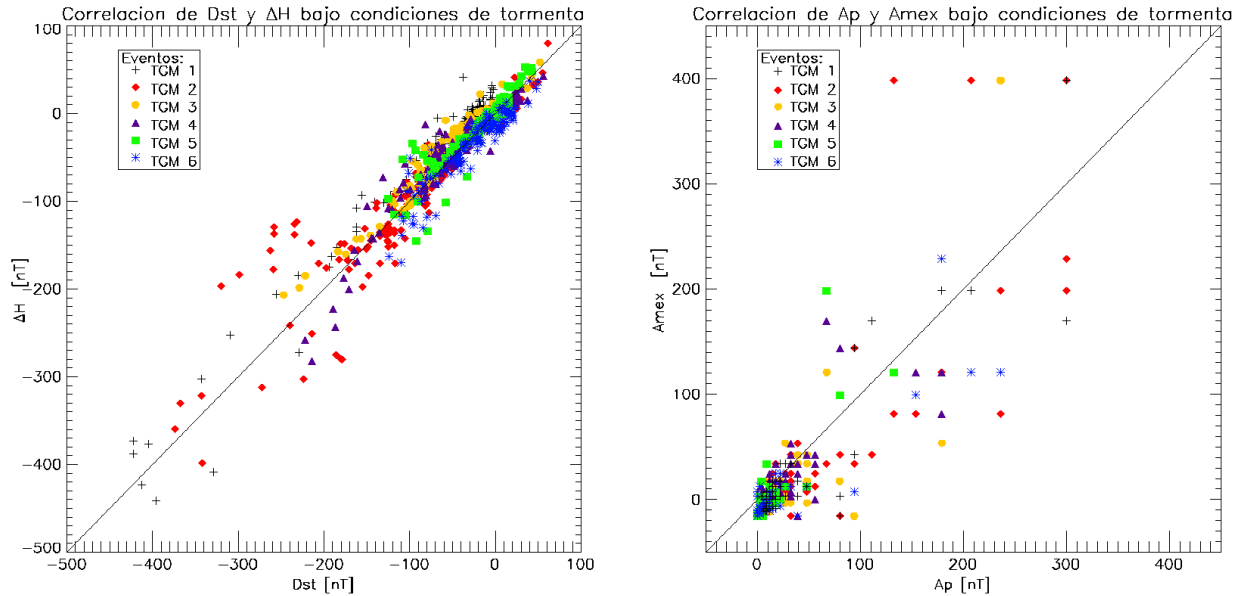


Figura 2.2: Dispersión entre índices geomagnéticos planetarios y regionales. Panel izquierdo: dispersión entre los índices Dst vs ΔH . Panel derecho: dispersión entre los índices Ap vs A_{mex} . Los símbolos de las leyendas representan los diferentes casos de estudio.

2.3. Identificación de manifestaciones y efectos geomagnéticos regionales

Con el objetivo de identificar posibles manifestaciones regionales de las TGM en el centro de México, se compararon los índices planetarios Dst y ap con sus contra-partes regionales (ΔH y a_{mex}). De este ejercicio se espera, en primer lugar, identificar posibles diferencias en cuanto a la magnitud de los índices. En segundo lugar, también se contempla identificar variaciones en los patrones de comportamiento entre los índices. El éxito de esta comparación sugeriría la presencia de efectos regionales como agentes precursores de dichas diferencias.

La Figura 2.2 presenta los resultados de esta comparación para los seis casos de estudio. Por un lado, en el panel izquierdo se puede notar que los valores de los índices ΔH y Dst se encuentran cercanos unos de los otros (siguiendo la identidad) hasta que el Dst alcanza el valor ~ -100 nT. Para valores menores del índice Dst , se observa que ambos índices se distancian de la identidad. Por otro lado, en el panel derecho, se observa un comportamiento similar al anterior para los índices Ap y A_{mex} . Sin embargo para este caso, la diferencia significativa entre la respuesta planetaria y regional se presenta para valores $Ap > 100$ nT. En conjunto, estos resultados, indican que la respuesta geomagnética regional difiere a la planetaria, preferentemente a partir de ciertos valores. Este umbral puede variar sustancialmente dependiendo de la complejidad de cada evento, pero generalmente, dentro de los casos de estudio seleccionado, esto ocurre en el rango entre -40 y -80 nT. En otras palabras, para estos seis casos de estudio se encontraron evidencias que sugieren la presencia de manifestaciones geomagnéticas regionales.

Para profundizar en el estudio de la correlación entre los índices Dst y ΔH se calcularon los coeficientes de determinación R^2 , considerando diferentes rangos de valores de Dst para cada evento. En la figura 2.3 se observan los resultados de este análisis en el cual se incluyen los datos de los seis eventos de estudio y cada uno se encuentra señalado con un símbolo distinto. Los rangos de valor Dst considerados para el cálculo de R^2 fueron realizados considerando nueve valores límite ajustados a 0, -20, -40, -60, -80, -100, -125, -150 y -200 nT, de forma acumulativa y descendente. Al mismo tiempo, se estimó un R^2 general, a partir del promedio de datos de los seis eventos de interés. Este último está representado en la figura con dos círculos concéntricos negros y blancos, conectados a su vez, con la línea negra continua. Las líneas verticales centradas con la línea negra expresan una suma(resta) de la desviación estándar y la mediana por encima(debajo) de la línea de referencias.

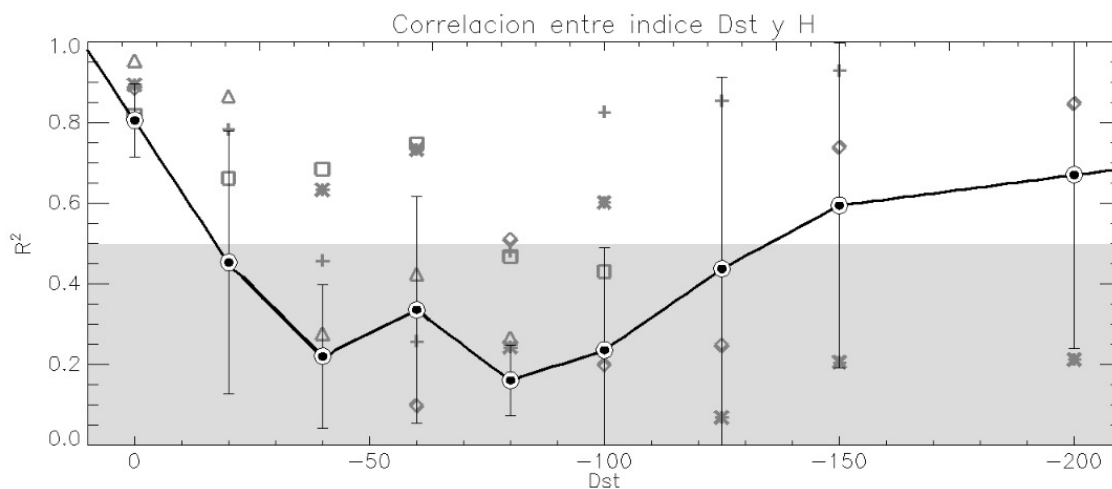


Figura 2.3: Cuadrado del coeficiente de correlación (R^2) entre los índices Dst y ΔH como función del valor del índice Dst . Los distintos símbolos corresponden a los casos de estudio.

Como se puede apreciar, la Figura 2.3 se señalan dos regiones en función del valor de R^2 que se mide en el eje vertical. La primera región (sombreada) va de 0.0 a 0.5, mientras que la segunda región abarca desde los 0.5 a 1.0 de correlación. Con ayuda de esta delimitación se pueden distinguir los rangos de valores de Dst a partir de los cuales se podría decir que los índices tienen mayor o menor correlación. Dependiendo de cada evento en particular, se observa una gran variabilidad en el comportamiento de R^2 a través de los rangos considerados. Sin embargo, para R^2 calculado de forma general se puede observar una tendencia en la cual, la correlación disminuye conforme se consideran rangos de Dst cada vez menores. Se alcanzaron valores de R^2 mínimos al considerar rangos de Dst de entre -50 y -100 nT, donde R^2 era igual a 0.22 y 0.15 respectivamente. Posterior a este límite, los valores de R^2 aumentan, hasta pasar de 0.5 después de los -125 nT de límite, con lo que se podría decir que Dst y ΔH vuelven a estar correlacionadas de forma significativa.

Si bien, la variación en R^2 puede diferir considerablemente con respecto de la tendencia general, se observa que individualmente, cada evento sigue una determinada tendencia propia. Cada una de estas tendencias individuales parece seguir un comportamiento similar a la tendencia general, aunque con distintos valores de R^2 . La gran dispersión en los valores de R^2 se debe a que en cada evento se presentan comportamientos planetarios y regionales muy distintos con respecto a los demás. Es necesario considerar además, la poca cantidad de casos de estudio. Es por este motivo, que la tendencia obtenida a partir del promedio de R^2 no se considera como una generalización de todos los eventos, sino como una segunda evidencia de actividad geomagnética regional que difiere de la planetaria.

Para comprobar si las diferencias en el comportamiento de los índices geomagnéticos regionales y planetarios tienen relación con posibles manifestaciones regionales, siendo para este caso en la ionosfera, se utilizó el índice ionosférico de contenido total de electrones o TEC. Se trata de un índice que mide el contenido de electrones en una columna de 1 m² en el área transversal entre un satélite GNSS y su receptor. Variaciones en este rango de valores generan errores en las señales de navegación de 0.163 m por cada TECU.

Al emplearlo como herramienta podemos determinar si hubo o no una respuesta de la ionosfera a nivel regional. Para averiguar si hubo o no una respuesta ionosférica para cada evento, se compararon los valores TEC observados para cada evento con los valores esperados, o TEC de *referencia*. Estos últimos se obtienen a partir de la media de los valores TEC registrados los 27 días previos al evento de interés. Una separación amplia en estos dos tipos de valores implica una respuesta ionosférica a la TGM que puede ser positiva (TEC observado mayor que el esperado) o negativa (TEC esperado mayor que el observado).

Posteriormente se buscó comprobar si estas respuestas ionosféricas están relacionadas en tiempo con las diferencias en el comportamiento de los índices geomagnéticos regionales y planetarios. Para ello, en la Figura 2.4 se realizó una diferencia entre el índice TEC observado durante cada ventana temporal de interés y los valores esperados ($\langle \text{TEC} \rangle$). Esta diferencia está representada en la Figura 2.4 con las líneas rojas en cada panel. Valores pronunciados de $\text{TEC} - \langle \text{TEC} \rangle$ positivos significan una respuesta positiva, mientras que aquellos valores que sean considerablemente menores a cero se traducen como respuesta negativa. Para ayudar a distinguir estos dos tipos de respuesta, se calculó la media (M_{TEC}) y la desviación estándar (σ_{TEC}) de esta diferencia de TEC (TEC_{diff}). Posteriormente, los valores dentro del límite estadístico $M_{\text{TEC}} \mp \sigma_{\text{TEC}}$ se señalaron a través de las regiones sombreadas de color amarillo en cada panel. Todos los periodos en que TEC_{diff} estuviese fuera de la región sombreada son aquellos donde la respuesta ionosférica fue más significativa. Adicionalmente, para una mayor claridad en la respuesta ionosférica de interés, se optó por representar toda respuesta de importancia con una línea roja más gruesa.

De igual forma, se hizo una diferencia entre los índices geomagnéticos Dst y ΔH para cada evento y está representada con las líneas negras continuas. Independientemente si los valores resultantes de esta diferencia son positivos o negativos, su magnitud y comporta-

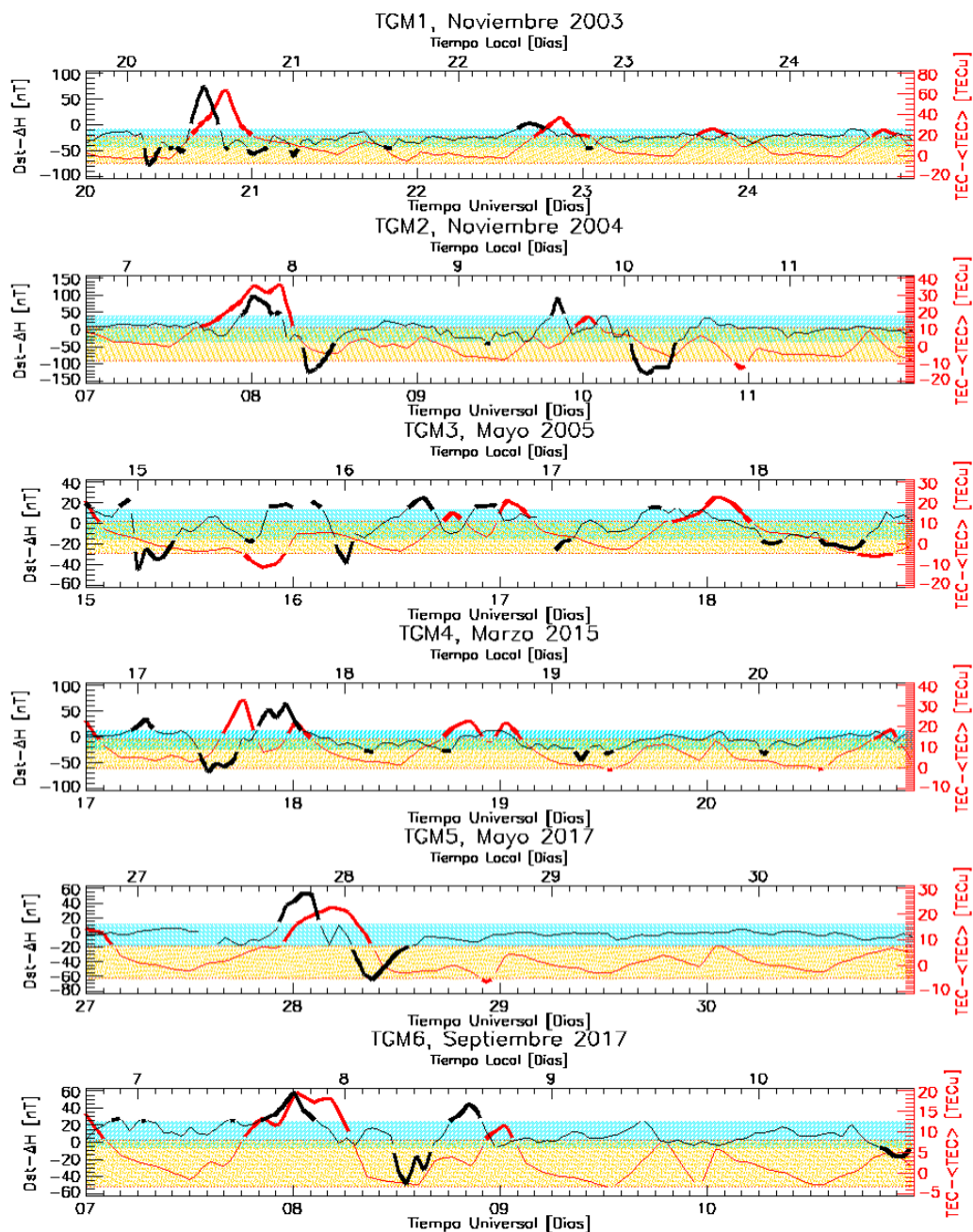


Figura 2.4: Relación entre respuesta ionosférica descrita como $TEC - \langle TEC \rangle$ (línea roja continua y segmentada) y respuesta geomagnética $Dst - \Delta H$ (línea negra) para los seis casos de estudio. Las respuestas geomagnéticas e ionosféricas que están fuera de las regiones sombreadas de negro y rojo respectivamente representan las respuestas regionales más significativas.

miento son un indicativo de una respuesta geomagnética regional. En este caso, todos los periodos en que la línea negra se encuentra fuera de la región sombreada de color azul claro, son periodos en que se registró una respuesta geomagnética regional más significativa. Como se observa en cada uno de los paneles de la Figura 2.4, estas afectaciones regionales, ocurren en periodos de tiempo asociados a las fases principales y, en menor medida, a las

fases de recuperación de las TGM presentadas.

El siguiente paso es, entonces, encontrar una relación temporal entre las respuestas ionosféricas más significativas y las respuestas geomagnéticas regionales. En la Figura 2.4, se resaltan éstas respuestas geomagnéticas e ionosféricas. Se puede notar que en cinco de los seis casos presentados en los diferentes paneles, las respuestas geomagnéticas e ionosféricas más significativas ocurren con muy poca diferencia de tiempo (cuestión de pocas horas o incluso minutos). El caso excepcional sería el del panel 3, donde se presenta una respuesta negativa aproximadamente medio día después del inicio de la TGM. Además, en días posteriores se presentan valores significativos de respuesta ionosférica persistente.

Considerando que ambos fenómenos (respuesta ionosférica pronunciada y manifestación geomagnética regional) ocurren en periodos de tiempo similares, el siguiente paso es encontrar un mecanismo físico que esté relacionado con ambos. Este mecanismo debería poder explicar que no solo hay correlación entre los fenómenos, sino también una causalidad. Por esta razón, es necesario determinar aquellos fenómenos regionales asociados al clima espacial que puedan afectar la ionosfera de latitud geomagnética media (que es a la latitud en que se encuentra la región de interés). Además, este posible fenómeno tendría que estar asociado con las TGM, como para poder afectar igualmente al CTM regional.

Para que un fenómeno regional afecte al índice ΔH y genere una respuesta en la ionosfera, implicaría la presencia de corrientes eléctricas que circulen en la ionosfera y la perturben. Estas posibles corrientes podrían a su vez, inducir campos magnéticos que contribuyen a las mediciones observadas en TEO en forma de valores más (o menos) negativos. Para que puedan a su vez generar una respuesta en la ionosfera regional, también significaría que el flujo de corrientes ionosféricas deba circular cerca o encima de la región donde se encuentra el territorio mexicano.

Debemos considerar que México se encuentra en el rango de latitudes geomagnéticas medias. Específicamente, TEO se encuentra a 28° . Esto significa que las intensificaciones en las corrientes EEJ y AE no deberían tener efectos sobre la región mexicana, considerando su latitud geomagnética. Por otro lado, la corriente SQ tampoco podría ser considerada, pues sus efectos están más asociados a la radiación UV que a las TGM. Esto finalmente nos deja con dos posibles candidatos:

- Las corrientes de perturbación ionosférica (Ddyn).
- Las corrientes de perturbación polar número 2 (DP2).

Según lo mencionado en la Sección 1.2.4, éstas corrientes eléctricas pueden generar perturbaciones magnéticas que puede ser registrada por magnetómetros en tierra como lo es el caso de TEO. Estas corrientes también están asociadas a la ocurrencia de las TGM, pues se forman a partir de estas. Además, según se comentó en las secciones 1.2.4 y 2, estas corrientes pueden circular y tener efectos en latitudes medias y bajas, por lo que es posible que también puedan afectar al CTM y la ionosfera encima del territorio mexicano.

El siguiente paso entonces, es el de realizar una metodología que nos permita aislar la contribución magnética generada por la circulación de estas corrientes.

Capítulo 3

Fuentes de las manifestaciones geomagnéticas regionales

En el capítulo anterior se encontraron diferencias sistemáticas entre los índices planetarios y regionales a través de las diferencias en la correlación R^2 entre el índice Dst y ΔH . Estas diferencias fueron interpretadas como evidencia de posibles manifestaciones geomagnéticas regionales. Incluso se identificaron los valores del índice Dst para los cuales dichas manifestaciones regionales resultan significativas. Además, también se verificó que la ocurrencia de tales manifestaciones están sistemáticamente asociadas a una respuesta ionosférica anormal. Tal respuesta local de la ionosfera ocurre de forma simultánea, o con ligero retraso, a la manifestación geomagnética regional. Por ello, se concluyó que para estos seis casos de estudio, la respuesta ionosférica anormal se puede tratar de un efecto local de las manifestaciones geomagnéticas regionales. Ahora, en este capítulo, se investigarán mecanismos tentativos para provocar las manifestaciones geomagnéticas regionales ya comentadas.

3.1. Origen de las manifestaciones geomagnéticas regionales

Las mediciones del campo magnético terrestre (CMT) observadas desde cada estación u observatorio, son el resultado de una suma de diversas fuentes. Cada una contribuye a los valores medidos del CMT, en particular en la componente horizontal (H), en el caso de este estudio, en la componente H del Observatorio Magnético de Teoloyucan (TEO). Así, podemos expresar esta suma general de las contribuciones de la siguiente manera:

$$H = B_{SQ} + B_P, \quad (3.1)$$

donde el término B_{SQ} hace referencia a las variaciones magnéticas diurnas, ocasionadas por la corriente regular de Sol quieto o SQ . Esta corriente es el resultado de un efecto de marea en la ionosfera (1.1.1 y 1.1.3), ocasionado por las variaciones en la radiación solar incidente. Adicionalmente, el término B_P se refiere a las variaciones magnéticas ocasionadas por efectos de perturbaciones no periódicas. Perturbaciones que, generalmente, provienen de

fuentes ionosféricas y magnéticas (Amory-Mazaudier y cols., 2017). Por lo tanto, de acuerdo con lo investigado en Amory-Mazaudier y cols. (2017); Le Huy y Amory-Mazaudier (2005); Zaka y cols. (2009), podemos describir a B_P a través de contribución al campo magnético total de los efectos más importantes:

$$B_P = P_A + P_{CF} + P_{MC} + P_{MT} + P_{PI}. \quad (3.2)$$

En la Ecuación 3.2, P_A representa a la contribución debida a la corriente del anillo, P_{CF} son los efectos magnéticos ocasionados inducidos por la corriente de Chapman-Ferraro, P_{MC} se refiere a la contribución proveniente de la actividad magnética en la magneto-cola, P_{MT} describe los efectos ocasionados por corrientes magnetotélúricas y P_{PI} hace referencia a la contribución magnética inducida por las perturbaciones ionosféricas.

Es necesario considerar que de éstas contribuciones, P_{MT} resulta despreciable (Zaka y cols., 2009). Por otro lado, el índice Dst aproxima suficientemente bien al conjunto de perturbaciones de origen magnetosférico (P_A , P_{CF} y P_{MC}) (Amory-Mazaudier y cols., 2017). De esta forma, las Ecuaciones (3.1) y (3.2) se reducen a:

$$H \approx B_{SQ} + \cos(\lambda)Dst + P_{PI}, \quad (3.3)$$

donde se incluye el factor $\cos(\lambda)$ en el término del índice Dst para considerar los efectos de la latitud geomagnética de TEO ($\approx 28^\circ$).

Debido a que nos interesa el término P_{PI} de la Ecuación (3.3), se requiere conocer la línea base (B_{sq}), para poder remover sus efectos de la componente H . Con el objetivo de mantener fluido y simplificado el texto del presente trabajo, el procedimiento para calcular B_{SQ} se describe con detalle en el Apéndice B.1. Por lo tanto, a partir de este punto, se supondrá conocido el valor de B_{SQ} .

Adicionalmente, es importante señalar que, entre más alejada se encuentre la estación magnética del ecuador magnético, menor sería la confiabilidad de esta aproximación. Esto es debido a que con el índice Dst obtenido a latitudes bajas se intenta minimizar los efectos de las corrientes ionosféricas Electrojet Auroral (AE) y Electrojet Ecuatorial (EEJ) (Knecht y B.M, 1985). De esta forma, al considerar latitudes cada vez más altas, los efectos de la corriente AE serán cada vez más significativos, convirtiéndose en otro factor que debería considerarse en las Ecuaciones (3.2) y (3.3).

