

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTIMACIÓN DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO
ECUATORIAL A TRAVÉS DEL ESTUDIO DEL
CONTENIDO TOTAL DE ELECTRONES DE LA
IONÓSFERA

TRABAJO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE FÍSICO

PROYECTO DE INVESTIGACIÓN

ERIK GUILLERMO TOAPANTA GUAMANARCA
b1_toapanta_e@hotmail.com

Director: Dr. ERICSSON DANIEL LÓPEZ IZURIETA
ericsson.lopez@epn.edu.ec

QUITO, FEBRERO 2021

DECLARACIÓN

Yo ERIK GUILLERMO TOAPANTA GUAMANARCA, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Erik Guillermo Toapanta Guamanarca

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por ERIK GUILLERMO TOA-PANTA GUAMANARCA, bajo mi supervisión.

Dr. Ericsson Daniel López Izurieta
Director del proyecto

AGRADECIMIENTO

A mi tutor Dr. Ericsson López, por el apoyo y la guía brindada en la realización de este proyecto. A mis padres y hermana, por ser un pilar fundamental durante mi vida y por su apoyo incondicional. A mis amigos, tanto a los que conservo desde antes de ingresar a la universidad como a los que fui conociendo en estos años, gracias por su amistad y las numerosas anécdotas que hemos compartido.

DEDICATORIA

A mis padres,
Guillermo y Mónica.

Índice general

1. Introducción	1
1.1. Importancia del trabajo	1
1.2. Trabajo previo	2
1.3. Contribución de la investigación	5
2. La Ionósfera	6
2.1. Campo magnético terrestre	8
2.2. Perfil vertical de la ionósfera	10
2.2.1. Capa D	11
2.2.2. Capa E	11
2.2.3. Capa $F1$	11
2.2.4. Capa $F2$	12
2.3. Zona ecuatorial	13
2.4. Fenómenos ionosféricos	13
2.4.1. Tormentas ionosféricas	13
2.4.2. Tormentas geomagnéticas	13

2.4.3.	Centelleo ionosférico	14
2.5.	Propagación de ondas electromagnéticas en la ionósfera.	14
3.	Modelo ionosférico a partir de datos GPS	20
3.1.	Sistema de posicionamiento global	20
3.1.1.	Historia del GPS	21
3.1.2.	Señal GPS	22
3.2.	Técnica de determinación del TEC usando datos GPS	23
3.2.1.	Retraso ionosférico	23
3.2.2.	Observable ionosférico	25
3.2.2.1.	Pseudorango	25
3.2.2.2.	Fase portadora	27
3.2.3.	TEC vertical	28
4.	TEC para la zona ecuatorial	30
4.1.	Procesamiento y análisis de datos	30
4.1.1.	Recopilación de datos	30
4.1.1.1.	Formato RINEX	30
4.1.2.	TEC diario	34
4.1.3.	TEC semanal	35
4.1.4.	TEC promedio mensual	36
4.1.5.	TEC promedio anual	37

4.1.6. TEC promedio acumulado	38
5. Determinación del campo geomagnético	39
5.1. Aproximación cuasi-longitudinal de la ecuación de dispersión de Appleton-Hartree.	39
5.1.1. Adición del término que contiene el campo magnético terrestre	39
5.2. Estimación del campo geomagnético ecuatorial a partir de las relaciones de dispersión del TEC	41
5.3. Campo geomagnético ecuatorial: Resultados	43
5.3.1. Campo geomagnético ecuatorial diario	44
5.3.2. Campo geomagnético ecuatorial semanal	45
5.3.3. Campo geomagnético ecuatorial mensual	46
5.3.4. Campo geomagnético ecuatorial anual	47
5.3.5. Campo geomagnético ecuatorial acumulado	48
6. Análisis de resultados	51
6.1. Resultados del TEC	51
6.2. Resultados del Campo Geomagnético ecuatorial	53
7. Conclusiones y Recomendaciones	57
Bibliografía	59