Para los fines de este trabajo, el término P_{PI} es el que más relevante puesto que, en principio, representa las variaciones a escala regional en el CMT. Es importante señalar que, las perturbaciones magnéticas de origen ionosférico, *i.e.* P_{PI} , se deben principalmente a los efectos combinados de las corrientes DP2 y Ddyn (Akala y cols., 2020; Amory-Mazaudier y cols., 2017; ?). Por todo lo anterior, la Ecuación 3.3 se reduce a:

$$Ddyn + DP2 \approx H - B_{SQ} - \cos(\lambda)Dst. \quad (3.4)$$

3.1.1. Corrientes ionosféricas DP2 y Ddyn

En la actualidad, hasta donde alcanza el conocimiento del autor, no está del todo claro el efecto regional que cada corriente ionosférica (Ddyn y DP2) tiene sobre las TGMs (Amory-Mazaudier y cols., 2017). Esto es debido a que la naturaleza de estas dos corrientes ionosféricas provoca que sus respectivos efectos no puedan ser identificados directamente a partir de los datos.

Para poder aislar los efectos magnéticos regionales de las corrientes *Ddyn* y *DP2* se aplicará el método de Le Huy y Amory-Mazaudier (2005), que fue posteriormente mejorado por Zaka y cols. (2009). Este método hace uso los periodos(frecuencias) propias de cada corriente para su identificación, así como sus respectivas características principales:

- Los efectos de *DP2* son de respuesta rápida y se pueden presentar desde el inicio de una TGM. Sus periodos característicos son ≤ 4 h, y su actividad está fuertemente influenciada por los cambios de dirección en la componente B_z del CMI. La duración de este fenómeno se puede extender por varias horas, siempre que ocurran fluctuaciones importantes en la componente B_z , especialmente si éstas tienen dirección sur (Wei y cols., 2015). Es importante señalar que valores fluctuantes de B_z , provocan fluctuaciones en el campo eléctrico inducido por el viento solar (E_y). En particular, valores negativos (sur) de B_z están asociados a valores positivos de E_y .
- Los efectos *Ddyn* están mayormente asociados con la disminución en la actividad geomagnética auroral y tiene periodos del orden de 24 h. Debido a que se trata de un fenómeno con origen en la región auroral, pueden pasar algunas horas antes de que sus efectos se registren en regiones de latitudes medias. (Amory-Mazaudier y cols., 2017).

Por lo tanto, para desacoplar los efectos DP2 de Ddyn se implementarán filtros pasabandas, sobre P_{PI} , filtros que responderán a los periodos(frecuencias) propias de cada mecanismo (Akala y cols., 2020).

El primer paso para el análisis de P_{PI} fue calcular SQ (ver Apéndice B.1) a partir de los datos de la componente H . Para realizar esto se siguió el método utilizado por van de Kamp (2013), para la selección de los días quietos, a partir de los cuales se generó esta línea base. Una vez obtenida, se le añadieron las perturbaciones magnetosféricas, *i.e.*, $\cos(\lambda)Dst$. Posteriormente, se remueven estos efectos de la componente H , para así obtener un aproximación de P_{PI} que puede ser analizado a través de filtros (ver Ecuaciones (3.3) y (3.4)).

3.2. Identificación de los mecanismos para la respuesta geomagnética regional

En esta sección se presentan los dos casos mas significativos resultado de la metodología descrita previamente. Los casos de estudio que se presentarán serán las TGMs ocurridas

el 07 de noviembre del 2004 y el 27 de mayo del 2017. Por un lado, el evento de noviembre de 2004 (TGM2) fue seleccionado pues se trata de un evento complejo, que agrupa una sucesión de tormentas geomagnéticas en un periodo de algunos días. Por otro lado, y en contraste con la TGM2, el evento de mayo de 2017 (TGM5) es simple y muestra, con relativa claridad, las tres etapas que conforman una TGM. A pesar de que esta sección se enfoca en los resultados de estos dos eventos, los análisis y resultados del resto de los casos de estudio pueden ser consultados en el Apéndice A.

3.2.1. Eventos a discutir

Tormentas geomagnética de noviembre de 2004

La TGM ocurrida entre el 7 y 8 de noviembre del 2004 (TGM 2) es una de las más intensas del ciclo solar 23 (Yermolaev y cols., 2008). Previo a la ocurrencia de este evento, se había presentado intensa actividad solar entre finales de octubre e inicios de noviembre. Esta actividad solar dio como resultado la manifestación de fulguraciones solares. Esta actividad se asoció con la aparición de dos grupos de manchas solares en las regiones activas 10691 y 10696 del disco solar visible (Yermolaev y cols., 2008). Se tiene registro de tres fulguraciones ocurridas entre el 3 y 4 de noviembre, sin embargo, debido a problemas técnicas, no se pudo tener un registro de fulguraciones para los días 5 y 6 de noviembre.

En los registros *in situ* del viento solar cercano a la Tierra se detectaron entre el 7 y el 11 de noviembre la aparición de seis choques interplanetarios, así como EMCs con campos magnéticos bien definidos (nubes magnéticas). En el panel (a) de la Figura 3.1 se puede observar la presión dinámica (línea azul) del viento solar cercano a la Tierra durante los primeros días de noviembre de 2004. En el panel podemos apreciar incrementos súbitos, que incluso superan los 30 nPa, en el valor de la presión del viento solar, cada uno asociado a la llegada de una onda de choque, cada una precedida por una EMC. De acuerdo con lo mencionado en Wei y cols. (2015), cambios drásticos en la dirección de la componente B_z , así como cambios drásticos en la presión dinámica, pueden contribuir a la generación de CEPI.

En el panel (b) de la Figura 3.1 también se presenta el valor de E_y (línea negra) inducido por el viento solar cercano a la Tierra. En este caso se observan valores positivos en diferentes periodos, cada uno provocado por estructuras magnéticas (EMCs) diferentes. Es importante señalar que, para este evento, E_y alcanza valores máximos que varían entre los 15 nPa y 30 nPa, que son significativamente mayores a los del evento previamente descrito (~ 6 nPa).

En conjunto, durante los primeros días de noviembre de 2004, la complejidad de las estructuras del viento solar y las características de dichas estructuras, provocaron que el índice Dst (línea verde, panel (b) de la Figura) presentara un comportamiento complejo. El evento comienza, poco antes del medio día del 7 de noviembre, con un inicio súbito que

alcanza valores de ~ 80 nT. Esta etapa termina abruptamente con la fase principal de la tormenta que alcanza un valor de ~ -400 nT en el índice Dst en las primeras horas del 8 de noviembre. Posteriormente, se da una fase de recuperación rápida que termina en el medio día del 9 de noviembre, para de nuevo caer alcanzando ~ -280 nT en las últimas horas del 9 de noviembre.

En los índices planetarios y regionales K (panel (c) de la Figura) se observa coincidencias generales. Sin embargo, en el caso del índice regional K_{mex} (línea negra) se observa que la tormenta alcanzó el nivel de saturación (9) los días 7, 8 y 9 de noviembre. En contraste, la contraparte planetaria (línea verde) muestra una ligera tendencia a sobre pasar los valores regionales, salvo en los valores de mayor intensidad. Es importante resaltar que, en contraste con los demás eventos analizados, para la TGM2 los valores máximos del índice K regional superaron a los valores de su contraparte planetario.

La respuesta ionosférica (panel (d) de la Figura) para el caso de la TGM2 fue sustancialmente distinta a la TGM5. En las primeras etapas de la TGM, entre el medio día del 7 y la mañana del 8 de noviembre, se observa un incremento (respuesta positiva) en el TEC medido (línea roja) que casi duplica su valor esperado (línea negra). En contraste, en los días posteriores (9 al 12 de noviembre) se observan valores del TEC significativamente menores (respuesta negativa) a los valores esperados. Una vez más, y en consistencia con el evento descrito con anterioridad, se encuentra que un efecto regional asociado a la TGM es la perturbación local de la ionósfera. Sin embargo, para este caso, los efectos sobre la ionósfera provocan tanto un incremento, así como un decremento, en la concentración de electrones.

Tormentas geomagnética de mayo de 2005

La tormenta geomagnética ocurrida el 15 de mayo del 2005 (nombrada en este trabajo como TGM3) es conocida por ser la mayor TGM ocurrida ese año (Bisi y cols., 2010). Esta tormenta fue generada debido a una EMC de tipo halo con dirección hacia la Tierra y una velocidad inicial estimada en 1689 km/s. Asociada a esta EMC se detectó una fulguración solar (FS) de clase M8.0 a las 1613 UTC que se originó el 13 de mayo en la región R 10759, situado a 12° de latitud norte y 54° de longitud. Posterior a este evento se generó otra FS de clase C1.5 alrededor de las 1254 UTC. Ya en el espacio cercano a la Tierra, se observó un valor de -140 nT en la componente B_z (Bisi y cols., 2010).

En la figura 3.2 se observan algunas de las características principales de esta tormenta geomagnética. En el panel (a) se muestran un repentino aumento en la presión dinámica (línea azul) cerca de las 0200 UTC, lo que coincide con la llegada de la onda de choque, alcanzando valores de ~ 25 nPa. Unas horas después se observa el máximo pico en la presión cerca de las 0600 UTC con una magnitud de ~ 30 nPa, coincidiendo con la llegada de la EMC a la magnetosfera terrestre, para posteriormente descender igual de forma abrupta. En cuanto al campo eléctrico inducido (línea negra) observamos valores negativos

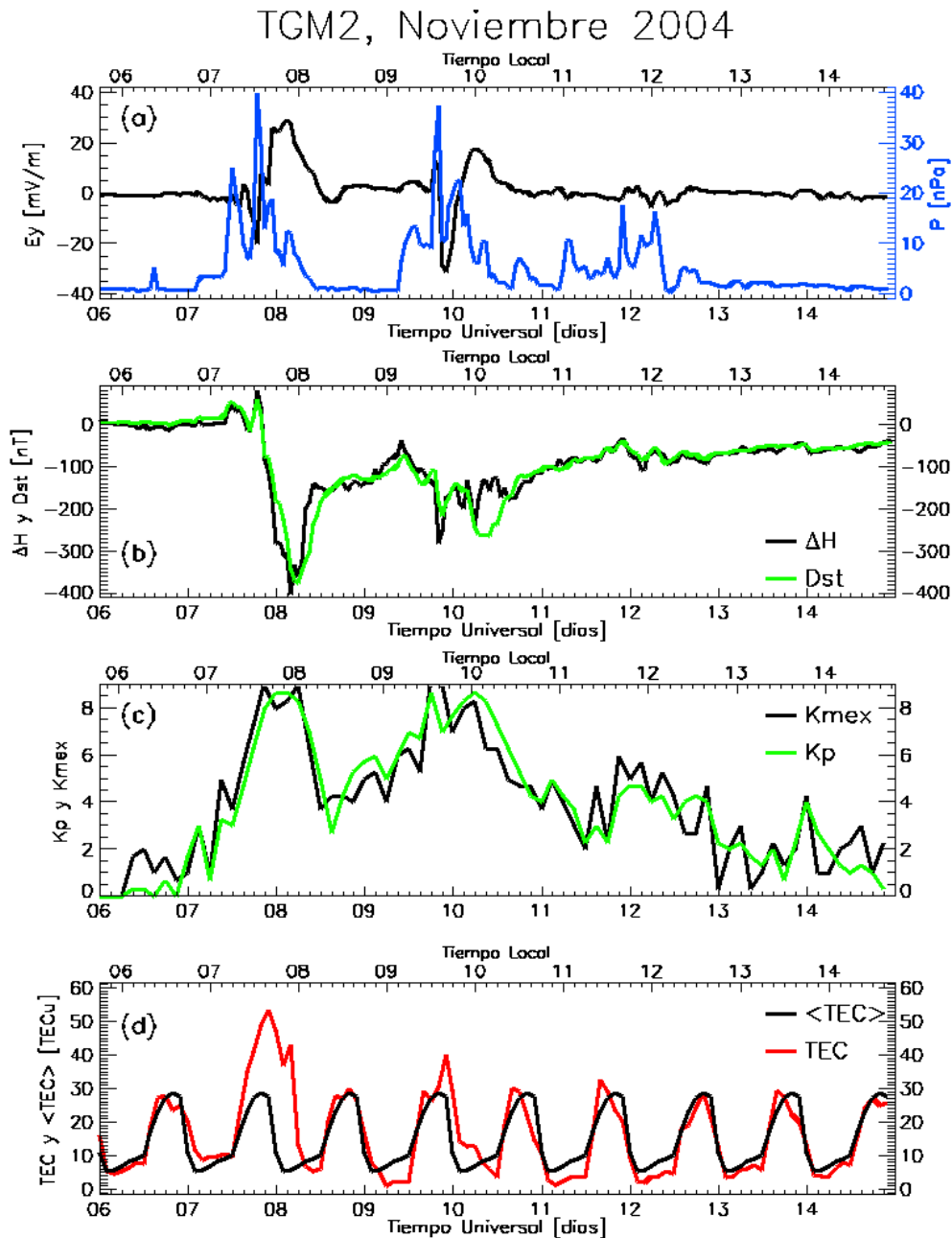


Figura 3.1: Características generales de la Tormenta Geomagnética del 7 de noviembre del 2003 (evento TGM2). De arriba hacia abajo: el primer panel indica los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico (línea negra). El segundo panel indica los índices geomagnéticos Dst y ΔH a manera de referencia para la TGM. El tercer panel muestra los valores de K_p y K_{mex} . En el último panel se muestran los resultados que indican la respuesta ionosférica TEC (línea roja) y sus valores esperados (línea negra).

de aproximadamente de $\sim -5mV/m$ asociado a la llegada de la onda de choque. Con la llegada de la EMC, que venía con una componente B_z de dirección sur, se observa un campo eléctrico inducido con un pico de $\sim 32mV/m$. Estos cambios drásticos en el campo eléctrico inducido y en la presión dinámica pueden ser factores que influyan en la posibilidad de que se generen CEPI.

En el panel (b) observamos la firma característica de la TGM, con una fase inicial que comienza cerca de las 0200 UTC (1900 LT) del 15 de mayo. Posteriormente, con la llegada de la EMC a las 0600 UTC (1200 LT) da comienzo la fase principal, donde tanto en el índice Dst (línea verde) como el ΔH se observa un descenso muy agudo en los valores, hasta llegar a un mínimo de -248 y -205 nT respectivamente, que ocurrieron cerca de las 0800 UTC (0200 LT) y 0700 LT respectivamente. Luego de este mínimo, dio inicio la fase de recuperación la cual se extendió por aproximadamente tres días después de que aconteció la TGM.

Al la misma hora que inició el descenso abrupto en los índices Dst y ΔH (0600 UTC) observamos un valor máximo en el índice Kp de 8+ (panel (c)). No obstante, en K_{mex} no se tienen valores registrados debido a un hueco en los datos en ese lapso de tiempo.

Finalmente, en el panel (d) de la figura se observa la respuesta ionosférica observada mediante el índice TEC (línea roja), en comparación con la respuesta esperada (línea negra). Lo primero que se puede observar es que, el día 15 de mayo en que ocurrió la TGM observa una respuesta ionosférica negativa significativa en el máximo diurno (cerca de las 1500 LT). En los días posteriores se observa una respuesta positiva por parte de la ionosfera, con valores de más de 40 TECu en los máximos diurnos del 16 y 17 de mayo.

Tormentas geomagnética de mayo de 2017

La TGM del 27 de mayo del 2017 (TGM5) fue ocasionado por la llegada de una eyección de masa coronal (EMC) y una onda de choque al ambiente espacial terrestre. En el panel (a) de la Figura 3.3 se aprecia un incremento súbito en la presión dinámica (línea azul) del viento solar cercano a la Tierra, pasado el medio día del 27 de mayo. Este incremento fue provocado por la llegada de la onda de choque, que provocó un inicio súbito en el índice Dst (línea verde, panel (b)). Posteriormente, las propiedades de la EMC provocaron que la componente Y del campo eléctrico inducido (E_y) del viento solar (línea negra, panel (a)) presentara valores positivos hasta las primeras horas del 28 de mayo. Comportamiento que derivó en la fase principal de la tormenta (ver panel (b) de la Figura). Una vez que el valor de $E_y \leq 0$, inicia la fase de recuperación en el índice Dst (ver panel (b) de la Figura).

En los paneles (b) y (c) de la Figura 3.3 se muestran los valores de los índices (K y ΔH) regionales (líneas verdes) y planetarios (líneas negras) usados en este estudio. Es importante señalar que, a pesar de que los índices Dst y ΔH son consistentes antes y después de la TGM, durante las primeras horas de la tormenta se observan diferencias claras entre los perfiles regional (verde) y planetario (negro). Adicionalmente, observamos que el inicio súbito se registra primero en el índice Dst (línea negra) y, algunos minutos más tarde, se presenta en el índice ΔH . Las diferencias entre la respuesta regional y el comportamiento planetario también se observa en los índices K . En el panel (c) de la Figura podemos notar que, durante las etapas de inicio súbito y recuperación, se observa

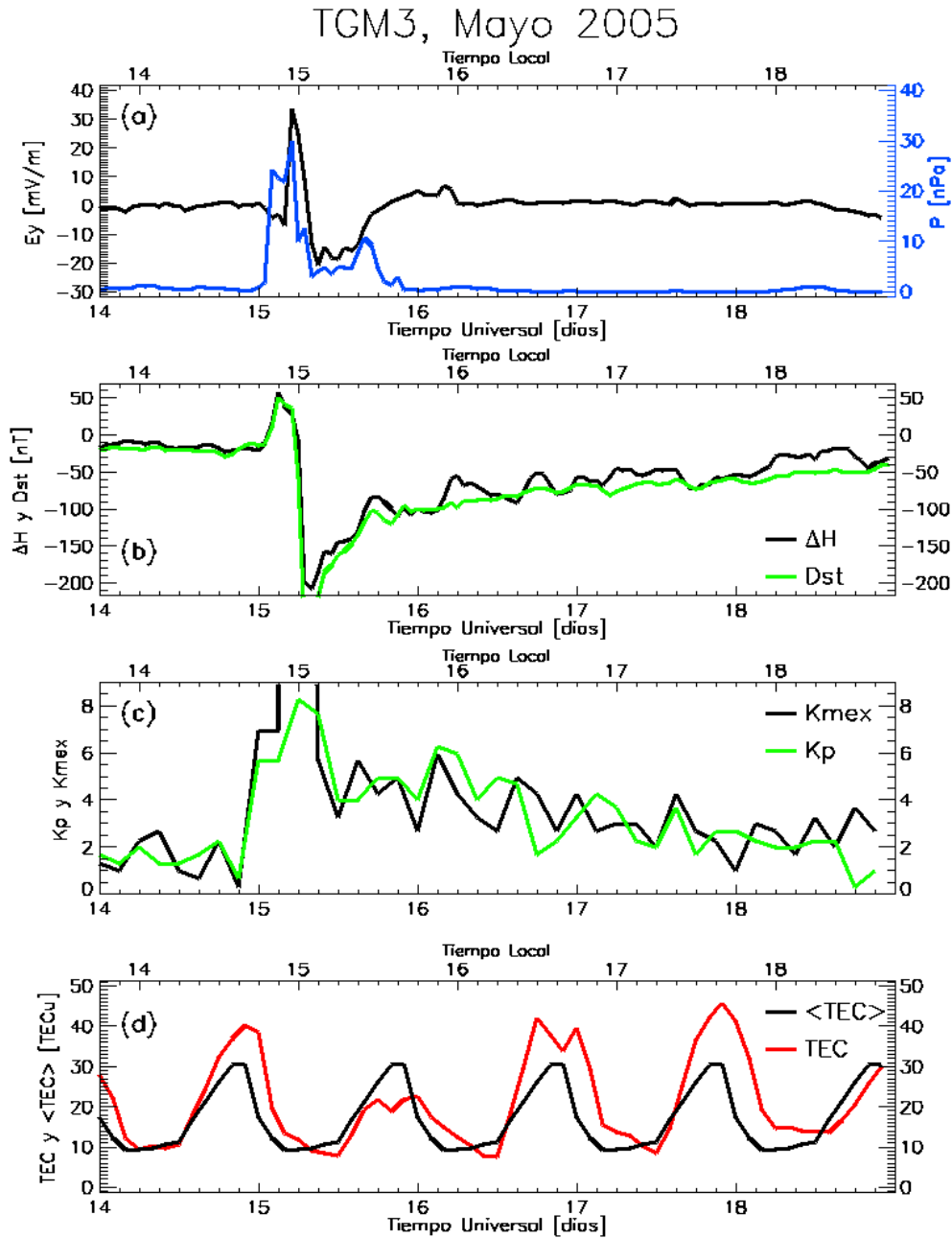


Figura 3.2: Características generales de la Tormenta Geomagnética del 15 de mayo del 2005 (evento TGM3). De arriba hacia abajo: el primer panel indica los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico (línea negra). El segundo panel indica los índices geomagnéticos Dst y ΔH a manera de referencia para la TGM. El tercer panel muestra los valores de K_p y K_{mex} . En el último panel se muestran los resultados que indican la respuesta ionosférica TEC (línea roja) y sus valores esperados (línea negra).

que el índice K_{mex} (línea verde) alcanza valores mayores a su contra parte planetario (línea negra).

En el panel (d) de la Figura 3.3, se presentan los perfiles del contenido total de electrones

(TEC) medido (línea roja) y su valor esperado ($\langle TEC \rangle$, línea negra). En el panel se puede apreciar que, durante la TGM, el valor medido del TEC es significativamente mayor al valor esperado. En otras palabras, el estado local de la ionosférica se desvía del estadísticamente esperado como un efecto asociado a la TGM5. Efecto que disminuye, o desaparece, una vez que cesó la TGM.

3.2.2. Manifestaciones geomagnéticas regionales y sus efectos ionosféricos

Una vez descritas con detalle las características de los eventos a analizar, se procedió con el análisis para identificar los efectos de P_{IP} . Los resultados de este análisis, en principio, también permitirán aislar los efectos de cada uno de los mecanismos propuestos ($Ddyn$ y $DP2$).

Las Figuras 3.4 y 3.6 resumen los resultados generales derivados del análisis. El panel (a) de las figuras, se presenta el perfil calculado del P_{IP} (ver Ecuación (3.3)). A estos perfiles les fue aplicada una transformada rápida de Fourier (FFT), cuyo espectro de potencias se presenta en los paneles (b) de las figuras. Posteriormente, en los paneles (c) se presentan los perfiles obtenidos a partir de las frecuencias (periodos) consistentes con $Ddyn$ (negro) y $DP2$ (rojo). Finalmente, en los paneles (d), se grafica el exceso de TEC respecto del valor medio esperado. En este panel se sombrea la región donde las manifestaciones regionales geomagnéticas, en principio, son más intensas. También en este panel se muestran líneas segmentadas horizontales que representan la media más/menos la desviación estándar de $TEC - \langle TEC \rangle$ o TEC_{diff} . De este modo, todos los valores que estén por encima (debajo) de la línea superior (inferior) implicará una respuesta ionosférica positiva (negativa) estadísticamente anormal.

TGM de noviembre de 2004

En la Figura 3.4 se presentan los resultados de separar los efectos ionosféricos P_{PI} para la TGM descrita del 07 de noviembre del 2004. En la Figura se observa que los efectos más significativos de P_{PI} están enmarcados mediante el sombreado amarillo y corresponden al periodo en que llegaron múltiples EMC. Esta ventana, a su vez, se puede dividir en dos periodos principales de máxima perturbación magnética atribuida a P_{PI} . En el primer periodo se pueden observar tres picos de amplitud, de 37 nT, -120 nT y 80 nT, el primero a las 18 hora del 7 de noviembre, el segundo a la media noche y el último a las 9 UTC del 8 de noviembre. Mientras que, en el segundo periodo se presentan dos picos, uno de -100 nT y el otro de 80 nT, a las 19 horas del 9 de noviembre y a 9 horas del 10 de noviembre respectivamente. Sin embargo, después del 11 de noviembre, se aprecia que P_{PI} mantiene un comportamiento cuasi-periódico con una amplitud que oscila alrededor de los ± 30 nT.

El espectro de potencia de P_{PI} se muestra en el panel (b) de la Figura 3.4. En primer

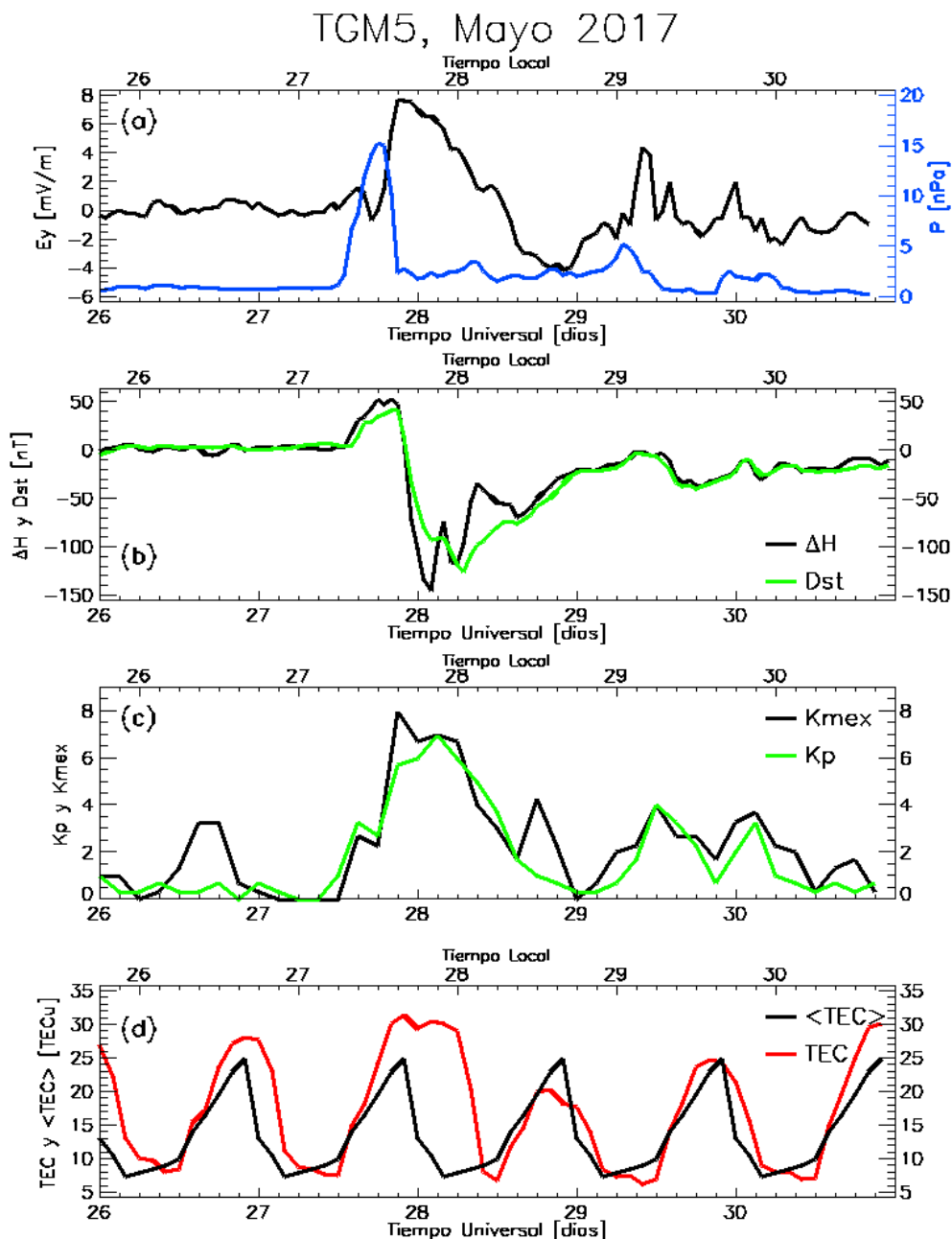


Figura 3.3: Características generales de la Tormenta Geomagnética del 27 de mayo del 2017 (evento TGM2). De arriba hacia abajo: el primer panel indica los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico (línea negra). El segundo panel indica los índices geomagnéticos Dst y ΔH a manera de referencia para la TGM. El tercer panel muestra los valores de K_p y K_{mex} . En el último panel se muestran los resultados que indican la respuesta ionosférica TEC (línea roja) y sus valores esperados (línea negra).

lugar, se procedió en hacer un filtro pasa bandas para identificar a D_{dyn} . Este filtro fue centrado en 1.19×10^{-5} Hz (24 h) (Blanc y Richmond, 1980), con extremos en 2.5×10^{-5} Hz (~ 28 h) y 1×10^{-5} Hz (~ 11 h). La banda del filtro corresponde a la región sombreada del lado izquierdo del panel. La razón de que se redujera el periodo para el límite inferior del filtro fue tener la capacidad de detectar, de presentarse, los primeros armónicos. Por otro

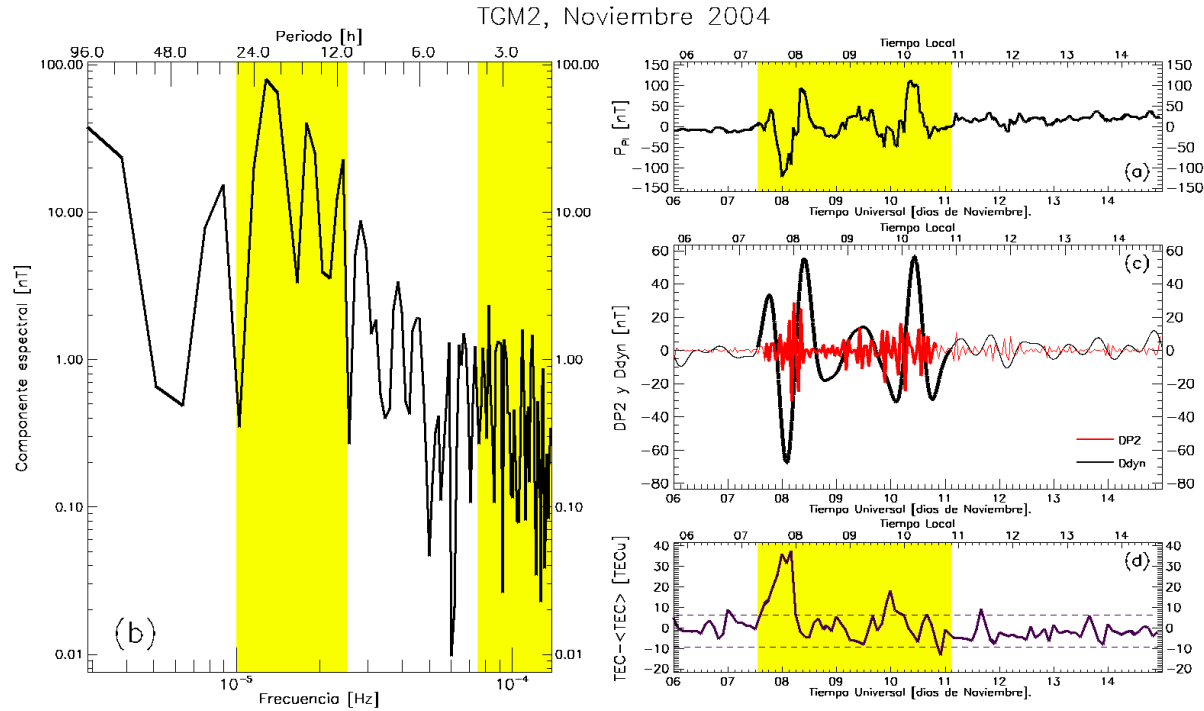


Figura 3.4: Análisis de corrientes ionosféricas. (a) Valor calculado de la perturbación magnética de origen ionosférico (P_{PI}). (b) Espectro de potencias asociado a P_{PI} . Las regiones sombreadas corresponden a las frecuencias (periodos) característicos de las corrientes DP2 y Ddyn. (c) Perfiles resultantes para las corrientes DP2 (rojo) y Ddyn (negro). Se resaltan con líneas gruesas los valores mayores a una desviación estándar. (d) Diferencia entre el valor medido de TEC y su valor esperado $\langle TEC \rangle$. Las líneas horizontales segmentadas corresponden a \pm una desviación estándar. La región sombreada en los paneles (a) y (d) corresponden al periodo que inicia con el efecto $Ddyn$ y termina al finalizar el efecto de $DP2$.

lado, para el caso de $DP2$, al tratarse de oscilaciones con periodos menores a horas, se aplicó un filtro pasa altas, que, en este caso filtraría todas las frecuencias (periodos) por encima (menores a) de 7.5×10^{-5} Hz (~ 4 h). En este caso, la región filtrada corresponde a la zona sombreada en el extremo derecho del panel. Adicionalmente, del espectro de potencias se puede inferir directamente que, los efectos de las frecuencias consistentes con $Ddyn$, son significativamente mayores a las correspondientes a $DP2$, puesto que la magnitud de las primeras es casi dos órdenes de magnitud que las segundas.

En el panel (c) de la Figura 3.4 se presenta los resultados de aplicar los filtros comentados en el párrafo anterior, de color rojo se muestra el perfil consistente con $DP2$ y de negro el correspondiente a $Ddyn$. Las regiones de estos perfiles que se resaltan con líneas gruesas corresponden al periodo para el cual los valores de ambos perfiles sobrepasan las respectivas desviaciones estándar. Tal periodo inicia el 7 de noviembre a las 1200 UTC (0600 TL) y termina alrededor de las 18 horas del 10 de noviembre, que corresponde a las regiones sombreadas (amarillo) en los paneles (a) y (d) de la figura. Durante este periodo de intensificación se observa que la máxima amplitud de $DP2$ (~ 30 nT) se presenta entre la noche del 7 y la madrugada del 8 de noviembre. Después, entre el 9 y el 10 de noviembre, las oscilaciones de $DP2$ vuelven a incrementar su amplitud. Estos dos periodos son

consistentes con incrementos abruptos y variaciones pronunciadas en el valor de E_y , *i.e.* B_z presentó valores sur intermitentes. Para tiempos posteriores al periodo señalado, las oscilaciones en $DP2$ tienden a decaer, condición que sugiere que la reconexión magnética entre la CMT y el CMI se detuvo o se está debilitando; iniciando así la fase de recuperación de la TGM.

Por otro lado, en el caso de $Ddyn$ se observa que una amplitud significativamente mayor a la de $PS2$, tal y como se adelantó en la discusión del espectro de potencias (panel (b)). También se aprecia que las amplitudes máximas para este caso coinciden con los máximos de E_y , *i.e.* mínimos de B_z sur. Además, en contraste con $DP2$, el perfil de $Ddyn$ no decae después del 10 de noviembre, sino que se mantiene oscilando alrededor de 10 nT durante los días posteriores al término de la fase principal de la tormenta.

En el panel (d) de la Figura 3.4 se grafica TEC_{dif} (línea morada). En este panel se observa que los periodos de intensificación de los perfiles $DP2$ y $Ddyn$ coinciden con valores de TEC anormalmente altos registrados entre los días 7 y 8 de noviembre y el 10 del mismo mes. En otras palabras, para este evento, la respuesta ionosférica parece ser un efecto regional de $DP2$ y $Ddyn$. Puesto que, fuera del periodos de intensificación de dichas corrientes (región amarilla), los valores de TEC_{dif} están dentro de lo estadísticamente esperado (dentro de las líneas segmentadas).

TGM de mayo de 2005

En la figura 3.5 se observa el análisis de la TGM ocurrida el 15 de mayo del 2005. En el panel (a) observamos los efectos magnéticos de P_{PI} . La región sombreada señala aquellos periodos en que se presentaron los valores más significativos de esta perturbación. Este periodo inicia desde las 0300 UTC (2100 LT del día anterior) y, a diferencia del caso anterior, continúa por el resto de la ventana de tiempo estudiada, hasta las 00 UTC (1800 LT) del 18 de mayo.

En el espectro de potencia (panel (b)) asociado a P_{PI} se observa que la mayor potencia se encuentra en la banda de frecuencias de entre 1.2×10^5 y 2.8×10^{-5} Hz. Esta banda (región sombreada) corresponde a su vez, a periodos de oscilación de entre ~ 24 h y ~ 10 h. Tomando en cuenta esto, se ajustó un filtro pasa-bandas con esta banda de frecuencias, para aislar los efectos de $Ddyn$. En el caso de los efectos de $DP2$, para aislarlos se ajustó un filtro pasa altas a partir de los 7.3×10^{-5} Hz, que corresponde a periodos de oscilación iguales o menores a ~ 3 h y 48 minutos (Nishida, 1968b) (región sombreada).

En el panel (c) se observan los efectos de $Ddyn$ (línea negra) y $DP2$ (línea roja). Observamos que en este caso, los efectos más significativos de $DP2$ (línea roja gruesa) ocurren en un periodo entre las 0300 UTC (2100 LT del día anterior) y las 1200 UTC (0500 LT) del 15 de mayo, teniendo una duración de 9 horas. Durante este periodo, la máxima intensidad en $DP2$ alcanzada fue de casi 20 nT. Por otro lado, con el efecto

D_{dyn} se observa una intensidad significativa desde que inició la TGM y que persiste hasta el límite de la ventana de tiempo observada. Durante este periodo, la mediana de las máximas intensidades en D_{dyn} es de aproximadamente 10 nT. Por otro lado, el máximo valor alcanzado en D_{dyn} tuvo una amplitud de aproximadamente 18 nT y fue alcanzado cerca de las 0700 UTC (0200 LT).

Finalmente, en el panel (d) de la figura se muestra el valor de TEC_{diff} . Se observa que, al igual que los efectos de D_{dyn} , los valores significativos de TEC_{diff} persisten por el resto de la ventana de tiempo mostrada. Un detalle a destacar de este evento, es que se observa una respuesta negativa significativa de -10 TECu. Esta ocurre entre las 1800 UTC (1200 LT) y las 23 UTC (1800 LT).

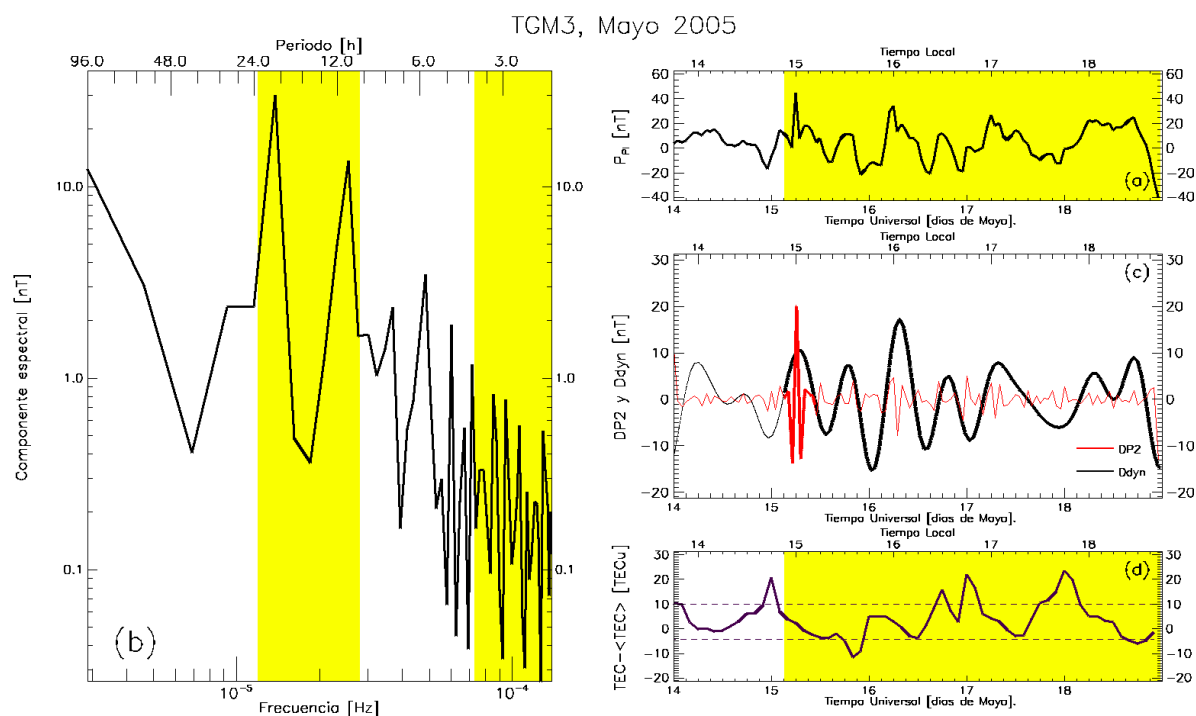


Figura 3.5: Análisis de corrientes ionosféricas. (a) Valor calculado de la perturbación magnética de origen ionosférico (P_{PI}). (b) Espectro de potencias asociado a P_{PI} . Las regiones sombreadas corresponden a las frecuencias (periodos) característicos de las corrientes DP2 y D_{dyn} . (c) Perfiles resultantes para las corrientes DP2 (rojo) y D_{dyn} (negro). Se resaltan con líneas gruesas los valores mayores a una desviación estándar. (d) Diferencia entre el valor medido de TEC y su valor esperado $\langle TEC \rangle$. Las líneas horizontales segmentadas corresponden a \pm una desviación estándar. La región sombreada en los paneles (a) y (d) corresponden al periodo que inicia con el efecto D_{dyn} y termina al finalizar el efecto de DP2.

TGM de mayo de 2017

La Figura 3.6 muestra el análisis de la TGM ocurrida el 27 de mayo del 2017. En el panel (a) de la figura se aprecia que los efectos más relevantes de P_{PI} se concentran en el periodo (región sombreada) que inicia el día 27, alrededor de las 1300 UTC (0700 TL),

y cesa el 28 aproximadamente a las 2000 UTC (1400 LT), ambos del mes de mayo. En contraste con el caso anterior, observamos que en este caso, P_{PI} regresa a su estado pre-tormenta fuera de la ventana de tiempo antes mencionada.

El espectro de potencia (panel (b) de la figura) asociado a P_{PI} , muestra que la mayor potencia se encuentra en la banda de frecuencias de 9×10^{-6} y las 3.2×10^{-5} Hz (región sombreada), correspondiente a periodos de ~ 31 h y ~ 9 h, respectivamente. Por este motivo, para este evento, se utilizó esta banda para aislar los efectos de $Ddyn$. Por otra parte, en el caso de $DP2$, se ajustó un filtro pasa altas a partir de 7.5×10^{-5} Hz, que corresponde a periodos menores a ~ 4 h (Nishida, 1966, 1968b) (región sombreada). Observamos que, al igual que en el caso anterior, la mayoría de la potencia en el espectro es consistente con los efectos de $Ddyn$.

Para este evento, en el panel (c) de la Figura 3.6, se aprecia los efectos de $DP2$ son significativos (línea roja gruesa) dentro de un periodo de aproximadamente 15 horas que inicia el 27 de mayo a las 2100 UTC. Es importante señalar que, durante esta ventana de tiempo, E_y mantiene con valores positivos (ver Figura 3.3 panel (a)). Durante este periodo, la máxima amplitud en $DP2$ fue un valor positivo de ± 10 nT. Por su parte, en el panel se confirma que los efectos de $Ddyn$ son cuantitativamente mayores a los de $DP2$ y se prolongan por más tiempo. En la figura se observa que los valores de $Ddyn$ alcanzan una máxima amplitud de $\sim \pm 40$ nT entre de las 0100 UT (1900 LT del 27 de mayo) y las 0900 UTC del 28 de mayo (0300 LT), valores que coincide con incrementos (decrementos) en los valores en P_{PI} (panel (a)). Para este caso, se observa que los efectos de $Ddyn$ (línea negra gruesa) se prolongan varias horas después de que la reconexión magnética ($E_y > 0$) entre la CMT y el CMI cesó, alrededor de las 0900 UTC del 28 de mayo; a diferencia de $DP2$, cuyos efectos cesan junto con la reconexión magnética, como ya se comentó.

Finalmente, en el panel (d) de la figura se muestra el valor de TEC_{diff} . En el panel se observa que, asociado al periodo de valores máximos de los efectos de $Ddyn$ y $DP2$ (región sombreada), TEC_{diff} sobrepasa significativamente sus valores esperados (dentro de las líneas segmentadas horizontales). En particular, es durante el periodo de reconexión magnética que TEC_{diff} alcanza su valor máximo. Posterior a este periodo, no se observan valores en TEC_{diff} que sobrepasen, con diferencia notable, los límites estadísticos señalados por las líneas segmentadas horizontales. De nuevo, como ocurrió en el caso anterior, las manifestaciones de $Ddyn$ y $DP2$ ocurren simultáneamente con una respuesta ionosféricas estadísticamente relevante. Por lo tanto se infiere que, en este caso también, la respuesta ionosférica puede ser un efecto de las corrientes $Ddyn$ y $DP2$.