Lista de Figuras

- 1.1. Las señales de los satélites GPS viajan a través de la ionosfera en su camino hacia los receptores en la superficie de la Tierra . Los electrones libres que poblan esta región de la atmósfera afectan la propagación de las señales, cambiando su velocidad y dirección de viaje. Debido a la falta de homogeneidad del medio de propagación en la ionosfera, la señal GPS no viaja perfectamente en línea recta [50]. 3
- 1.2. El TEC está definido por la integral de la densidad electrónica a lo largo del camino entre un satélite y un receptor GPS. En la ilustración también se muestra la altitud en donde está comprendida la ionósfera (aproximadamente entre los 100 y 1000 Km) [27]. 4
- 2.1. Perfiles de línea que representan la densidad de los componentes de la ionósfera y su relación con la altura a la que se encuentran. Los electrones libres(e^-) forman un perfil que abarca desde la subcapa mas baja a la subcapa más alta de la ionósfera [9]. 6

2.2.	Representación gráfica de la reflexión de ondas electromagnéticas en la ionósfera [2].	7
2.3.	Inclinación magnética medida en grados [44].	9
2.4.	Declinación magnética medida en grados [44].	9
2.5.	Mapa Geomagnético, se muestra la intensidad del campo magnético medido en nanotesla(nT) con respecto a las coordenadas geográficas [44].	9
2.6.	Perfil vertical de la ionósfera, se muestra la dependencia de la altura con la densidad electrónica [6].	12
2.7.	Sistema de referencia ortogonal x,y,z. Se muestra el ángulo que forma dirección de propagación x con el campo magnético externo B_o [12] .	16
3.1.	Esquema del funcionamiento del sistema de navegación por satélite Transit en 1964. Contaba con 5 satélites en órbita polar para definir la posición midiendo el efecto Doppler junto con los parámetros proporcionados por los receptores en tierra y los satélites. Este sistema tenía un error que rondaba los 160 metros aproximadamente [1].	21
3.2.	Se muestra de manera gráfica la forma en la que se calcula el TEC-vertical a partir del TEC-combinado (ec. 3.20 y 3.21). Se utiliza una aproximación que toma en cuenta la altura a la que se quiere calcular el TEC y el ángulo cenital. [19].	29

4.1.	Nombre de los archivos en formato RINEX [17].	31
4.2.	Se puede notar en la imagen que en la línea 13 del archivo están los 7 tipos de datos que se encuentran en el mismo: Fase portadora ($L1, L2$), Pseudorange($C1, P1, P2$) e Intensidad de señal sin procesar ($S1, S2$). Los intervalos de medición son de 30 segundos y el día corresponde al primero de enero del año 2012. A partir de la línea 28 comienza el primer bloque de datos a las 0h:0min:30s. El segundo bloque de datos comienza a partir de la línea 47, a las 0h:1min:00s. De ahí en adelante los bloques de datos aparecen en intervalos de 30 segundos hasta completar las 24 horas de un día. La sensibilidad de las mediciones es de hasta cinco cifras decimales, con las unidades respectivas en que se miden estos observables.	32
4.3.	Se muestra el TEC diario de tres fechas escogidas al azar. La primera gráfica corresponde al 18 del septiembre de 2011, la segunda al 6 de noviembre de 2016 y la tercera al 18 de octubre de 2019.	34
4.4.	Se muestra el TEC semanal escogido al azar de tres semanas. La primera gráfica corresponde a la semana comprendida entre el 15 y el 21 de enero de 2013. La segunda corresponde a la semana comprendida entre el 12 y el 18 de marzo de 2017. Por último, la tercera gráfica corresponde a la semana comprendida entre el 21 y el 27 de mayo de 2018.	35

4.5.	Se muestra el TEC promedio mensual del mes de diciembre de 2012, enero de 2016 y febrero de 2019. Para estas gráficas se utilizó un valor promedio de TEC para cada día del mes.	36
4.6.	Se muestra el TEC promedio anual de los años 1999, 2009 y 2019 . Para estas gráficas se utilizaron tres valores promedio de TEC para cada mes del año	37
4.7.	TEC promedio que abarca un período de 20 años, desde 1999 hasta 2019.	38
5.1.	A partir de la comparación entre el campo magnético real y el campo megnético dado por la ecuación (5.10) se encontró el coeficiente α , el cual sigue un comportamiento lineal dado por: $\alpha(t, P_1, P_2) = (-0,0017t + 4,2844)(P_1 - P_2)$	42
5.2.	En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial diario de tres fechas diferentes. La primera corresponde al 18 de Septiembre de 2011, la segunda al 6 de noviembre de 2016 y la tercera al 18 de octubre de 2019.	44