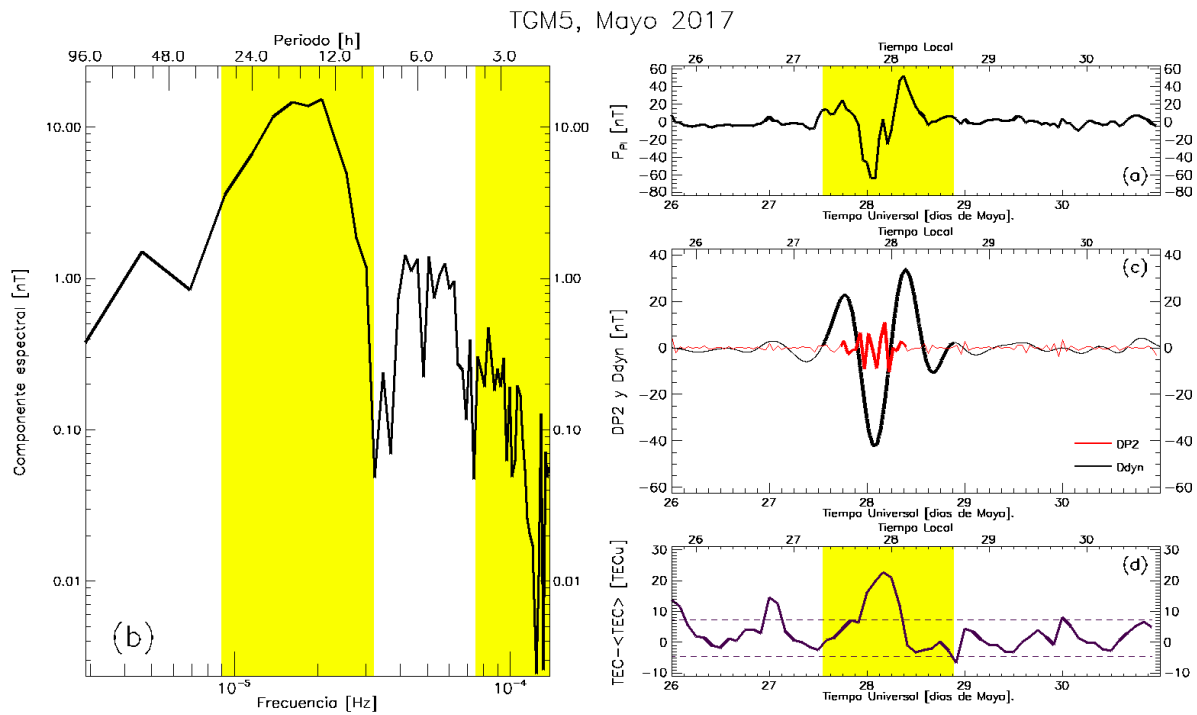


Figura 3.6: Análisis de corrientes ionosféricas. (a) Valor calculado de la perturbación magnética de origen ionosférico (P_{PI}). (b) Espectro de potencias asociado a P_{PI} . Las regiones sombreadas corresponden a las frecuencias (periodos) característicos de las corrientes DP2 y Ddyn. (c) Perfiles resultantes para las corrientes DP2 (rojo) y Ddyn (negro). Se resaltan con líneas gruesas los valores mayores a una desviación estándar. (d) Diferencia entre el valor medido de TEC y su valor esperado $\langle TEC \rangle$. Las líneas horizontales segmentadas corresponden a \pm una desviación estándar. La región sombreada en los paneles (a) y (d) corresponden al periodo que inicia con el efecto Ddyn y termina al finalizar el efecto de DP2.

Capítulo 4

Discusión y conclusiones

4.1. Discusión

4.1.1. Manifestaciones geomagnéticas regionales

El objetivo principal de este trabajo fue el encontrar evidencia de manifestaciones regionales de actividad geomagnética. Para poder identificar dichas manifestaciones, se compararon índices de actividad geomagnética planetaria y regional; puesto que diferencias significativas entre índices podría indicar diferencias entre la respuesta regional y planetaria, *i.e.* manifestaciones regionales de actividad geomagnética. Al realizar dicha comparación se identificaron dos tendencias (ver Figura 2.2). La primera de ellas se caracteriza por una consistencia entre los índice planetarios y regionales, que muestran una alta correlación mutua ($R^2 \sim 1$). En contraste, la segunda tendencia se caracterizó por una correlación baja ($R^2 < 0.6$) entre índices planetarios y regionales. Al inspeccionar los límites entre estas dos regiones, se encontró que la mayor dispersión puede ocurrir principalmente durante dos periodos: durante la fase principal de las TGM y/o durante la fase de recuperación.

En particular, en el caso de los índices Dst y ΔH , se encontraron variaciones pronunciadas entre los diferentes eventos analizados. Cuando el índice de correlación se grafica como función del valor del índice Dst (ver Figura 2.3), se encuentra que todos los eventos tienen en común una disminución significativa ($R^2 \leq 0.5$) en el rango Dst de ~ -40 nT y ~ -130 nT. Esta disminución del índice de correlación se puede atribuir a una respuesta geomagnética a escala regional que difiere de la planetaria. Sin embargo, e inesperadamente, a partir de ~ -150 nT el valor de R^2 tiene un ascenso suave, sin alcanzar los valores iniciales cercanos a la unidad ($R^2 \sim 0.6$). Este comportamiento puede ser debido a que las TGM más intensas ($Dst \ll -150$ nT) se manifiestan con mayor uniformidad, debido a que sus efectos planetarios “opacan” o “apantallan”, al menos parcialmente, la respuesta regional. Dicho de otra forma, entre más intensa sea una TGM, mayor será la similitud entre el comportamiento geomagnético regional y el planetario. Esto último, de momento solo se ha observado para los casos de estudio seleccionados y, tal como se estudio en Martínez-Bretón L. y cols. (2016), puede ser afectado de forma significativa por el tiempo

local en que se desarrolle la TGM..

Además, cuando se inspeccionan los periodos en los cuales los valores de Dst y ΔH difieren, resultó que tales periodos coinciden con variaciones anormales del contenido total de electrones en la región donde se calcula ΔH (ver Figura 2.4). La sistemática simultaneidad entre las manifestaciones regionales geomagnéticas y perturbaciones ionosféricas sugieren la existencia de algún mecanismo común que dé origen a ambos fenómenos.

4.1.2. Fuentes de las manifestaciones geomagnéticas regionales y sus efectos ionosféricos locales

Dado que la comparación de de los índices planetarios y regionales de actividad geomagnética tuvo como resultado la confirmación de la existencia de manifestaciones geomagnéticas regionales, el siguiente paso es caracterizar dichas manifestaciones. Para este propósito, en este trabajo, se asumió que tales manifestaciones son provocadas por las corrientes ionosféricas $Ddyn$ y $DP2$; puesto que son mecanismos que pueden inducir alteraciones geomagnéticas en latitudes geomagnéticas medias y bajas.

Tal y como se ha mencionado antes, los efectos magnéticos ocasionados por las perturbaciones ionosféricas o P_{PI} , son una suma de los efectos magnéticos de $Ddyn$ y $DP2$. Anteriormente, para reconocer las firmas de cada efecto por separado, se utilizaba como criterio la actividad auroral, cambios de dirección en la componente B_z y las fases de las TGM a través del índice Dst . En Amory-Mazaudier y cols. (2017) se concluye que $P_{PI} = DP2$ durante la fase principal de la TGM, ya que $Ddyn$ es nulo. Esto es debido al tiempo en que tarda en bajar a menores latitudes el viento neutro desde la zona auroral para posteriormente generarse el proceso de dinamo. Por otro lado, durante la fase de recuperación, cuando deja de haber actividad auroral y cambios bruscos en la componente B_z , P_{PI} se vuelve igual a $Ddyn$, y $DP2$ se hace cero. El problema, sin embargo ocurre en el caso de eventos complejos, donde en un breve periodo de tiempo acontecen dos o más TGM. Esto da como resultado una mayor inyección de energía en las zonas aurorales en varios periodos discontinuos. Esto resulta en una continua perturbación del CTM y de la ionosfera, lo que a su vez puede extender y volver más compleja a la fase de recuperación. Consecuentemente generando mayor incertidumbre al buscar caracterizar las perturbaciones ionosféricas de forma independiente.

Para poder identificar los efectos geomagnéticos de las corrientes $Ddyn$ y $DP2$ se aplicaron filtros a la perturbación ionosférica (P_{PI}) derivada a partir de los datos geomagnéticos locales, en combinación con el índice Dst (ver Ecuación (3.4)). Las propiedades de dichos filtros fueron definidas a partir de los periodos característicos de cada corriente ionosférica. Los resultados de este proceso se muestran en las Figuras 3.4 y 3.6.

De acuerdo a los resultados del análisis se observó que, para casi todos los eventos ana-

lizados, los efectos de $Ddyn$ fueron sistemáticamente mayores a las de $DP2$. Esta condición se puede corroborar tanto en el espectro de potencias, así como en los perfiles reconstruidos de los efectos de las corrientes ionosféricas (ver sección 3.2 y apéndice A). Por otro lado, es también posible que esta diferencia en amplitud de $DP2$ con respecto a $Ddyn$ se deba a la frecuencia de muestreo. Considerando que las fluctuaciones en $DP2$ pueden ser de hasta poco menos de media hora Nishida (1968b), cabe la posibilidad de que ciertas fluctuaciones de mayor intensidad hayan sido pasadas por alto durante el procesado de datos. Una solución para futuros estudios sería el uso de datos de campo magnético H en minutos, así como del uso del índice SYM-H, que es equivalente al índice Dst, con una cadencia de tiempo en minutos.

Adicionalmente, se encontró que los efectos de $Ddyn$ tienden a tener una duración mayor que los de $DP2$, cuyos efectos se limitan al periodo de reconexión magnética entre el CMT y la CMI. La duración extendida de los efectos de $Ddyn$ puede deberse al efecto dinamo que puede tener una duración de varios días debido a la continua inyección de energía en la ionosfera auroral por medio de múltiples periodos de reconexión magnética acontecidos durante un solo evento (tormenta geomagnética).

Es importante señalar que en uno de los eventos analizados los efectos de $DP2$ fueron similares en magnitud a los de $Ddyn$, en contraposición a la tendencia comentada en el párrafo anterior. En la tormenta geomagnética de mayo del 2005 (TGM3) los efectos magnéticos asociados a $DP2$ fueron impulsivos e intensos, de tal forma que sus amplitudes superaron las propias de $Ddyn$ (véase apéndice A). Esta condición podría deberse a que el proceso de reconexión magnética inicial asociada a este evento fue breve (~ 3 h). Posiblemente esta brevedad obstaculizó el adecuado desarrollo de los procesos que impulsan a la corriente $Ddyn$, puesto que los periodos característicos de esta última son de aproximadamente 24 h. En contraste, los mecanismos que impulsan la corriente $DP2$ tienen periodos característicos menores a 4 h, por lo que la brevedad de la duración de la reconexión pudo haber tenido algún tipo de efecto de “resonancia”.

En general, en cinco de las seis tormentas estudiadas en este trabajo se observa una perturbación ionosférica positiva (ver Figuras 3.4 y 3.6). Estas perturbaciones estuvieron asociadas a las fases principales de las tormentas geomagnéticas y, además, coinciden en tiempo con las mayores fluctuaciones de P_{PI} . Es importante señalar que se pueden manifestar alteraciones en P_{PI} previo a la fase principal de la tormenta. Regularmente estos efectos son debidos a una variaciones en la presión dinámica en el viento solar cercano a la Tierra, que provoca compresiones (intensificaciones) de toda la magnetósfera terrestre (Liu y cols., 2013). Por lo tanto, en los análisis de los efectos de las corrientes ionosféricas es importante considerar los posibles efectos derivados de la presión dinámica del viento solar durante la reconexión magnética que da origen a la fase principal de una tormenta geomagnética.

Al tomar en cuenta el periodo de perturbación en $DP2$ y sus periodos característicos, se puede asociar la respuesta ionosférica positiva con los CEPI (campos eléctricos de penetra-

ción inmediata) durante la fase principal de las TGM. Adicionalmente, se encontró que las respuestas ionosféricas positivas son más pronunciadas cuando el inicio de la TGM ocurre durante la tarde local, en consistencia con lo reportado por Liu y cols. (2013). Esto también coincide con las conclusiones observadas en Martínez-Bretón L. y cols. (2016), donde, dependiendo de la hora local en que se desarrolle la TGM, el campo geomagnético regional puede tener una respuesta más (o menos) inmediata con respecto a la respuesta planetaria.

Es importante resaltar que se pueden presentar casos donde se tenga un perfil perturbado de P_{PI} , asociado a una respuesta ionosférica (positiva o negativa) aparentemente menor. Este tipo de escenarios son provocados cuando se presentan de forma simultánea los mecanismos que dan origen a las respuestas ionosféricas positivas y negativas, contrarrestándose mutuamente. Por lo tanto, incluso si los datos muestran una respuesta ionosférica débil, ésta podría estar provocando efectos geomagnéticos intensos (Liu y cols., 2013).

Finalmente, se tiene que resaltar que las corrientes ionosféricas $DP2$ y $Ddyn$ pueden comprometer las telecomunicaciones, así como ocasionar problemas de precisión en los servicios de GNSS (Vankadara y cols., 2022; Wei y cols., 2015). Por ello, su estudio es de suma importancia para poder realizar modelos más precisos que ayuden a pronosticar las posibles afectaciones asociadas al clima espacial (Amory-Mazaudier y cols., 2017). A pesar de su relevancia, los estudios de estas corrientes ionosféricas son escasos (Klimenko y Klimenko, 2012; Yamazaki y cols., 2016), y los existentes se concentran para la región ecuatorial (*e.j.* Amory-Mazaudier y cols., 2017; Le Huy y Amory-Mazaudier, 2005; Zaka y cols., 2009). De esta forma, este estudio es relevante puesto que es parte de los pocos realizados para latitudes geomagnéticas medias.

4.1.3. Validación de los resultados

Del análisis aplicado a los casos de estudio se concluyó que se presenta una respuesta geomagnética regional, que en parte, es consistente con los posibles efectos de las corrientes ionosféricas $Ddyn$ y $DP2$. Además, la ocurrencia de los efectos de $Ddyn$ y $DP2$ es sistemáticamente simultánea con perturbaciones ionosféricas inusualmente intensas. De esta forma, se puede concluir que la respuesta ionosférica, al menos en parte, es un efecto de las manifestaciones geomagnéticas regionales.

Ahora, a partir de los análisis ya presentados, se inspeccionó la consistencia de los resultados obtenidos. Para realizar este proceso se aproximó el valor del índice geomagnético regional ΔH a partir de los datos derivados durante el análisis de los casos de estudio. Para este propósito es importante señalar que el índice ΔH es el equivalente regional del Dst , pero con el efecto de P_{PI} incluido. De esta forma podemos definir:

$$Dst_{\lambda} = \cos(\lambda)Dst + P_{PI} \approx \Delta H, \quad (4.1)$$

donde $P_{PI} = DP2 + Ddyn$ y λ es la latitud geomagnética del observatorio donde se

calcula ΔH (Teoloyucan, México). La Ecuación (4.1) se puede interpretar como el valor del índice Dst modificado a condiciones regionales dadas por P_{PI} y λ . Además, este índice modificado se puede emplear para explorar los efectos regionales de $DP2$ y $Ddyn$ a través de cuantificar la diferencia promedio entre los índices ΔH , Dst y Dst_λ .

Tabla 4.1: Diferencias entre el índice regional ΔH y los índices Dst y Dst_λ . De izquierda a derecha: caso de estudio, diferencia promedio entre ΔH y Dst (δ), así como entre ΔH y Dst_λ (δ_λ), porcentaje de decremento entre δ y δ_λ ; estas tres columnas se calculan con los datos disponibles para todo el periodo de tiempo. Las siguientes tres columnas presentan los mismos datos pero se calculan únicamente durante el periodo de tormenta geomagnética. El último renglón presenta los valores promedio de todas las columnas de datos.

	Todo el periodo de tiempo			Periodo de tormenta		
	* δ [nT/h]	* δ_λ [nT/h]	$\frac{\delta-\delta_\lambda}{\delta}$ [%]	δ [nT/h]	δ_λ [nT/h]	$\frac{\delta-\delta_\lambda}{\delta}$ [%]
TGM1	26.32	17.56	33.3	36.05	15.67	56.5
TGM2	16.85	13.64	19.0	31.89	20.19	36.7
TGM3	12.51	5.83	53.4	12.3	4.23	65.6
TGM4	11.99	9.57	20.2	17.82	13.24	25.7
TGM5	7.95	3.8	50.9	18.32	7.3	60.1
TGM6	14.55	14.21	2.9	21.33	19.49	8.6
Prom.	14.5	10.8	29.9	22.9	13.3	42.2

* Donde $\delta = |\Delta H - Dst|/(t_f - t_i)$ y $\delta_\lambda = |\Delta H - Dst_\lambda|/(t_f - t_i)$.

Los paneles (a) de las Figuras 4.1, 4.2 y 4.3 muestran los resultados de dicha exploración. En la figura se exhiben los perfiles para ΔH , Dst y Dst_λ con líneas negra, verde y roja respectivamente. En la figura se observa que valor del Dst_λ sigue de forma cercana al índice ΔH , mientras que en algunos momentos el valor del índice Dst se diferencia de los otros dos. Esta diferencia se puede confirmar cuantitativamente. La Tabla 4.1 muestra la diferencia promedio entre ΔH , Dst (δ) y Dst_λ (δ_λ) para cada uno de los eventos analizados. En la Tabla notamos que Dst_λ es sistemáticamente consistente con las variaciones regionales del campo geomagnético (ΔH). Incluso, cuando se restringe el cálculo de dicha diferencia a solo el tiempo de tormenta geomagnética, se observa que, por un lado, la diferencia entre los índices Dst y ΔH tiende a incrementarse, mientras que, por otro lado, la consistencia entre los índices Dst_λ y ΔH se incrementa.

Es importante señalar que en el caso del evento 6 (TGM6) la los valores de δ y δ_λ no cambian en una proporción similar al resto de los casos de estudio. En primera instancia, esto sugiere los efectos de P_{PI} no son los dominantes para este caso. Una revisión de las condiciones en las que se presentó este evento indican una complejidad significativa provocada por compresiones de la magnetósfera terrestre, asociadas a dos periodos intensos de reconexión magnética dentro de un lapso menor a 24 horas. De esta forma, para el caso de este evento, los procesos de actividad geomagnética planetaria pudieron haber “opacado” o “apantallado” la respuesta geomagnéticas regional.

Para poder mejorar la reducción en la distancia promedio de δ_λ de forma significativa se pueden considerar dos soluciones a futuro: 1) mejorar el procesado de sustracción de la línea base de variación diurna y 2) mejorar la calidad de los filtros para separar los efectos de *Ddyn* y de *DP2*. Los efectos magnéticos ocasionados por esta variación, como se menciona en Blanc y Richmond (1980); Le Huy y Amory-Mazaudier (2005); Yamazaki y cols. (2016), se contraponen a los efectos magnéticos de *Ddyn*, por lo que mejorar la precisión con que se sustrae esta línea base, ayudaría a mejorar en gran medida el definir de mejor forma los efectos magnéticos de *PPI* en general. Lo mismo se podría decir de las líneas bases cuyos periodos de oscilación correspondan a lapsos de menos de una semana. El punto anterior influiría en el filtrado de los anchos de banda correspondientes a *Ddyn* y *DP2*, con lo que, junto a una mejora en la calidad de los mismos filtros, permitiría distinguir de mejor forma la firma magnética característica de los casos de estudio analizados.

Además del índice ΔH , también se exploró la consistencia de los resultados con el índice K_{mex} . Esto se realizó a partir de estimar los efectos de sobre el índice Kp . Sin embargo, dada la naturaleza del cálculo del índice K , no se puede calcular con precisión el valor de K_{mex} a partir de incluir los efectos de *PPI* sobre Kp . Esto es debido a que los efectos de *PPI* puede contribuir de forma positiva o negativa en sobre el índice Kp . Tomando en cuenta lo anterior, en vez de un nuevo índice Kp modificado, se determinó un rango de incerteza, al cual denominamos como ΔKp . Los detalles para el cálculo de ΔKp se encuentran descritos el apéndice C.

En los paneles (b) de las Figuras 4.1, 4.2 y 4.3 se comparan los valores del índice regional K_{mex} (línea negra) y el planetario Kp (línea verde y círculos negros) junto con los efectos ionosféricos representados por ΔKp (barras verticales de incerteza). Para facilitar la interpretación de la gráfica se siguieron los siguientes criterios:

- $Kp = K_{mex}$: En este caso, no se traza ninguna barra.
- $Kp < K_{mex}$: Cuando la variación regional es mayor, se resalta a la barra superior, cuyo límite es $K_\sigma(K2)$.
- $Kp > K_{mex}$: Cuando la variación planetaria es mayor se resalta a la barra inferior, cuyo límite es el valor de $K_\sigma(K1)$.

En los paneles (b) de las Figuras 4.1, 3.5 4.3 se aprecia, en términos generales, que $Kp - \Delta Kp \leq K_{mex} \leq Kp + \Delta Kp$. Sin embargo, también existen casos puntos donde $K_{mex} > |Kp \pm \Delta Kp|$; en particular para valores quietos ($Kp \leq 4$) de actividad geomagnética. Esta condición se podría deber a procesos ionosféricos relativos o incluso a ruido geomagnético local con duración menor a tres horas, que corresponde a la cadencia de los índices K .

Debido a que, por un lado, es posible “reconstruir” el índice de actividad geomagnética regional ΔH a partir de combinar los efectos de *Ddyn* y *DP2* y el índice planetario *Dst*. Incluso, tal ‘reconstrucción’ aproxima mejor el valor de ΔH durante periodos de actividad geomagnética, que durante periodos quietos (ver Tabla 4.1). Por otro lado, al incluir los efectos de *Ddyn* y *DP2* en los valores de Kp , fue posible estimar el rango del posible

valor del índice regional K_{mex} , particularmente para periodos de actividad geomagnética ($K_p \geq 5$). Por lo tanto se concluye que los efectos magnéticos asociados a D_{dyn} y $DP2$, además de ser consistentes, representan manifestaciones geomagnéticas independientes de la respuesta, planetaria. Confirmando así, su naturaleza regional.

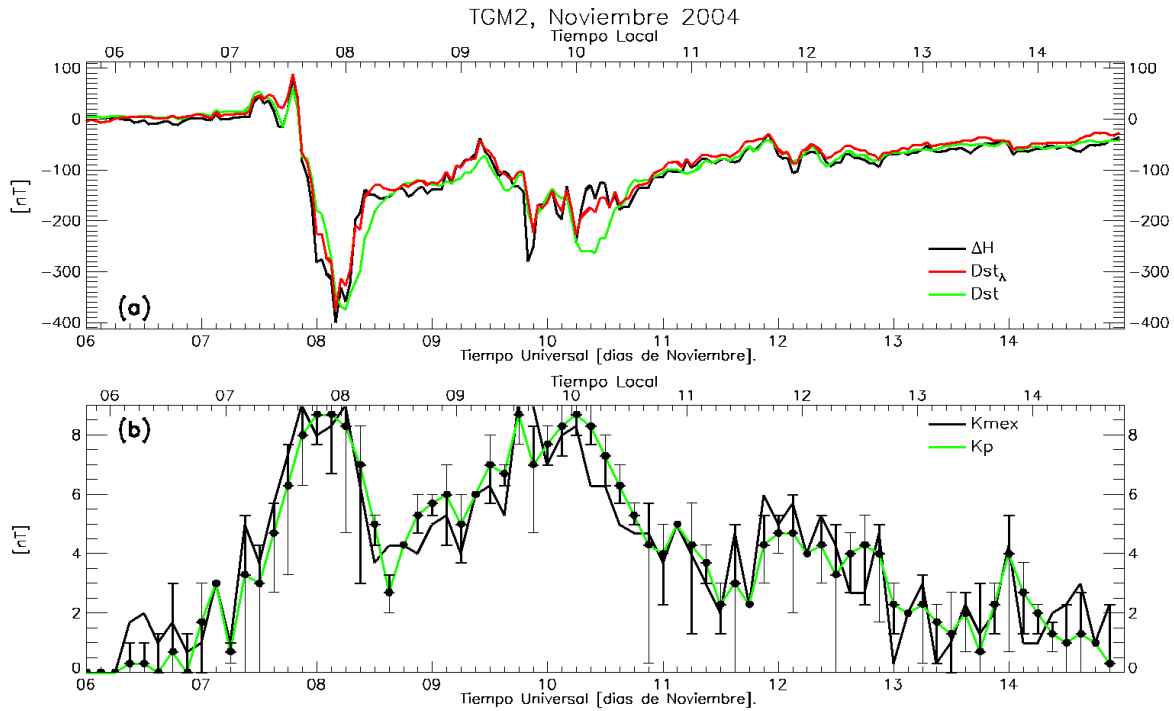


Figura 4.1: Panel (a): comparación en la función distancia y en el comportamiento entre ΔH (línea negra), Dst (línea verde) y $Dst(\lambda) + P_{PI}$ (línea roja). Panel (b): comparación entre índices K_p (línea verde) y K_{mex} (línea negra). Las barras verticales hacen referencia a ΔK , que representa la afectación que el efecto P_{PI} tendría sobre K_p .

4.2. Conclusiones

En el presente trabajo se estudiaron las diferencias entre la respuesta magnética regional y planetaria durante periodos de actividad geomagnética particularmente intensa. Al realizar un análisis de correlación entre los índices geomagnéticos regionales y planetarios, se encontró que cuando $-40 \text{ nT} \leq Dst \leq -140 \text{ nT}$ se presentan diferencias significativas en sus valores. Para el Dst menores a este rango, se observó que las manifestaciones geomagnéticas planetarias ‘opacan’ o ‘enmascaran’ parcialmente la respuesta regional. Sin embargo, las diferencias entre los índices regionales y planetarios implican que el CTM regional tuvo una respuesta independiente a la planetaria. Consecuentemente, se encontraron evidencias de manifestaciones geomagnéticas regionales asociadas a TGM, siendo este el objetivo principal de este trabajo.

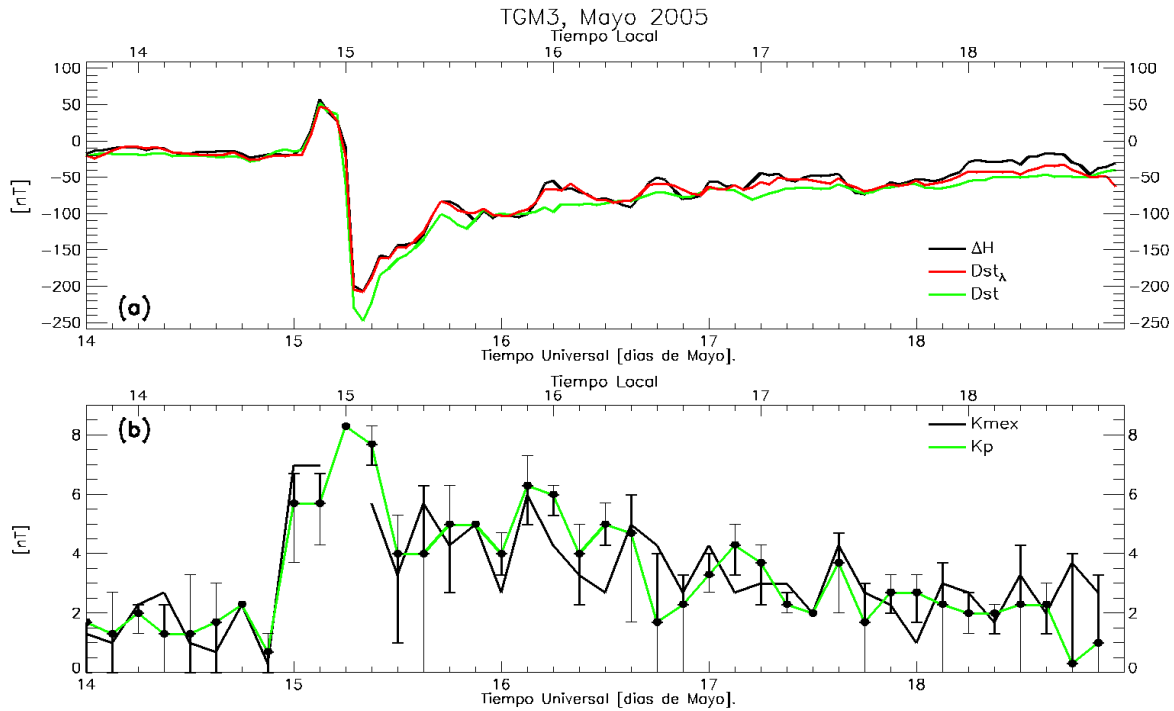


Figura 4.2: Panel (a): comparación en la función distancia y en el comportamiento entre ΔH (línea negra), Dst (línea verde) y $Dst(\lambda) + P_{PI}$ (línea roja). Panel (b): comparación entre índices K_p (línea verde) y K_{mex} (línea negra). Las barras verticales hacen referencia a ΔK , que representa la afectación que el efecto P_{PI} tendría sobre K_p .

Al estudiar la respuesta ionosférica para los periodos donde los índices regionales y planetarios diferían, se encontró que tales diferencias sistemáticamente coincidieron con perturbaciones ionosféricas locales. La condición de simultaneidad entre los dos fenómenos sugirió que tanto las manifestaciones geomagnéticas regionales y las perturbaciones ionosféricas están mutuamente relacionadas. Partiendo de este supuesto, se procedió en considerar aquellos posibles mecanismos físicos con la capacidad de simultáneamente afectar tanto a la ionosfera como al CTM a escalas regionales que, para los propósitos de este trabajo, se ubican en las latitudes geomagnéticas medias y bajas.

Se identificaron dos posibles corrientes ionosféricas con la capacidad de afectar de forma temporal las latitudes medias y bajas: las corrientes D_{dyn} y las $DP2$. Estas corrientes tienen la característica de originarse en las regiones de latitudes aurales, se intensifican durante los periodos de actividad geomagnética y están asociadas a la generación de campos eléctricos en la ionosfera. De esta forma, los campos magnéticos inducidos a partir de los campos eléctricos generados por estas corrientes pueden afectar regionalmente al campo magnético terrestre.

Una vez identificadas las posibles fuentes de la respuesta geomagnética regional, se procedió a aislar la contribución magnética de las corrientes ionosféricas por separado.

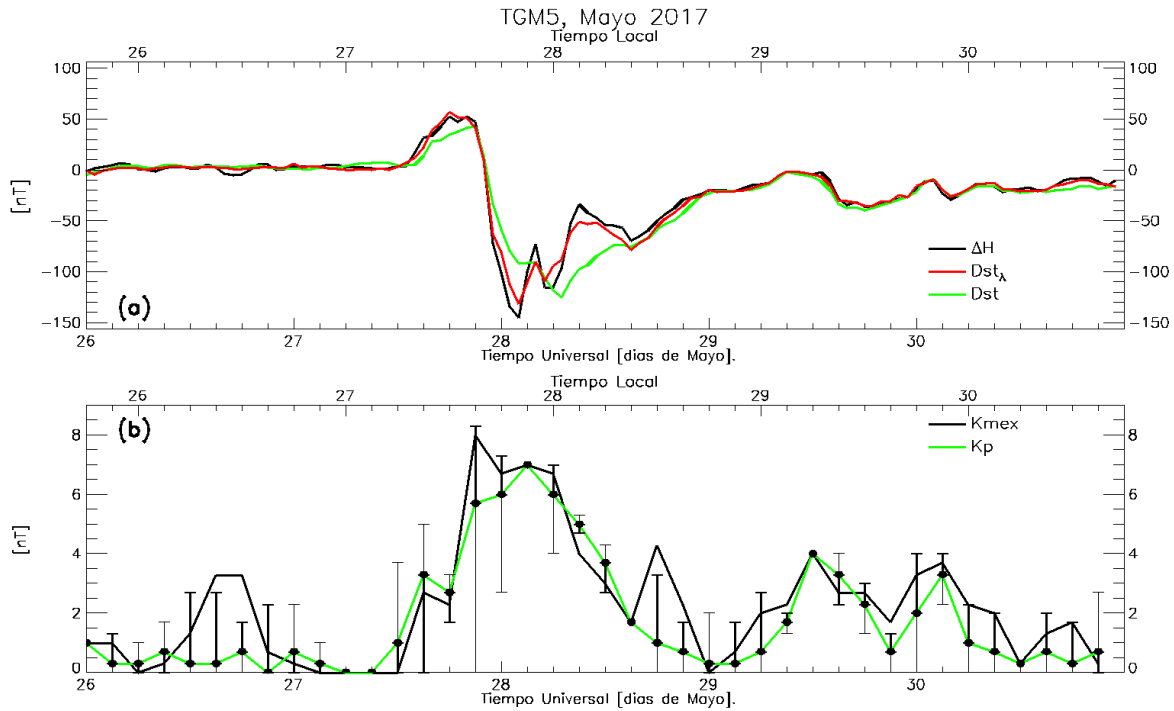


Figura 4.3: Panel (a): comparación en la función distancia y en el comportamiento entre ΔH (línea negra), Dst (línea verde) y $Dst(\lambda) + P_{PI}$ (línea roja). Panel (b): comparación entre índices K_p (línea verde) y K_{mex} (línea negra). Las barras verticales hacen referencia a ΔK , que representa la afectación que el efecto P_{PI} tendría sobre K_p .

Para ello, primero se tuvieron que manipular los datos magnéticos regionales para extraer la perturbación geomagnética, en principio, de origen puramente local y relacionada a los efectos ionosféricos. A estos datos se les realizó un análisis a través de filtros que se diseñaron con base a los periodos característicos de $Ddyn$ y $DP2$, que son de aproximadamente 24 horas y de menos de 4 horas, respectivamente.

El análisis de filtro permitió identificar los efectos de las corrientes ionosféricas $Ddyn$ y $DP2$ en los datos geomagnéticos regionales. Los resultados del análisis indican que los efectos de $Ddyn$, en general, son más intensos y se extienden por muchos más tiempo que los de $DP2$. Mientras que los efectos de $DP2$ se limitan a la fase principal y primeras horas de la fase de recuperación, *i.e.* cuando se presenta reconexión magnético entre el CMT y el CMI. Es durante este periodo que se genera una respuesta ionosférica más pronunciada (generalmente positiva). Esta respuesta puede manifestarse con una diferencia de minutos a unas pocas horas, dependiendo de la hora local en que inició la TGM. En términos generales, aquellos eventos que se desarrollan durante la tarde local, tienden a ser los que manifiestan efectos inmediatos (*e.j.* TGM 2, 4, 5 y 6).

Una vez identificados los efectos de las corrientes ionosféricas $Ddyn$ y $DP2$, se procedió a realizar una validación de los resultados. Esta validación se conformó de dos etapas.

La primera consistió en aproximar el índice regional ΔH a través de combinar el índice planetario Dst y los efectos de las corrientes ionosféricas comentadas. En la segunda se exploró la capacidad de aproximar el rango para el cual se presentaría el valor del índice regional K_{mex} a partir de los valores del índice planetario Kp y de los efectos de las corrientes $Ddyn$ y $DP2$. Estas dos etapas se concluyeron con éxito.

Por lo tanto se concluye que en la región central de México se presentan sistemáticamente manifestaciones geomagnéticas regionales. Tales manifestaciones pueden presentarse a partir de valores del índice $Dst \leq -40$ nT. La respuesta geomagnética regional parece deberse, en parte, a los procesos ionosféricos locales. En particular se identificaron las corrientes ionosféricas $Ddyn$ y $DP2$ como mecanismos para producir estos efectos regionales. Los efectos asociados a $Ddyn$ y $DP2$ además de ser consistentes con periodos de perturbaciones ionosféricas, permitieron reconstruir la actividad geomagnética regional.

4.2.1. Trabajo Futuro

Previamente se discutieron los resultados más sobresalientes de este trabajo. Sin embargo, a lo largo de las actividades para obtener tales resultados, se presentaron una serie de obstáculos y limitaciones que podrían ser gestionadas en trabajos futuros. Algunos de los puntos más significativos a considerar son:

- Es indispensable incrementar el número de eventos a analizar. De esta forma los resultados tendrán mayor validez y alcance. Para realizar esto es indispensable contar con una base de datos geomagnéticos de México continua, estable y de acceso libre. Adicionalmente, también se pueden contemplar datos de otros observatorios y estaciones geomagnéticas fuera del territorio nacional.
- Relacionado con el punto anterior, y por motivos de validación adicional, se deben de realizar análisis similares para regiones en latitudes geomagnéticas similares, pero con longitudes distintas, y *vice versa*. Lo anterior para verificar la detección de los efectos geomagnéticos provocados por las corrientes ionosféricas $DP2$ y $Ddyn$.
- Sería sumamente útil contar con datos del contenido total de electrones para diferentes puntos. Para poder identificar regiones que posiblemente se vean afectadas por los efectos de $DP2$ y $Ddyn$. Una alternativa a los datos directos, serían valores modelados como los presentes en los ‘mapas de TEC’.
- Además de lo anterior, contemplar el uso de columnas de composición termosférica sería ideal para el estudio de $DP2$ y $Ddyn$. Esto es debido a que la composición en la termosfera durante el periodo de actividad geomagnética puede influir en la respuesta local de la ionosfera.
- Para futuros estudios, será de mayor eficacia aprovechar el reciente proyecto de la red de estaciones geomagnéticas del Laboratorio Nacional de Clima Espacial. Con ello, se podrán estudiar de mejor forma los efectos regionales en distintas regiones del

territorio mexicano, el cuál es muy extenso y heterogéneo, como para asumir válidos los resultados de una región, para el resto del territorio.

Apéndice A

Eventos de estudio

A.1. Características generales de las Tormentas Geomagnéticas

A.1.1. Tormenta Geomagnética de noviembre del 2003

Entre octubre y noviembre del 2003 se registraron una cantidad significativa de eventos en el medio interplanetario que ocasionaron grandes perturbaciones en el campo geomagnético durante ese periodo de tiempo. Uno de esos eventos fue una Eyección de masa coronal y una FS asociada, provenientes de la región 10484 (Blanch, Altadill, Boška, Burešová, y Hernández-Pajares, 2005; Studio, 2003) que dieron lugar a la tormenta ocurrida entre el 19 y el 23 de noviembre. Además, posteriormente se registró una FS de clase M9.6 que ocurrió el 20 de noviembre (Meier y cols., 2005). Según Vats (2005) y Blanch y cols. (2005), la EMC se desplazaba a una velocidad estimada de entre 700 y 750 km/s en el espacio cercano a la magnetosfera terrestre.

En el panel (a) de la figura A.1 se muestran los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico inducido (CEI) (línea negra). Cerca de las 0700 UTC (0100 LT) se observa un abrupto aumento en la presión dinámica de ~ 18 nPa, la cual posteriormente mantuvo fluctuaciones significativas de entre 15 y 5 nPa durante el arribo de la EMC al entorno magnetosférico. En cuanto al CEI, se observa que en el momento que incrementó la presión dinámica, se generó un CEI de -5 mV/m, lo que coincide con el arribo de la onda de choque de la EMC. Posteriormente se observan la inducción de un campo eléctrico con intensidades de hasta 30 mV/m, pico que fue alcanzado cerca de las 1500 UTC (0900 LT).

La evolución de la TGM se puede observar en el panel (b) de la figura, donde se muestran los índices geomagnéticos Dst (línea verde) y DeltaH. Se puede notar que a las 0700 UTC (0100 LT) ocurre un aumento en los valores de DeltaH y (menos evidentemente) en Dst, lo que coincide con el arribo de la onda de choque, lo que produjo una SSC, pero que fue más pronunciada en las mediciones regionales. Es a partir de las 1200 UTC, que da inicio la fase de reconexión y con ello, la fase principal de la TGM, la cual concluye

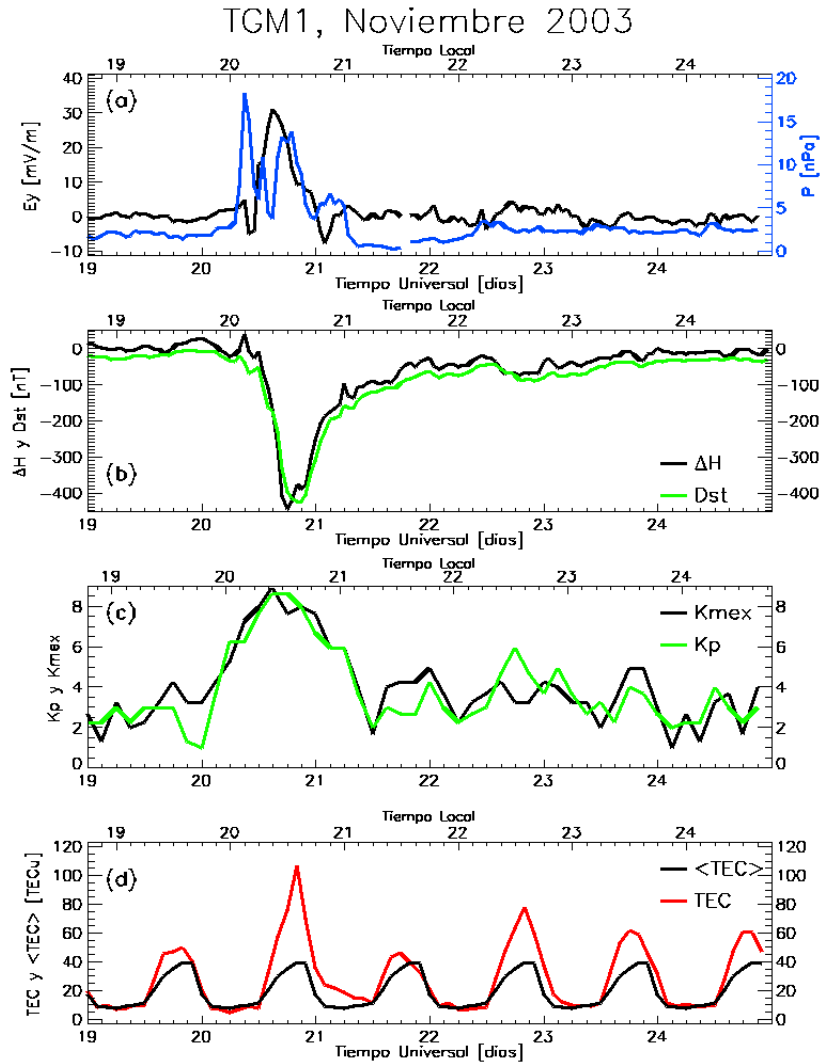


Figura A.1: Características generales de la Tormenta Geomagnética del 20 de noviembre del 2003 (evento TGM1). De arriba hacia abajo: el primer panel indica los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico (línea negra). El segundo panel indica los índices geomagnéticos Dst y ΔH a manera de referencia para la TGM. El tercer panel muestra los valores de Kp y K_{mex} . En el último panel se muestran los resultados que indican la respuesta ionosférica TEC (línea roja) y sus valores promedio (línea negra).

al llegar a los mínimos en Dst y DeltaH de -430 y -450 nT a las 2100 UTC y 1800 UTC (1500 LT y 1200 LT) respectivamente. Se observa que el comportamiento del CMT regional respondió más rápido a la TGM en comparación con lo observado en la escala planetaria, además de que se percibió con mayor intensidad. Una vez que el mecanismo de reconexión dejó de efectuarse, dio inicio la fase de recuperación, que tuvo una duración aproximada de cuatro días. De igual forma, en el panel (c) se observa el grado de perturbación del CMT planetario y regional a través de los índices Kp (línea verde) y K_{mex} (línea negra). se observan valores por encima de 8 a partir de las 1500 UTC, siendo K_{mex} donde se observa el mayor pico (K=9-).

Finalmente, en el panel (c) se muestra la respuesta ionosférica a través del índice TEC (línea roja), comparado con el comportamiento promedio o esperado (línea negra). Observamos que la mayor respuesta ionosférica (positiva) ocurre en el máximo diurno del 20 de noviembre, con un pico de ~ 110 TECu y que se mantiene después del mínimo nocturno. El 21 de noviembre, sin embargo, no se observa una respuesta significativa durante el máximo diurno, si se le compara con los picos en los días del 22 al 24 de noviembre.

A.1.2. Tormenta Geomagnética de marzo del 2015

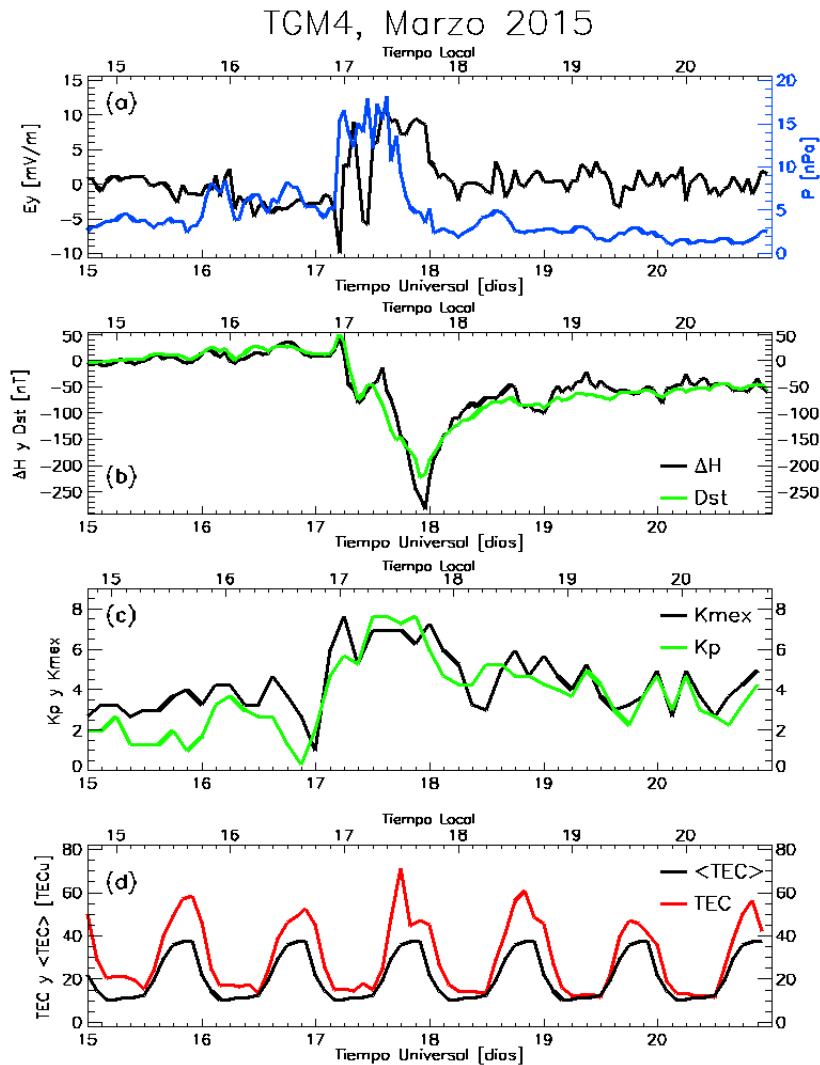


Figura A.2: Características generales de la Tormenta Geomagnética del 17 de marzo del 2015 (evento TGM4). De arriba hacia abajo: el primer panel indica los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico (línea negra). El segundo panel indica los índices geomagnéticos Dst y ΔH a manera de referencia para la TGM. El tercer panel muestra los valores de K_p y K_{mex} . En el último panel se muestran los resultados que indican la respuesta ionosférica TEC (línea roja) y sus valores promedio (línea negra).