5.3.	En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial en intervalos de tiempo semanales. La primera corresponde a la semana comprendida entre el 15 y el 21 de enero de 2013. La segunda corresponde a la semana comprendida entre el 12 y el 18 de marzo de 2017. Por último la tercera corresponde a la semana comprendida entre el 21 y el 27 de mayo de 2018.	45
5.4.	En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial en intervalos de tiempo mensuales. La primera corresponde al mes de diciembre de 2012, la segunda a enero de 2016 y la tercera a febrero de 2019.	46
5.5.	En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial para los años 1999, 2009 y 2019.	47
5.6.	En esta gráfica se muestra el campo geomagnético ecuatorial en un período de 20 años, desde al año 1999 hasta 2019.	48
5.7.	Espectro de potencia normalizado luego de aplicar la fft al campo geomagnético.	49
5.8.	Intervalo de frecuencias seleccionado.	49
5.9.	Campo geomagnético ecuatorial luego aplicar la transformada inversa de Fourier sobre en intervalo de frecuencia seleccionado.	50
6.1.	En esta gráfica se muestra tanto el TEC calculado como el TEC real.	52
6.2.	Se muestra el TEC calculado con sus respectivas barras de error, las cuales se encontraron luego del compararlo con el TEC real.	53

6.3. Campo Geomagnético vs TEC	54
6.4. En esta gráfica se muestra el campo geomagnético ecuatorial real, el cual claramente tiene un comportamiento lineal decreciente.	55
6.5. Se muestra el campo geomagnético calculado y su ajuste lineal.	55
6.6. En esta gráfica se muestran los resultados obtenidos a partir de las ecuaciones (6.1) y (6.2). Se puede notar que el campo geomagnético real decrece ligeramente más rápido que el calculado.	56

Resumen

El campo magnético terrestre es una magnitud física de mucho interés, ya que, tiene influencia en muchos fenómenos que ocurren en el planeta. De manera similar, el contenido total de electrones (TEC) es un parámetro físico que cuantifica el estado de la ionósfera terrestre y está relacionado con el campo geomagnético ya que el campo altera el comportamiento de las partículas cargadas que se encuentran en la ionósfera. Es así que en este trabajo se implementa un modelo que permita la estimación del campo geomagnético ecuatorial a través del estudio del contenido total de electrones ionosférico. Para este propósito se utilizaron datos ionosféricos proporcionados por satélites GPS, estos sirvieron para el estudio del TEC y posteriormente para la estimación del campo geomagnético ecuatorial. También se utilizaron datos del campo geomagnético proporcionados por magnetómetros terrestres, los cuales sirvieron para compararlos con los resultados de las estimaciones encontradas.

Abstract

The earth's magnetic field is a very interesting physical magnitude since it influences many phenomena that occur on the planet. Similarly, the total electron content (TEC) is a physical parameter that quantifies the state of the earth's ionosphere and is related to the geomagnetic field since the field alters the behavior of the charged particles found in the ionosphere. Thus, in this work a model is implemented that allows the estimation of the equatorial geomagnetic field through the study of the total ionospheric electron content. For this purpose, ionospheric data provided by GPS satellites were used, first for the study of the TEC and later for the estimation of the equatorial geomagnetic field. Geomagnetic field data provided by terrestrial magnetometers were also used, which served to compare them with the results of the estimates found.

Capítulo 1.

Introducción

El contenido total de electrones, cuyas siglas en inglés son “TEC” (Total Electron Content), es un parámetro que cuantifica el estado de la ionósfera terrestre [38, 50]. A través del estudio del TEC se puede determinar el comportamiento espacial y temporal de la ionósfera. Por otra parte, el campo magnético terrestre [33] es una magnitud que se ve alterada por los innumerables fenómenos que tienen lugar en la ionósfera. Es así que mediante el estudio del TEC ionosférico se plantea un modelo que permite la estimación del campo magnético terrestre en la zona ecuatorial.