Esta tormenta se la considera como la mayor tormenta del ciclo solar 24 (Wu y cols., 2016). A este evento se le conoce como la tormenta de San Patricio, debido a que ocurrió el día en que se celebra la fiesta de San Patricio en los Estados Unidos, el 17 de marzo del 2015.

De acuerdo con observaciones realizadas por SOHO/LASCO (Ray y cols., 2017), se observó que una EMC de Halo parcial salió del ambiente cercano al Sol entre las 0212 y las 00312 UTC, a la vez que se le asocia una FS de clase C9.1. La velocidad inicial para la EMC se estimó en ~ 606 km/s.

En el panel (a) de la figura A.2 se muestran los parámetros presión dinámica (línea azul) y CEI (línea azul). Se observa que, cerca de las 0600 UTC (00 LT) ocurre un abrupto aumento en la presión dinámica de hasta 15 nPa, al tiempo que se induce un CEI de -10 mV/m, lo que coincide con la llegada de la onda de choque de la EMC. La presión dinámica se mantiene por encima de los 10 nPa, mientras que se induce un CEI de valores de ~ 10 mV/m hasta las 1800 UTC (1200 LT) y 2400 UTC (1800 LT) respectivamente.

Por otro lado, en los paneles (b) y (c) se muestran los índices geomagnéticos planetarios (líneas verdes) y regionales (líneas negras) que nos ayudarán a caracterizar la TGM. En el panel (b) se muestran los índices Dst y ΔH que nos ayudan a observar la evolución de la TGM con el tiempo. La llegada de la onda de choque se hace evidente al comparar el aumento agudo en Dst y ΔH , y compararlo en tiempo con los cambios observados en presión dinámica y CEI. De acuerdo con Ray y cols. (2017) esta TGM se caracteriza por tener dos partes: la primera donde la reconexión ocurre por un cambio en la componente B_z hacia la dirección sur durante el tránsito de la funda de la EMC, y la segunda parte, donde con el arribo de la nube magnética se genera una TGM muy intensa. Esto se puede observar en el comportamiento de Dst y ΔH , en los cuales, se presentan dos mínimos. El primero que ocurre cerca de las 0900 UTC (0300 LT) con un valor en Dst y ΔH de ~ -80 nT, y un segundo y más pronunciado mínimo donde los valores descienden por debajo de los -200 nT, siendo ΔH donde se observa una mayor magnitud y por tanto, una mayor respuesta. Ambos mínimos se registraron cerca de las 2300 UTC (1700 LT), aunque se observa que ΔH tuvo una respuesta ligeramente más rápida que Dst, por lo que se observa en el comportamiento de las líneas. Posterior a este periodo, da inicio la fase de recuperación de la TGM, donde en ΔH se observa un comportamiento más irregular al aproximarse a los valores pre-tormenta. Por otro lado, en el panel (c), donde se muestran los índices K_p y K_{mex} se observan valores por encima de 7 durante el periodo asociado a la fase principal de la TGM. Observamos que los valores de K_{mex} son inicialmente mayores, entorno a las 0600 UTC (LT) y las 0100 UTC (1900 LT) del siguiente día, lo que implica un mayor grado de desarrollo en la respuesta del CMT regional asociado a los mínimos de la TGM.

Finalmente, en el panel (d) se muestra la respuesta ionosférica local. Observamos que, generalmente se observa una respuesta positiva, aún antes de que comience el periodo de la TGM. En Sergeeva y cols. (2019, 2017) se menciona este tipo de comportamiento, donde

el contenido total de electrones se muestra alterado, aún cuando Dst (y ΔH) no muestran perturbación. La respuesta ionosférica (línea roja) asociada con la tormenta, se observa con un pico de ~ 70 TECu antes de llegar al máximo diurno, cerca de las 1800 UTC (1200 LT). Este aumento fue muy agudo, teniendo una muy breve duración de un par de horas. En los días posteriores se observaron respuestas positivas similares aproximadamente a la misma hora local.

A.1.3. Tormenta Geomagnética de septiembre del 2017

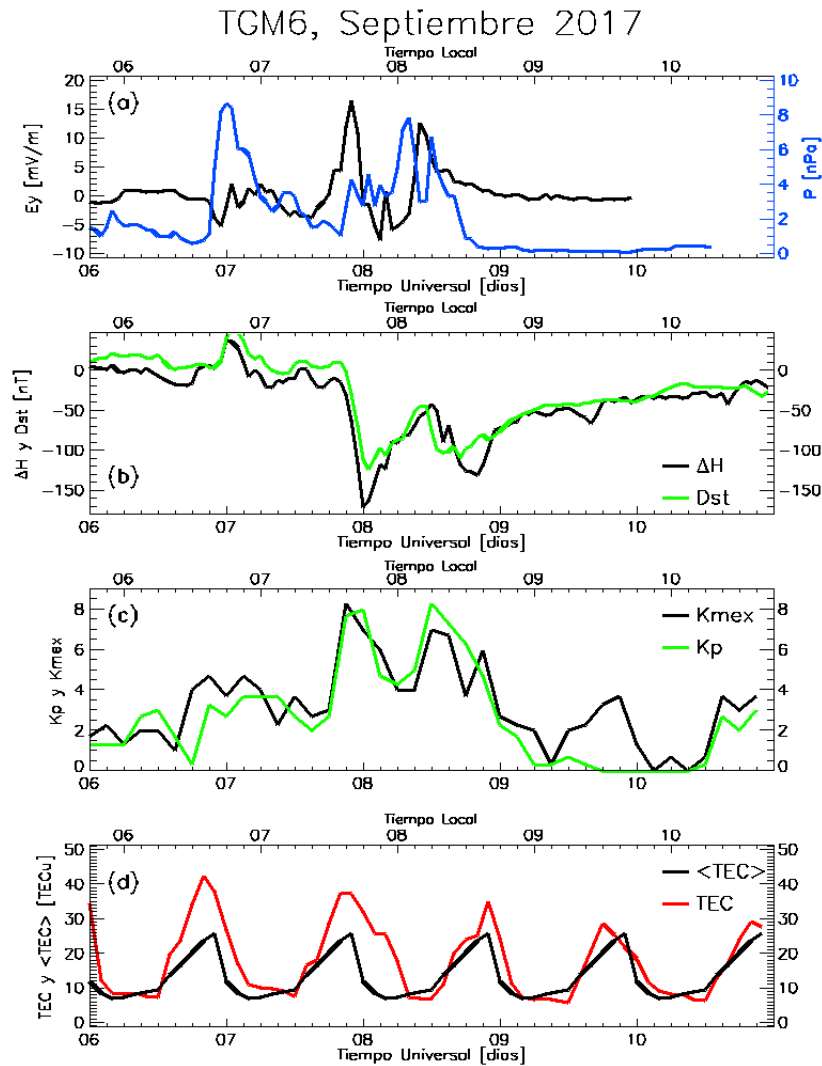


Figura A.3: Características generales de la Tormenta Geomagnética del 07 de septiembre del 2017 (evento TGM6). De arriba hacia abajo: el primer panel indica los parámetros del medio interplanetario presión dinámica (línea azul) y campo eléctrico (línea negra). El segundo panel indica los índices geomagnéticos Dst y ΔH a manera de referencia para la TGM. El tercer panel muestra los valores de K_p y K_{mex} . En el último panel se muestran los resultados que indican la respuesta ionosférica TEC (línea roja) y sus valores promedio (línea negra).

Durante el mes de septiembre se registraron una cantidad considerable de eventos

en el medio interplanetario, que iban desde EMC (con nubes magnéticas), FS, regiones de interacción de corrientes, entre otras Tran (2017). Específicamente, entre el 6 y el 9 de septiembre el Sol emitió 27 FS de clase M y 4 de clase X junto con EMC's (Hajra, Tsurutani, y Lakhina, 2020). La TGM que inició el 7 de septiembre se debe a dos EMC que impactaron la Tierra. De acuerdo con Akala y cols. (2020), la primera EMC salió eyectada del Sol el 4 de septiembre a las 1900 UTC, llegando a la magnetosfera en la mañana del 7 de septiembre. Con su llegada se registraron valores de ~ -10.56 nT cerca de las 0551 UTC. Por otro lado, la segunda EMC arribó a la Tierra aproximadamente a las 2330 UTC del mismo día. En este caso, se observaron valores de -31.05 nT en la componente B_z del CMI.

En el panel (a) de la figura A.3 se observa un abrupto (pero no muy intenso) de la presión dinámica (línea azul), apenas pasando de los 8 nPa cerca de las 2100 UTC (1600 LT) del 6 de septiembre. Al mismo tiempo se registran valores del CEI de ~ 6 mV/m. Posterior a este periodo, hay un descenso en la presión dinámica, además de que no se observa la generación de un CEI, lo que se traduce a la ausencia (o poco intensa) intensidad en la dirección sur de la componente B_z del CMI. Posteriormente, cerca de las 2000 UTC (1400 LT) la presión dinámica volvió a aumentar, teniendo un salto a 4 nPa y a 8 nPa a las 0600 UTC (2400 LT). En esta ocasión, si se observó la inducción de un CEI, registrándose valores de hasta 16 mV/m a las 2200 UTC (1600 LT) y posteriormente un segundo pico de ~ 12 mV/m al medio día del 8 de septiembre (0600 LT).

En el panel (b) se muestra la evolución de la TGM así como sus características generales. Se observa que entorno a las 2300 UTC (1800 LT) un aumento en Dst y ΔH , que junto con lo observado en el panel (a) indica la llegada de la onda de choque. No obstante, coincidiendo con el comportamiento visto en el CEI, no se observa un descenso claro en los valores de los índices geomagnéticos. Esto implica que no se generó una TGM a partir del arribo de la primer EMC. Por otro lado, con la llegada de la segunda EMC, si bien no se observa una fase inicial, sí se observa un claro descenso en los valores de Dst y ΔH , con lo que es a partir de las 2300 UTC (1800 LT) del 7 de septiembre que inicia la TGM. se puede observar además, que ΔH desciende en sus valores significativamente más rápido que Dst. Es a media noche (1900 LT) que ΔH alcanza su mínimo de -155 nT, mientras que Dst alcanza su mínimo de -120 nT cerca de la 0100 UTC (2000 LT). Posteriormente, tanto Dst como ΔH comienzan a tener un aumento en sus valores, característico de la fase de recuperación. Esta fase es interrumpida temporalmente cerca del medio día (0600 LT) del 8 de septiembre, cuando dio inicio otra fase de principal. En este caso, los valores de Dst vuelven a descender, alcanzando un mínimo de ~ -105 nT entre 1500 y 1800 UTC. Por otro lado, ΔH alcanza un segundo mínimo de ~ -130 nT casi a las 2000 UTC (1600 LT). Es interesante mencionar que en este segundo caso, ΔH evolucionó más lento que su contra parte planetaria.

En relación a la evolución en el tiempo de respuesta del CMT, el panel (c) se observa precisamente que, mientras que para la primera parte de la TGM se observa que K_{mex} tiene un pico por encima de K_p , esto no vuelve a ocurrir en el segundo caso, donde K_p

registra un pico de 8, mientras que el pico de K_{mex} fue de 7- para el mismo periodo.

Finalmente, en el panel (d), la respuesta ionosférica (línea roja) muestra valores positivos en comparación con el promedio esperado (línea negra). Al igual que con la TGM4, se observan valores positivos previos al inicio de la TGM. El pico de actividad ionosférica asociado con la TGM fue de ~ 32 TECu el 8 de septiembre pasado el periodo del máximo diurno y que se mantiene durante las horas nocturnas. En días posteriores se sigue registrando una respuesta positiva, pero que con el tiempo se atenúa de forma general.

A.2. Perturbaciones ionosféricas

A.2.1. TGM de noviembre de 2003

En el panel (a) de la figura A.4 se observa el resultado de aislar la perturbación ionosférica P_{PI} . Se observa que el periodo en que esta perturbación ionosférica presenta mayores variaciones entre las 0900 UTC (0300 LT) y las 1300 UTC (0800 LT) del siguiente día. Es durante este periodo (región sombreada) cuando se presentaron los efectos más significativos de P_{PI} , asociándose este periodo con la fase principal de la TGM y de las primeras hora de la fase de recuperación.

En el espectro de frecuencias asociado a P_{PI} (panel (b)) Se puede observar que la mayor potencia observada en el espectro corresponde a las frecuencias que van de 1.2×10^{-5} a 3.2×10^{-5} Hz. Esta banda de frecuencias corresponde a periodos de oscilación de entre ~ 23 h a $\sim 08:40$ h, correspondiendo con los periodos de oscilación en que fluctúan las perturbaciones D_{dyn} . Es en esta banda de frecuencias que se ajustó el filtro pasa bandas (región sombreada). Por otro lado, para el filtro pasa altas, se consideró una banda alta de frecuencias que corresponde a periodos de oscilación de ~ 4 h o menos (segunda región sombreada). A estas frecuencias se les asocia con los efectos de de la corriente $DP2$.

En el panel (c) se observa el resultado de la separación de D_{dyn} (línea negra) y de $DP2$ (línea roja), donde su contribución más significativa a la alteración del CMT se limita principalmente al periodo asociado a la fase principal de la TGM y primeras horas de la fase de recuperación (líneas gruesas), coincidiendo con lo observado en el panel (a). Se nota en D_{dyn} una amplitud máxima de ~ 40 nT en el periodo entre las 1200 UTC (0600 LT) y las 1800 UTC (1200 LT). Posterior a este periodo, si bien se observa actividad magnética por parte de D_{dyn} , esta deja de ser significativa. Por otro lado, en $DP2$ se observa que la máxima amplitud alcanzada fue de aproximadamente 15 nT a las 0900 UTC (0300 LT), 2100 UTC (1500 LT) y un último pico a las 0600 UTC del 21 de noviembre (2400 LT).

Finalmente, en el panel (d) observamos que la respuesta ionosférica TEC_{diff} más significativa (región sombreada) que corresponde al 21 de noviembre, también coincide con la mayor actividad en P_{PI} , y con los picos observados en $DP2$ y en D_{dyn} .

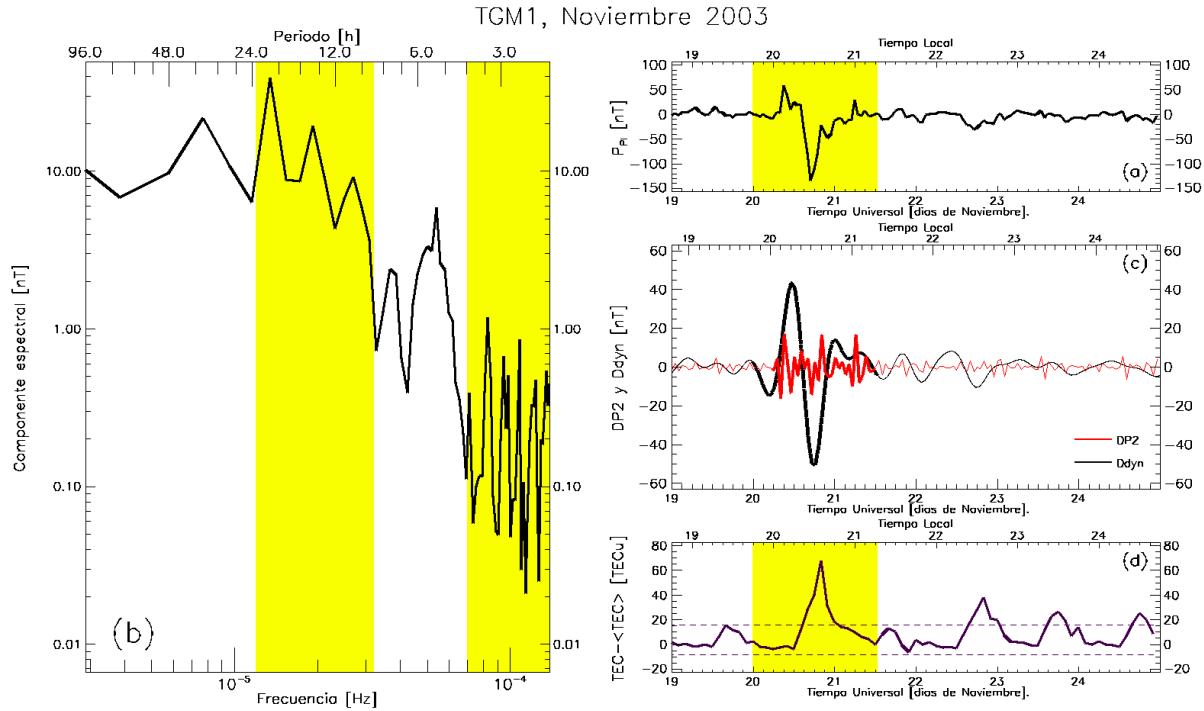


Figura A.4: Análisis de corrientes ionosféricas. (a) Valor calculado de la perturbación magnética de origen ionosférico (P_{PI}). (b) Espectro de potencias asociado a P_{PI} . Las regiones sombreadas corresponden a las frecuencias (periodos) característicos de las corrientes DP2 y Ddyn. (c) Perfiles resultantes para las corrientes DP2 (rojo) y Ddyn (negro). Se resaltan con líneas gruesas los valores mayores a una desviación estándar. (d) Diferencia entre el valor medido de TEC y su valor esperado $\langle TEC \rangle$. Las líneas horizontales segmentadas corresponden a \pm una desviación estándar. La región sombreada en los paneles (a) y (d) corresponden al periodo que inicia con el efecto Ddyn y termina al finalizar el efecto de DP2.

A.2.2. TGM de marzo de 2015

En el panel (a) de la figura A.5 se puede notar que, a diferencia del caso anterior, el efecto más relevante de P_{PI} (región sombreada) no solo se limita a una ventana de tiempo entorno a la fase principal de la TGM, sino que se extiende por el resto de la ventana de tiempo.

Al estudiar el espectro de frecuencias (panel (b)) al igual que en el caso anterior, se puede notar que la mayor potencia en el espectro se relaciona al rango de frecuencias asociado a las fluctuaciones de Ddyn que van desde 1.14×10^{-5} hasta 2.8×10^{-5} Hz, (entre 24 h 21 m y ~ 10 h). Es en este rango de frecuencias (región sombreada) que se ajustó el filtro pasa bandas para este caso de estudio. En el caso del filtro pasa altas (segunda región sombreada), este se ajustó para toda la banda de frecuencias por encima de los 7.5×10^{-5} Hz (periodos de 3 h 42 m).

Al observar los efectos aislados de $Ddyn$ y $DP2$ resultantes, encontramos que la mayor amplitud, nuevamente corresponde a $Ddyn$. Este máximo de amplitud ocurre en el periodo de entre las 1800 UTC (1200 LT) y las 2400 UTC (1800 LT), con un pico de -30 nT. En consistencia con lo observado en el panel (a), se observa que $Ddyn$ en este caso sí mantiene valores significativos en los días posteriores a la fase principal de la TGM. En el caso de $DP2$, se observan dos periodos en que se tiene una contribución significativa de su parte. Ambos periodos son consistentes con lo observado en la figura A.2 y con lo mencionado en Ray y cols. (2017), donde se menciona que este evento se trata de una TGM de dos partes. No obstante, en ambos casos la intensidad alcanzada por la perturbación $DP2$ es apenas superior a los 10 nT.

Finalmente, la respuesta ionosférica en el panel (d) corresponde con los periodos de máxima perturbación en $DP2$ y $Ddyn$. De la misma forma, la respuesta positiva observada el 18 y 20 de marzo coincide con las fluctuaciones en $Ddyn$.

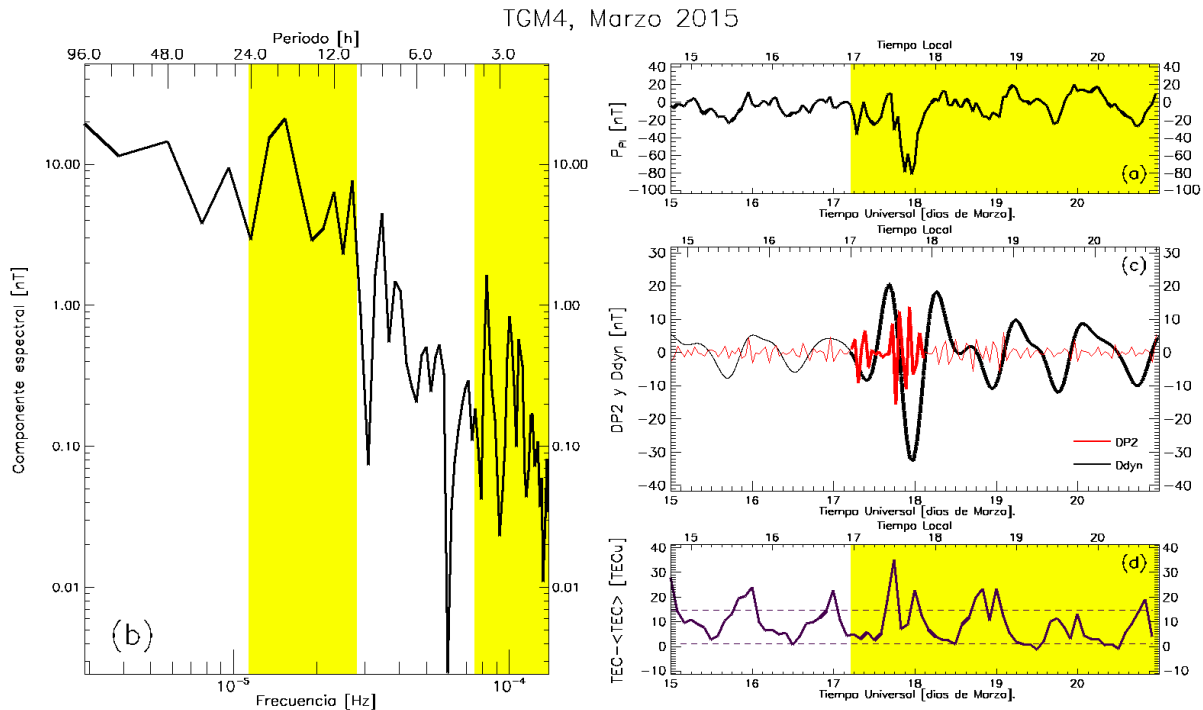


Figura A.5: Análisis de corrientes ionosféricas. (a) Valor calculado de la perturbación magnética de origen ionosférico (P_{PI}). (b) Espectro de potencias asociado a P_{PI} . Las regiones sombreadas corresponden a las frecuencias (periodos) característicos de las corrientes DP2 y Ddyn. (c) Perfiles resultantes para las corrientes DP2 (rojo) y Ddyn (negro). Se resaltan con líneas gruesas los valores mayores a una desviación estándar. (d) Diferencia entre el valor medido de TEC y su valor esperado $\langle TEC \rangle$. Las líneas horizontales segmentadas corresponden a \pm una desviación estándar. La región sombreada en los paneles (a) y (d) corresponden al periodo que inicia con el efecto $Ddyn$ y termina al finalizar el efecto de $DP2$.

A.2.3. TGM de septiembre de 2017

En este evento de estudio se observa de igual forma que la perturbación magnética ocasionada por P_{PI} (panel (a)) se limita principalmente al periodo asociado a las fases de principales estudiados previamente. Sin embargo, se puede observar que después de ese periodo se tiene un comportamiento cuasi-periódico entre el 9 y el 10 de septiembre.

Al analizar la potencia espectral de P_{PI} para este caso de estudio, se observa que la mayor potencia se asocia en un rango de frecuencias similar a los casos anteriores. En este caso, el rango de frecuencias (primera región sombreada) va de 9.5×10^{-6} a los 3.4×10^{-5} Hz, que corresponde a periodos de entre ~ 29 h 14 m y ~ 8 h 10 m. Nuevamente, este rango se le asoció con los periodos de fluctuación en $Ddyn$, por lo que el filtro pasa bandas se ajustó a esta banda de frecuencias. Para $DP2$, similar a los casos anteriores, se consideró la banda alta de frecuencias, que en este caso fueron todas aquellas menores a 7×10^{-5} Hz (periodos menores de ~ 4 h).

Al observar por separado el efecto de $Ddyn$ (panel (c)), se puede notar que, en consistencia con lo observado en el panel (a), se observa una actividad significativa posterior al día de la TGM. La amplitud máxima de $Ddyn$ fue de aproximadamente 30 nT y ocurre entre las 1300 UTC (0800 LT) y las 2000 UTC (1500 LT). En el caso del efecto $DP2$, se observa una intensidad máxima de ~ 10 nT entorno a la media noche del 8 de septiembre (1800 LT del 7 de septiembre). Sin embargo, el periodo en que se manifiestan los efectos más significativos de $DP2$ es considerablemente menor, permaneciendo aproximadamente hasta las 1800 UTC (1200 LT) del mismo día.

Al comparar los efectos de $Ddyn$ y $DP2$ con la respuesta ionosférica (panel (d)), se puede observar que, la mayor respuesta se encuentra entre el 6 y el 8 de septiembre. Lo interesante a notar es que las respuestas positivas observadas el 6 y el 7 de septiembre no se pueden asociar con $DP2$ y con $Ddyn$ por los tiempos en que fueron generadas, como sí ocurre con la que se presenta el 8 de septiembre. Por otro lado a partir del 9 ya no se presentan respuestas ionosféricas de relevancia, a pesar de que se observa que en los paneles (a) y (c) sí se observa una respuesta geomagnética significativa posterior al día de la TGM.

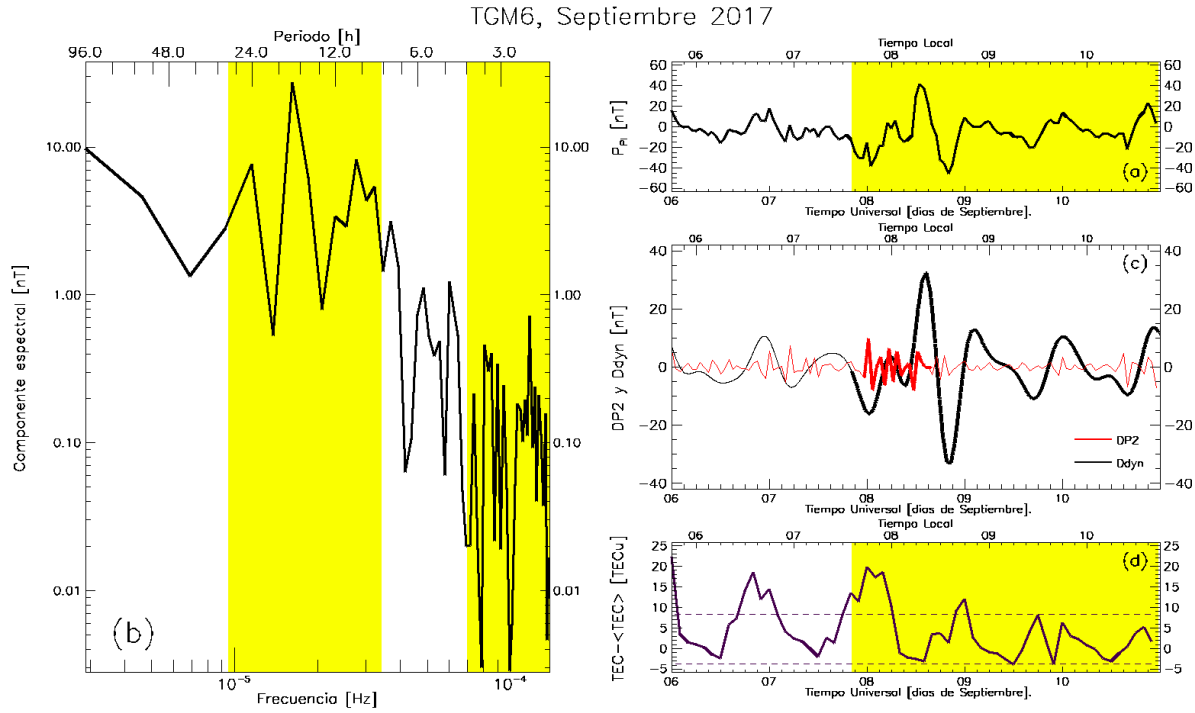


Figura A.6: Análisis de corrientes ionosféricas. (a) Valor calculado de la perturbación magnética de origen ionosférico (P_{PI}). (b) Espectro de potencias asociado a P_{PI} . Las regiones sombreadas corresponden a las frecuencias (periodos) característicos de las corrientes DP2 y Ddyn. (c) Perfiles resultantes para las corrientes DP2 (rojo) y Ddyn (negro). Se resaltan con líneas gruesas los valores mayores a una desviación estándar. (d) Diferencia entre el valor medido de TEC y su valor esperado $\langle TEC \rangle$. Las líneas horizontales segmentadas corresponden a \pm una desviación estándar. La región sombreada en los paneles (a) y (d) corresponden al periodo que inicia con el efecto $Ddyn$ y termina al finalizar el efecto de $DP2$.

A.3. Validación de resultados de Ddyn y DP2

A continuación se presentan los tres casos de estudio restantes de los que se habló en la sección 4.1.3 sobre la validación de los resultados.

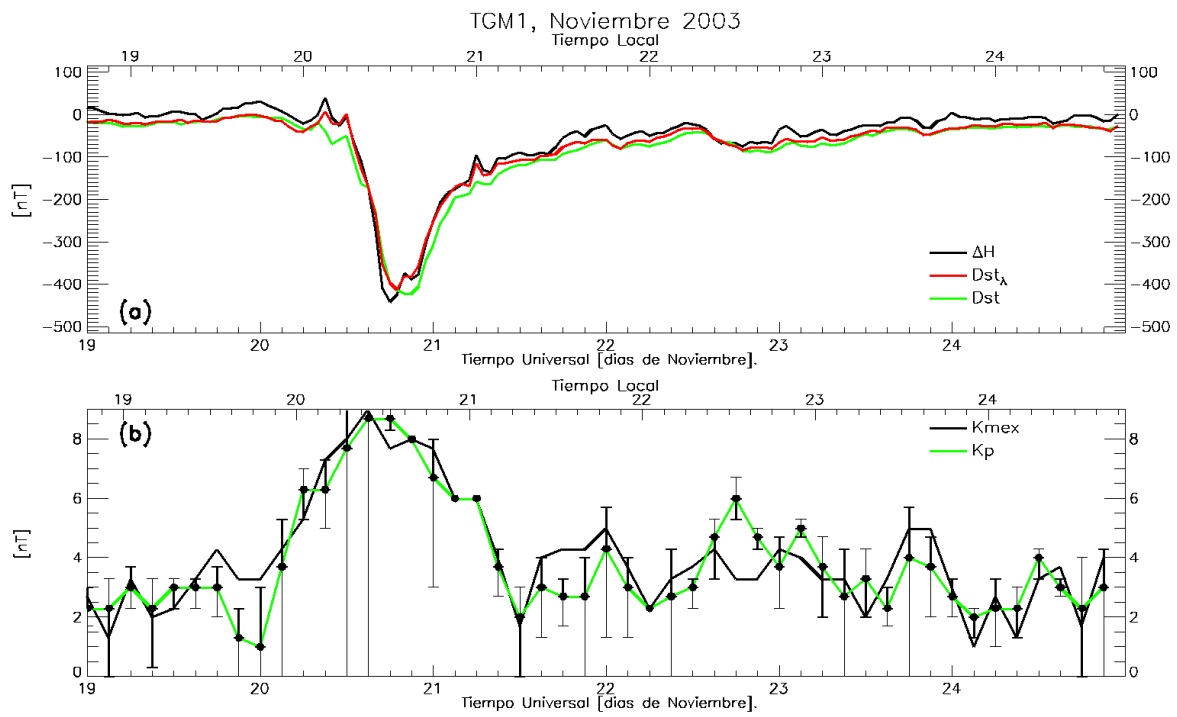


Figura A.7: Panel (a): comparación en la función distancia y en el comportamiento entre ΔH (línea negra), Dst (línea verde) y $Dst(\lambda) + P_{PI}$ (línea roja). Panel (b): comparación entre índices K_p (línea verde) y K_{mex} (línea negra). Las barras verticales hacen referencia a ΔK , que representa la afectación que el efecto P_{PI} tendría sobre K_p .

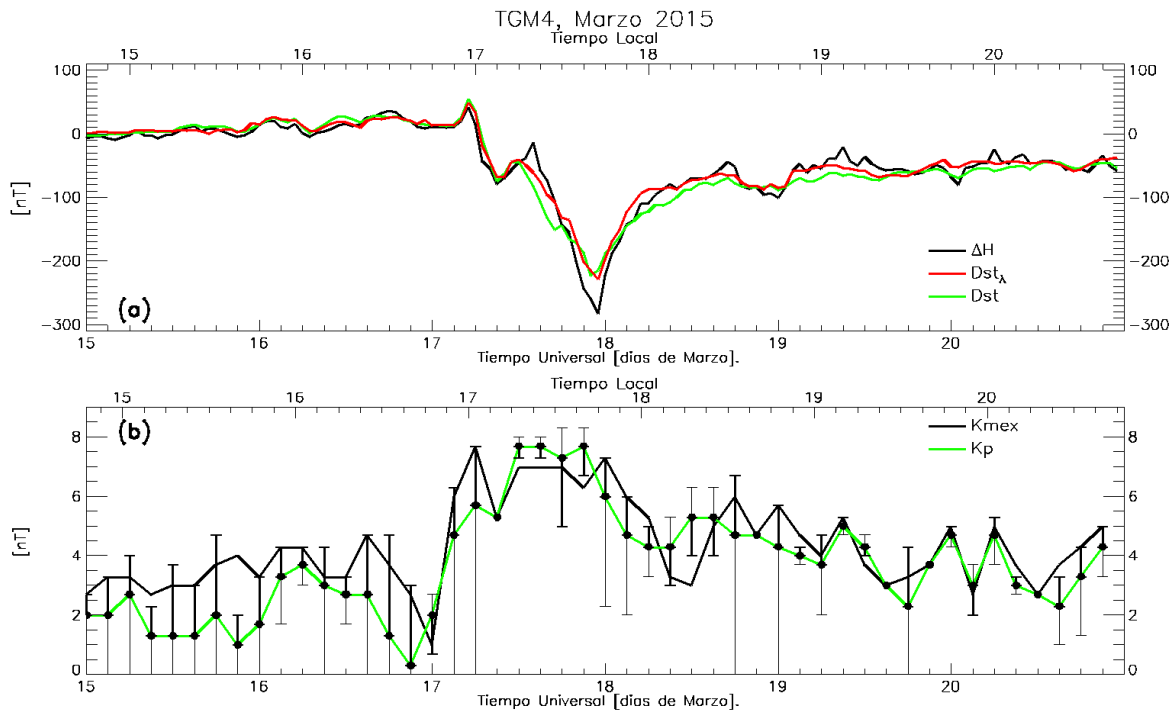


Figura A.8: figure

Panel (a): comparación en la función distancia y en el comportamiento entre ΔH (línea negra), Dst (línea verde) y $Dst(\lambda) + P_{PI}$ (línea roja). Panel (b): comparación entre índices K_p (línea verde) y K_{mex} (línea negra). Las barras verticales hacen referencia a ΔK , que representa la afectación que el efecto P_{PI} tendría sobre K_p .

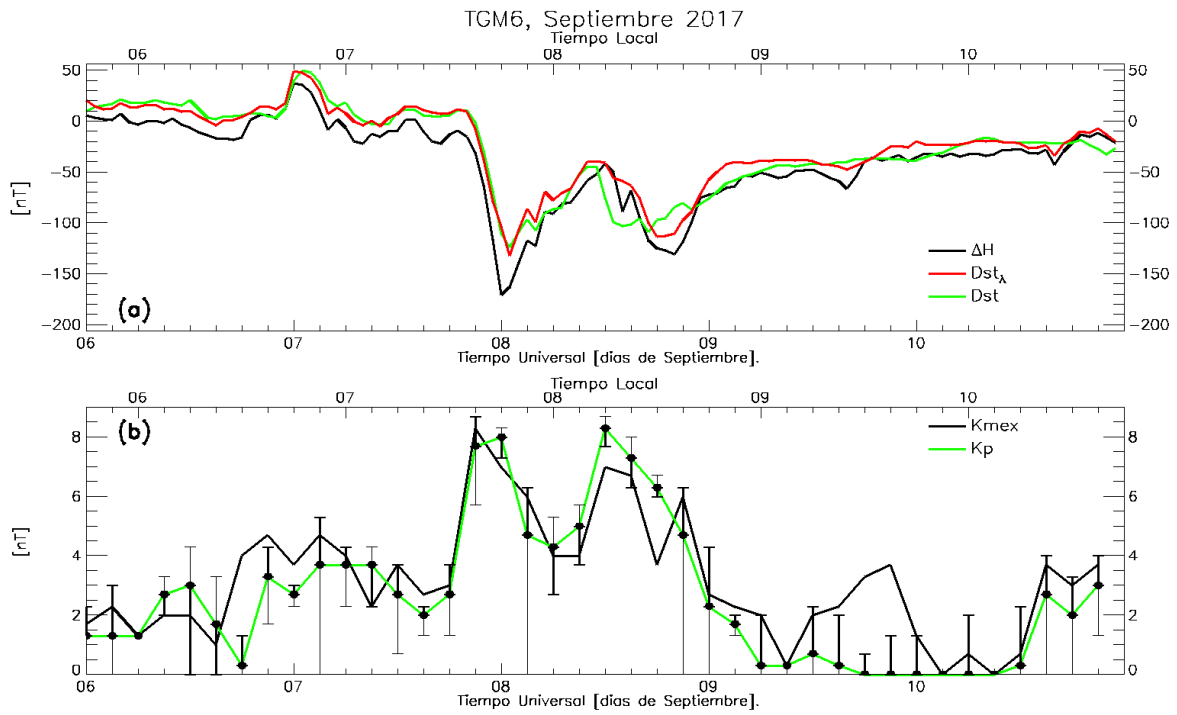


Figura A.9: Panel (a): comparación en la función distancia y en el comportamiento entre ΔH (línea negra), Dst (línea verde) y $Dst(\lambda) + P_{PI}$ (línea roja). Panel (b): comparación entre índices K_p (línea verde) y K_{mex} (línea negra). Las barras verticales hacen referencia a ΔK , que representa la afectación que el efecto P_{PI} tendría sobre K_p .

Apéndice B

Derivación de variación diurna SQ

Para remover los efectos de la variación diurna en cada caso de estudio, se realizó el siguiente procedimiento: Primero y lo más importante, fue la selección de los días quietos, a partir de los cuales se calcula la línea base de B_{sq} . Para la selección de los días quietos, se buscaron todos los días clasificados como quietos durante los meses en que ocurrieron los las TGM de interés en la página oficial del ISGI http://isgi.unistra.fr/data_download.php. Para seleccionar los dos días quietos, se llevó a cabo el siguiente criterio:

- i **Que los días clasificados como quietos (DQ) tengan las menores fluctuaciones posibles:** Aún en el día considerado como más quieto del mes pueden presentarse considerables fluctuaciones. Para encontrar el día con menor fluctuación, de acuerdo con van de Kamp (2013), se calculó la desviación estándar (σH) para cada día quieto. En muestreos de una hora, se comparan las máximas fluctuaciones o σH_{max} de cada día quieto. Los DQ con menor σH_{max} serán los seleccionados.
- ii **Los dos días quietos seleccionados (DQS) deben enmarcar a cada TGM:** Los DQS no solo deben tener la menor σH_{max} , sino también que cada uno debe haber ocurrido antes y después de la TGM respectivamente. Esto debido a que eventualmente se interpolarán las líneas bases de cada DQS, generando una línea base B_{QS} para la ventana de tiempo abarcada entre esos dos DQS.
- iii **No deben haber datos nulos:** Considerando que los datos nulos del CTM registrados en el observatorio TEO implican que no se les puede considerar objetivamente como DQ, aquellos DQ en que se presenten datos nulos deberán ser descartados.

Bajo estas condiciones, según van de Kamp (2013), es posible que el tiempo que separe a los dos DQS sea de hasta 66 días en caso de ser necesario.

En la tabla B.1 se encuentran enlistados los días quietos registrados según el criterio seguido en Matzka (2021). Junto a las fechas de cada día quieto, se señala el código que hace referencia a qué posición ocupa dentro de los cinco días más quietos. Junto a esta fecha, se señala la máxima desviación estándar σH registrada en el mismo día. Como puede observarse, no siempre los días considerados como los más quietos o Q1, son los en los que se observa la menor σH . Por otro lado, en los DQ se observaban periodos

sin datos, por lo que en automático quedaban descartados. Estos últimos se les denotó como $\sigma H = NaN$. Finalmente, considerando los criterios previamente establecidos, los días quietos son señalados en la tabla B.1 resaltándolos en color verde.

Tabla B.1: Días quietos en cada ventana de tiempo, con su respectiva clasificación y la máxima desviación estándar de la componente H que se presentó en cada uno.

Octubre-Noviembre, 2003		Noviembre, 2004		Mayo, 2005	
Fecha y código	σH	Fecha y código	σH	Fecha y código	σH
20031010, Q2	4.54	20041102, Q4	NaN	20050505, Q5	4.65
20031011, Q1	3.88	20041106, Q1	2.22	20050524, Q4	3.8
20031012, Q3	4.21	20041115, Q2	2.7	20050525, Q3	2.58
20031023, Q4	6.03	20041118, Q3	3.71	20050526, Q1	3.18
20031127, Q2	3.15	–	–	20050527, Q2	4.07
20031128, Q1	2.23	–	–	–	–
20031129, Q3	3.12	–	–	–	–
48 días entre DQS		9 días entre DQS		22 días entre DQS	

Marzo-Abril, 2015		Mayo-Junio, 2017		Agosto-Septiembre, 2017	
Fecha y código	σH	Fecha y código	σH	Fecha y código	σH
20150310, Q1	NaN	20170524, Q4	4.85	20170815, Q2,	2.33
20150314, Q4	4.59	20170525, Q2	3.45	20170826, Q3	3.79
20150408, Q4	NaN	20170526, Q1	3.4	20170828, Q1	1.77
20150412, Q3	NaN	20170604, Q1	2.13	20170922, Q5	2.98
20150425, Q1	NaN	20170620, Q2	5.14	20170923, Q4	2.99
20150426, Q2	3.19	20170630, Q2	3.26	20170925, Q3	3.51
20150330, Q2	NaN	20170608, Q4	4.03	20170926, Q1	3.67
20150429, Q5	3.66	20170610, Q3	4.28	–	–
48 días entre DQS		9 días entre DQS		26 días entre DQS	

Habiendo comprobado que los QDS son aquellos con menores fluctuaciones en el CMT regional, el siguiente paso es el de realizar una interpolación lineal. En este caso, considerando que los dos QDS para cada evento son separados por una determinada cantidad de días, lo siguiente es el de generar un vector tiempo que abarque la ventana de tiempo que separa a los dos días quietos y los incluya en los extremos. Posteriormente, se iteran las observaciones de los dos días quietos por el número de días que conforman a la ventana de tiempo conformada. Una vez que se tienen los dos arreglos de valores QDS, el siguiente paso es hacer la interpolación lineal, descrita mediante la siguiente expresión:

$$B_{Sq}(t) = QDS1(td) + [QDS2(td) - QDS1(td)] \frac{t - t_1}{t_2 - t_1}, \quad (B.1)$$

donde, $QDS_{1,2}$ son los vectores de valores de los QDS antes y después de la TGM de interés respectivamente, td es la ventana de tiempo en segundos y $t_{1,2}$ son los puntos en el

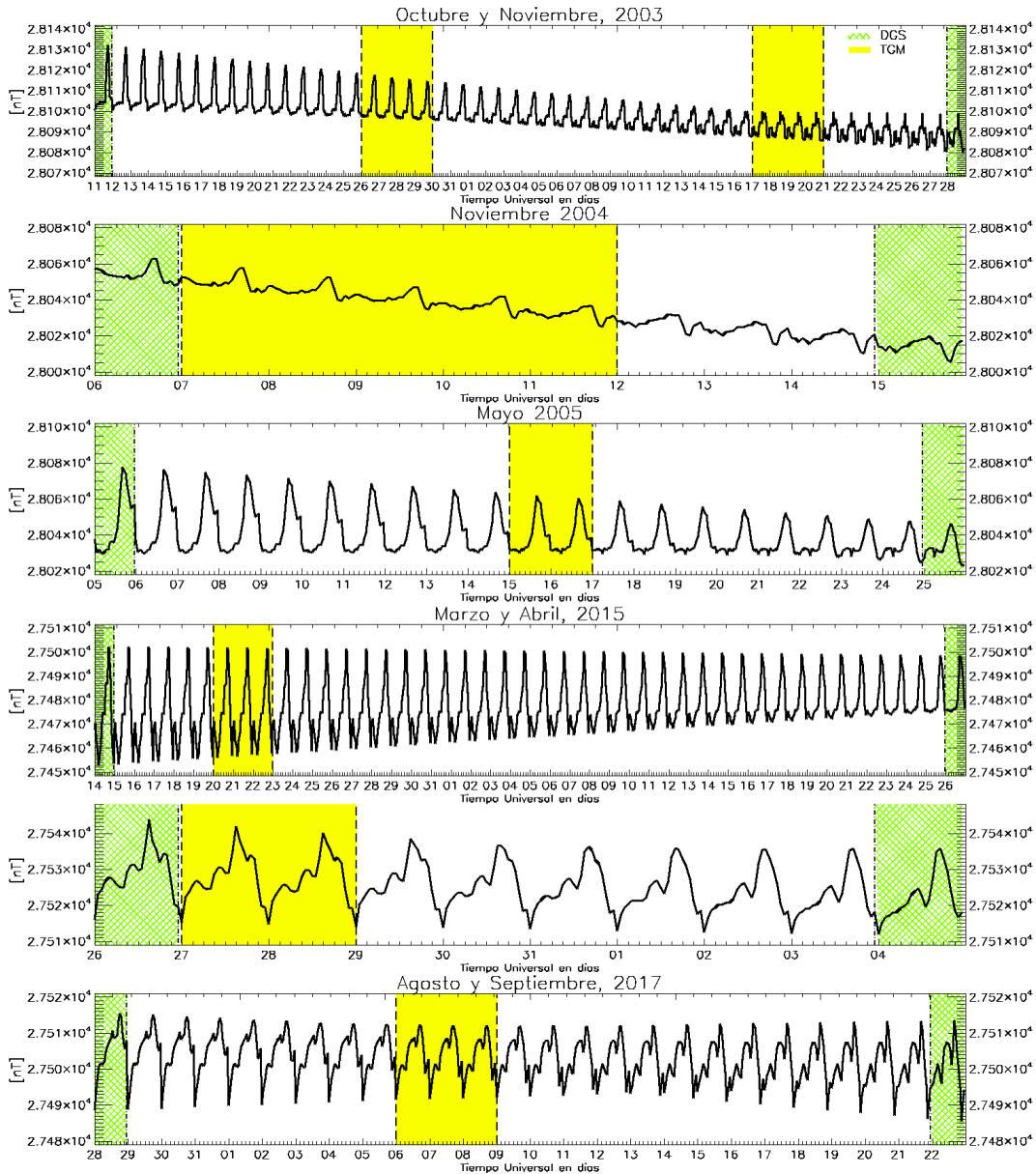


Figura B.1: Línea base diurna (B_{SQ}). La amplitud está medida en nano Teslas (eje vertical), mientras que el tiempo está medido en horas. Los extremos de la ventana de tiempo (región sombreada verde) son los DQS sobre los cuales se generó la línea base, que enmarcan el periodo asociado a cada respectiva TGM (región sombreada de amarillo).

tiempo de cada QDS sobre los cuales se realiza la interpolación (van de Kamp, 2013). Estos puntos deben ser ajustados al medio día de cada día quieto seleccionado. La interpolación entre los días quietos seleccionados viene ilustrada en la figura B.1.

La línea base B_{sq} (curva de color negra), es entonces, el resultado de la interpolación lineal entre los valores s_q observados de los QDS 1 y 2 (curvas roja y azul respectivamente). La resolución de los datos de esta línea base será entonces de una hora, correspondiendo con la de los índices ΔH y Dst sobre los cuales se está trabajando.

Algo sumamente necesario a considerar, es que, al tratarse de una interpolación lineal, entre más alejados estén los días quietos uno de otro, mayor será el grado de incertidumbre sobre el cual se está trabajando. Esto representa una importante limitante a tomar en cuenta en la metodología seguida durante este trabajo. La razón es que, dependiendo del periodo sobre la cual se esté trabajando, encontrar días quietos mediante estos criterios se volverá cada vez más complicado. Esto se vuelve especialmente cierto al acercarnos al máximo de actividad solar, cuando el grado de perturbación, aún en los días considerados como quietos se vuelve importante.

Apéndice C

Derivación del rango ΔK

A partir de los índices Kp de cada evento se generaron dos valores $[H_1, H_2]$. Estos valores H_1 y H_2 representan los valores límite inferior y superior respectivamente en nanoTesla, de las variaciones del campo magnético planetario en lapsos de tres horas. El valor de los límites de este rango para cada valor de Kp fue definido a partir de la tabla de conversión utilizada para generar el índice K_{mex} .

De igual forma, a partir de $Dst + P_{PI}$, se calculan sus variaciones en formato tri-horario. Este procedimiento está directamente basado a la obtención del índice K_{mex} , donde se usa la siguiente ecuación:

$$\Delta H_{nH} = |nH_{max} - nH_{min}|, \quad (C.1)$$

donde nH se refiere al valor obtenido de $Dst(\lambda) + P_{PI}$ y la expresión se hace para ventanas de tiempo de cada tres horas. El valor ΔH_{nH} representa la afectación que la perturbación magnética P_{PI} sumado a la actividad en la corriente del anillo.

Como se mencionó anteriormente, suponemos que éstas perturbaciones podrían incrementar o atenuar las variaciones del CMT regional (pudiendo así, influir en los valores del índice K). Para considerar la posible afectación que P_{PI} pueda tener sobre el índice Kp, se determinó un rango de variación o afectación, que fue calculado a partir del siguiente par de ecuaciones:

$$H_1 - \Delta H_{nH} = \Delta H_{sup} \quad (C.2)$$

$$H_2 + \Delta H_{nH} = \Delta H_{inf}. \quad (C.3)$$

A partir de estos nuevos límites inferior y superior, se generó un rango de posible afectación $K_\sigma(k_1, k_2)$ mediante las tablas de conversión para el índice K_{mex} .

Tabla C.1

Rango $\Delta H_{[sup,inf]}$	valor ΔK equivalente
$\Delta H_{[sup,inf]} < 5.5$	0
$5.5 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 6.5$	0.3
$6.5 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 7.3$	0.7
$7.3 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 8.3$	1
$8.3 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 9.8$	1.3
$9.8 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 11.1$	1.7
$11.1 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 12.6$	2
$12.6 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 14.9$	2.3
$14.9 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 16.9$	2.7
$16.9 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 19.2$	3
$19.2 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 22.7$	3.3
$22.7 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 25.7$	3.7
$25.7 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 29.2$	4
$29.2 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 34.5$	4.3
$34.5 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 39.1$	4.7
$39.1 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 44.4$	5
$44.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 52.4$	5.3
$52.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 59.4$	5.7
$59.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 67.4$	6
$67.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 79.7$	6.3
$79.7 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 90.4$	6.7
$90.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 102.4$	7
$102.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 121.2$	7.3
$121.2 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 137.4$	7.7
$137.4 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 155.8$	8
$155.8 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 184.2$	8.3
$184.2 \leq \Delta H_{[sup,inf]} < 208.9$	8.7
$\Delta H_{[sup,inf]} > 208.9$	9

Referencias

- Akala, A. O., Oyeyemi, E. O., Amaechi, P. O., Radicella, S. M., Nava, B., y Amory-Mazaudier, C. (2020, agosto). Longitudinal Responses of the Equatorial/Low-Latitude Ionosphere Over the Oceanic Regions to Geomagnetic Storms of May and September 2017. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 125(8), e27963. doi: 10.1029/2020JA027963
- Amory-Mazaudier, C., Bolaji, O. S., y Doumbia, V. (2017, julio). On the historical origins of the CEJ, DP2, and Ddyn current systems and their roles in the predictions of ionospheric responses to geomagnetic storms at equatorial latitudes. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 122(7), 7827-7833. doi: 10.1002/2017JA024132
- Amory-Mazaudier, C., y Venkateswaran, S. (1990, 07). Delayed ionospheric effects of march 22, 1979 studied by the sixth coordinated data analysis workshop (cdaw-6). *Annales Geophysicae*, 8, 511-518.
- Anaya, S. S. H. (2021). *Estudio comparativo entre magic y gim ante la respuesta del vtec ionosférico debida a tormentas geomagnéticas ocurridas durante el 2017* .
- Bailey, R. L., Halbedl, T. S., Schattauer, I., Römer, A., Achleitner, G., Beggan, C. D., ... Leonhardt, R. (2017, junio). Modelling geomagnetically induced currents in mid-latitude Central Europe using a thin-sheet approach. *Annales Geophysicae*, 35(3), 751-761. doi: 10.5194/angeo-35-751-2017
- Baumjohann, W., y Treumann, R. A. (1999). *Basic space plasma physics*. Imperial College Press, 57 Shelton Street Covent Garden London WC2H 9HE.
- Bisi, M. M., Breen, A. R., Jackson, B. V., Fallows, R. A., Walsh, A. P., Mikić, Z., ... Pintér, B. (2010, agosto). From the Sun to the Earth: The 13 May 2005 Coronal Mass Ejection. , 265(1-2), 49-127. doi: 10.1007/s11207-010-9602-8
- Blanc, M., y Caudal, G. (1985, febrero). The spatial distribution of magnetospheric convection electric fields at ionospheric altitudes: a review. II. Theories. *Annales Geophysicae*, 3, 27-42.
- Blanc, M., y Richmond, A. D. (1980, abril). The ionospheric disturbance dynamo. , 85(A4), 1669-1686. doi: 10.1029/JA085iA04p01669
- Blanch, E., Altadill, D., Boška, J., Burešová, D., y Hernández-Pajares, M. (2005, noviembre). November 2003 event: effects on the Earth's ionosphere observed from ground-based ionosonde and GPS data. *Annales Geophysicae*, 23(9), 3027-3034. doi: 10.5194/angeo-23-3027-2005
- Bobova, V. P., Vladimirkii, B. M., y Pudovkin, M. I. (1985, enero). The presence in the AE index of 160-minute pulsations evidently caused by solar pulsations. *Izvestiya*

- Ordena Trudovogo Krasnogo Znameni Krymskoj Astrofizicheskoj Observatorii*, 71, 19-25.
- Caraballo, R., González-Esparza, J. A., Sergeeva, M., y Pacheco, C. R. (2020, febrero). First GIC Estimates for the Mexican Power Grid. *Space Weather*, 18(2), e02260. doi: 10.1029/2019SW002260
- Corona-Romero, P., Sanchez-Garcia, E., Sergeeva, M., Gonzalez-Esparza, A., Cifuentes-Nava, G., Hernandez-Quintero, J. E., ... Gonzalez, L. (2018, 01). Kmex: the mexican geomagnetic k index. En (p. 96-100). doi: 10.29327/2pangeo.a29
- C.T Russell, R. J. S., J. G. Luhman. (2016). *Space physics an introduction*. Cambridge university press. University Pringting House, Cambridge CB2 (BS, United Kingdom.
- da Silva Barbosa, C., Hartmann, G. A., y Pinheiro, K. J. (2015, febrero). Numerical modeling of geomagnetically induced currents in a Brazilian transmission line. *Advances in Space Research*, 55(4), 1168-1179. doi: 10.1016/j.asr.2014.11.008
- Denisenko, V. V., Zamai, S. S., Kitaev, A. V., Matveenkov, I. T., y Pivovarov, V. G. (1992, junio). System of ionospheric currents excited by a magnetospheric generator in the boundary layer. *Geomagnetism and Aeronomy*, 32(3), 142-145.
- Eastwood, J. P., Nakamura, R., Turc, L., Mejnertsen, L., y Hesse, M. (2017, noviembre). The Scientific Foundations of Forecasting Magnetospheric Space Weather. , 212(3-4), 1221-1252. doi: 10.1007/s11214-017-0399-8
- Gjerloev, J. W. (2012, septiembre). The SuperMAG data processing technique. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 117(A9), A09213. doi: 10.1029/2012JA017683
- Gombosi, T. I. (1998). *Physics of the space environment*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511529474
- Gonzalez, W. D., Joselyn, J. A., Kamide, Y., Kroehl, H. W., Rostoker, G., Tsurutani, B. T., y Vasyliunas, V. M. (1994, abril). What is a geomagnetic storm? , 99(A4), 5771-5792. doi: 10.1029/93JA02867
- Gonzalez-Esparza, J. A., De la Luz, V., Corona-Romero, P., Mejia-Ambriz, J. C., Gonzalez, L. X., Sergeeva, M. A., ... Aguilar-Rodriguez, E. (2017). Mexican space weather service (sciesmex). *Space Weather*, 15(1), 3-11. Descargado de <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/abs/10.1002/2016SW001496> doi: <https://doi.org/10.1002/2016SW001496>
- Hajra, R., Tsurutani, B. T., y Lakhina, G. S. (2020, agosto). The Complex Space Weather Events of 2017 September. , 899(1), 3. doi: 10.3847/1538-4357/aba2c5
- Hargreaves, J. K. (1992). *The solar-terrestrial environment: An introduction to geospace - the science of the terrestrial upper atmosphere, ionosphere, and magnetosphere*. Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9780511628924
- Hejda, P., y Bochníček, J. (2005, noviembre). Geomagnetically induced pipe-to-soil voltages in the Czech oil pipelines during October-November 2003. *Annales Geophysicae*, 23(9), 3089-3093. doi: 10.5194/angeo-23-3089-2005
- Heppner, J. P. (1972a, enero). Electric Fields in the Magnetosphere. En E. R. Dyer (Ed.), *Critical problems of magnetospheric physics* (p. 107).
- Heppner, J. P. (1972b, septiembre). Polar-cap electric field distributions related to the interplanetary magnetic field direction. , 77(25), 4877-4887. doi: 10.1029/JA077i025p04877

- IAGA. (2021). *International service of geomagnetic indices*. Descargado de http://isgi.unistra.fr/data_download.php
- INTERMAGNET. (2021). *International real-time magnetic observatory network*. Descargado de <https://www.intermagnet.org/index-eng.php>
- J. E. Hernández-Quintero, G. C.-N., Avto Gogichaishvili. (2018). El observatorio magnético de teoloyucan, México: más de 100 años de historia de datos. *JLatinmag letters*, 8(1), 1-22. Descargado de <http://www.geofisica.unam.mx/LatinmagLetters/>
- Kikuchi, T., y Hashimoto, K. K. (2016, diciembre). Transmission of the electric fields to the low latitude ionosphere in the magnetosphere-ionosphere current circuit. *Geoscience Letters*, 3, 4. doi: 10.1186/s40562-016-0035-6
- Klimenko, M. V., y Klimenko, V. V. (2012, diciembre). Disturbance dynamo, prompt penetration electric field and overshielding in the Earth's ionosphere during geomagnetic storm. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 90, 146-155. doi: 10.1016/j.jastp.2012.02.018
- Knecht, D., y B.M. S. (1985). *Handbook of geophysics and the space environment, chapter 4, the geomagnetic field*. ed by A. S. Jursa, Boston: Air Force Geophysics Laboratory.
- Le Huy, M., y Amory-Mazaudier, C. (2005, octubre). Magnetic signature of the ionospheric disturbance dynamo at equatorial latitudes: "D_{dyn}". *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 110(A10), A10301. doi: 10.1029/2004JA010578
- Le Huy, M., y Amory-Mazaudier, C. (2008, febrero). Planetary magnetic signature of the storm wind disturbance dynamo currents: D_{dyn}. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 113(A2), A02312. doi: 10.1029/2007JA012686
- Lilensten, J. (2007). *Space weather* (Vol. 334). ADS. doi: 10.1007/1-4020-5446-7
- Liu, J. Y., Yang, W. H., Lin, C. H., Chen, Y. I., y Lee, I. T. (2013, junio). A statistical study on the characteristics of ionospheric storms in the equatorial ionization anomaly region: GPS-TEC observed over Taiwan. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 118(6), 3856-3865. doi: 10.1002/jgra.50366
- Luhmann, J., y Solomon, S. (2014). Chapter 22 - space weather. En T. Spohn, D. Breuer, y T. V. Johnson (Eds.), *Encyclopedia of the solar system (third edition)* (Third Edition ed., p. 479-492). Boston: Elsevier. Descargado de <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/B9780124158450000220> doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-415845-0.00022-0>
- Martínez-Bretón L., J., Ortega, B., y Hernández-Quintero, J. E. (2016, 06). Relationship between the minima of the horizontal magnetic component measured in Mexico and the dst and sym-h indices for geomagnetic storms with dst < -100nt during the descending phase of solar cycle 23. *Geofísica Internacional*, 55, 155-164.
- Matzka, C. D. J. (2021). *Helmholtz-zentrum potsdam deutsches geoforschungszentrum adolf-schmidt-observatorium*. Descargado de ftp://ftp.gfz-potsdam.de/pub/home/obs/Kp_ap_Ap_SN_F107
- Meier, R. R., Crowley, G., Strickland, D. J., Christensen, A. B., Paxton, L. J., Morrison, D., y Hackert, C. L. (2005, septiembre). First look at the 20 November 2003 superstorm with TIMED/GUVI: Comparisons with a thermospheric global circulation model. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 110(A9), A09S41. doi: 10.1029/2004JA010990
- Nishida, A. (1966, diciembre). Formation of plasmopause, or magnetospheric plasma knee,

- by the combined action of magnetospheric convection and plasma escape from the tail. , *71*(23), 5669-5679. doi: 10.1029/JZ071i023p05669
- Nishida, A. (1968a, septiembre). Coherence of geomagnetic DP 2 fluctuations with interplanetary magnetic variations. , *73*(17), 5549-5559. doi: 10.1029/JA073i017p05549
- Nishida, A. (1968b, marzo). Geomagnetic D_p 2 fluctuations and associated magnetospheric phenomena. , *73*(5), 1795-1803. doi: 10.1029/JA073i005p01795
- Obayashi, T., y Nishida, A. (1968, marzo). Large-Scale Electric Field in the Magnetosphere. , *8*(1), 3-31. doi: 10.1007/BF00362569
- P. Corona-Romero, J. A. G.-E. G. C.-N. E. H.-Q. A. C. E. S.-G., M. Sergeeva. (2018). Mexican geomagnetic k index. *Latinmag Letters*, *7*, pp 96-100. doi: 10.29327/2pangeo.a29
- Pirjola, R. (2000). Geomagnetically induced currents during magnetic storms. *IEEE Transactions on Plasma Science*, *28*(6), 1867-1873. doi: 10.1109/27.902215
- Rathore, B. S., Kaushik, S. C., Bhadoria, R. S., Parashar, K. K., y Gupta, D. C. (2012, julio). Sunspots and geomagnetic storms during solar cycle-23. *Indian Journal of Physics*, *86*(7), 563-567. doi: 10.1007/s12648-012-0106-2
- Ray, S., Roy, B., Paul, K. S., Goswami, S., Oikonomou, C., Haralambous, H., ... Paul, A. (2017, febrero). Study of the effect of 17-18 March 2015 geomagnetic storm on the Indian longitudes using GPS and C/NOFS. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, *122*(2), 2551-2563. doi: 10.1002/2016JA023127
- Rishbeth, H., y Garriott, O. K. (1969). *Introduction to ionospheric physics*.
- Sandhu, J. K., Rae, I. J., Freeman, M. P., Forsyth, C., Gkioulidou, M., Reeves, G. D., ... Lam, M. M. (2018, octubre). Energization of the Ring Current by Substorms. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, *123*(10), 8131-8148. doi: 10.1029/2018JA025766
- science for a changing world, U. (2017). *Geomagnetism*.
- Sergeeva, M., Kalishin, A., Maltseva, O., Blagoveshchensky, D., Gonzalez-Esparza, J., P., C.-R., y Gatica-Acevedo, V. (2020). Possibility of signal reflection from the northern crest of eia: case study. En *2020 14th european conference on antennas and propagation (eucaap)* (p. 1-4). doi: 10.23919/EuCAP48036.2020.9135786
- Sergeeva, M. A., Gonzalez-Esparza, J. A., Blagoveshchensky, D. V., Maltseva, O. A., Chernov, A. G., Corona-Romero, P., ... Gatica-Acevedo, V. J. (2019, marzo). First observations of oblique ionospheric sounding chirp signal in Mexico. *Results in Physics*, *12*, 1002-1003. doi: 10.1016/j.rinp.2018.12.077
- Sergeeva, M. A., Maltseva, O. A., Gonzalez-Esparza, J. A., De la Luz, V., y Corona-Romero, P. (2017, octubre). Features of TEC behaviour over the low-latitude North-American region during the period of medium solar activity. *Advances in Space Research*, *60*(8), 1594-1605. doi: 10.1016/j.asr.2017.06.021
- Service, G. D. (2021). *World data center for geomagnetism, kyoto*. Descargado de <http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp/wdc/Sec3.html>
- Servicio Magnético. (2021). *Instituto de geofísica, unam*. Descargado de <http://areas.geofisica.unam.mx/magnetico/observatorio-teoloyucan.html>
- SPDF, G. S. F. C. (2021). *Interface to produce plots, listings or output files from omni 2*. Descargado de <https://omniweb.gsfc.nasa.gov/form/dx1.html> (consultado, 2021)

- Studio, N. H. S. V. (2003). *Geomagnetic storm: November 2003*. Descargado de <https://svs.gsfc.nasa.gov/2857> (Accessed = 2022-05-30)
- SWPC. (2021). *Noaa space weather scales*. Descargado de <https://www.swpc.noaa.gov/noaa-scales-explanation>
- Tran, L. (2017). *September 2017's intense solar activity viewed from space*. Descargado de <https://www.nasa.gov/feature/goddard/2017/september-2017s-intense-solar-activity-viewed-from-space> (Accessed = 2022-05-30)
- van de Kamp, M. (2013, noviembre). Harmonic quiet-day curves as magnetometer baselines for ionospheric current analyses. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 2(2), 289-304. doi: 10.5194/gi-2-289-2013
- Vankadara, R. K., Panda, S. K., Amory-Mazaudier, C., Fleury, R., Devananboyina, V. R., Pant, T. K., ... Seemala, G. K. (2022, enero). Signatures of Equatorial Plasma Bubbles and Ionospheric Scintillations from Magnetometer and GNSS Observations in the Indian Longitudes during the Space Weather Events of Early September 2017. *Remote Sensing*, 14(3), 652. doi: 10.3390/rs14030652
- Vats, H. O. (2005, enero). Heliospheric observations during October-November 2003. En *29th international cosmic ray conference (icrc29), volume 2* (Vol. 2, p. 319).
- Vodyannikov, V. V., Gordienko, G. I., Nechaev, S. A., Sokolova, O. I., Khomutov, S. Y., y Yakovets, A. F. (2006, diciembre). Geomagnetically induced currents in power lines according to data on geomagnetic variations. *Geomagnetism and Aeronomy*, 46(6), 809-813. doi: 10.1134/S0016793206060168
- Wei, Y., Zhao, B., Li, G., y Wan, W. (2015, abril). Electric field penetration into Earth's ionosphere: a brief review for 2000–2013. *Science Bulletin*, 60(8), 748-761. doi: 10.1007/s11434-015-0749-4
- Wikipedia. (2017). *Equatorial electrojet*.
- Wu, C.-C., Liou, K., Lepping, R. P., Hutting, L., Plunkett, S., Howard, R. A., y Socker, D. (2016, septiembre). The first super geomagnetic storm of solar cycle 24: "The St. Patrick's day event (17 March 2015)". *Earth, Planets and Space*, 68(1), 151. doi: 10.1186/s40623-016-0525-y
- Yamazaki, Y., Häusler, K., y Wild, J. A. (2016, julio). Day-to-day variability of mid-latitude ionospheric currents due to magnetospheric and lower atmospheric forcing. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 121(7), 7067-7086. doi: 10.1002/2016JA022817
- Yermolaev, Y. I., Zelenyi, L. M., Kuznetsov, V. D., Chertok, I. M., Panasyuk, M. I., Myagkova, I. N., ... Kotov, Y. D. (2008, febrero). Magnetic storm of November, 2004: Solar, interplanetary, and magnetospheric disturbances. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 70(2-4), 334-341. doi: 10.1016/j.jastp.2007.08.020
- Younas, W., Amory-Mazaudier, C., Khan, M., y Fleury, R. (2020, agosto). Ionospheric and Magnetic Signatures of a Space Weather Event on 25-29 August 2018: CME and HSSWs. *Journal of Geophysical Research (Space Physics)*, 125(8), e27981. doi: 10.1029/2020JA027981
- Zaka, K. Z., Koba, A. T., Assamoi, P., Obrou, O. K., Doumbia, V., Boka, K., ... Mene, N. M. (2009, septiembre). Latitudinal profile of the ionospheric disturbance dynamo magnetic signature: comparison with the DP2 magnetic disturbance. *Annales Geophysicae*, 27(9), 3523-3536. doi: 10.5194/angeo-27-3523-2009