A continuación, se presenta la importancia, el trabajo previo y la contribución del proyecto de titulación.

1.1. Importancia del trabajo

En la ionósfera ocurren innumerables procesos físicos que influyen en la propagación de las señales electromagnéticas que la atraviesan. Por ello, el estudio del contenido total de electrones tiene relevancia en la investigación de la morfología ionosférica, la navegación satelital [36] y las ondas de radio. La ionósfera es considerada como un medio dispersivo para ondas de radio, esto implica que su índice de refracción sea una función de la frecuencia de las ondas de radio, la densidad de electrones y, en menor medida, la intensidad del campo magnético de la tierra [26]. El estado del plasma ionosférico junto con el campo geomagnético son parámetros de mucha repercusión en el estudio de la ionósfera, debido a que cambian de forma diurna, estacional y cíclica (cada 11 años) con la rotación de la tierra y la actividad solar [51].

Existen varias herramientas que sirven para medir el TEC, una de ellas es el Sistema de Posicionamiento Global (GPS). El GPS es un sistema de radio-navegación basado en satélites que se utiliza para verificar una posición en tiempo real con un error de pocos centímetros [50]. Este es uno de los sistemas de posicionamiento satelital global más populares debido a su disponibilidad global de señal y rendimiento. La señal de los satélites GPS debe viajar a través de la ionósfera hasta llegar a receptores GPS

en la superficie terrestre. En este camino la señal se ve modificada y por lo tanto se debe corregir, para este propósito se utilizan modelos que consideran observaciones ionosféricas [4, 31, 50]. Mediante estas observaciones se pueden derivar las relaciones entre la actividad solar, tormentas geomagnéticas, tormentas ionosféricas, el TEC ionosférico y el campo geomagnético. Además, proporcionan un soporte para investigaciones y proyectos sobre el entorno espacial. Otro aspecto muy importante en estudio del TEC para este trabajo, es que brinda una mayor posibilidad de entender el comportamiento de la ionósfera, dejando la oportunidad de implementar un nuevo enfoque que permite estudiar el campo magnético terrestre.

1.2. Trabajo previo

Los primeros estudios de la ionósfera, usando información de los sistemas de comunicación y navegación satelital, se llevaron a cabo a mediados de los años ochenta. Estos trabajos principalmente consistían en realizar modelos físicos que permitieran estimar el retraso ionosférico para una determinada posición geográfica referencial [25]. La información usada para estos estudios provenía de receptores de frecuencia única. Posteriormente, en 1988, Georgiadou [15] y Kleusberg encontraron una expresión para el retraso ionosférico, la cual es proporcional al TEC e inversamente proporcional al cuadrado de la frecuencia de la señal portadora [27].

Uno de los modelos que mayor acierto tuvo al mostrar resultados que corregían el retraso ionosférico fue el propuesto por "The International Reference Ionosphere" en 1986 (IRI-86), este modelo usaba datos GPS de doble frecuencia. Con el tiempo los receptores de frecuencia única dejaron de ser tomados en cuenta para estos estudios, ya que los modelos que usaban receptores con doble frecuencia resultaron ser mas precisos. En los años siguientes se corrigieron y mejoraron los modelos. Para 1992, Newby y Langley presentaron su modelo [30] basado en datos empíricos. Brunini y Kleusberg [5], en 1996, dedujeron un modelo para el cálculo del TEC utilizando armónicos esféricos.

Los modelos globales utilizados hasta mediados de los años noventa servían para encontrar el valor del TEC como un promedio mensual con aproximadamente un 10% de error. Estos modelos no mostraban valores diarios, lo que no permitía observar el comportamiento y variabilidad del TEC. Esto incentivó a los científicos de la época para que trabajen en modelos más exactos y con menos errores. Debido a que el parámetro ionosférico que produce la mayoría de los efectos en las señales de radio es el contenido total de electrones, los modelos buscan minimizar el error en el cálculo del retraso ionosférico. Por eso los cálculos del TEC basados en receptores GPS de doble frecuencia son los métodos más utilizados para investigar la ionósfera de la Tierra.

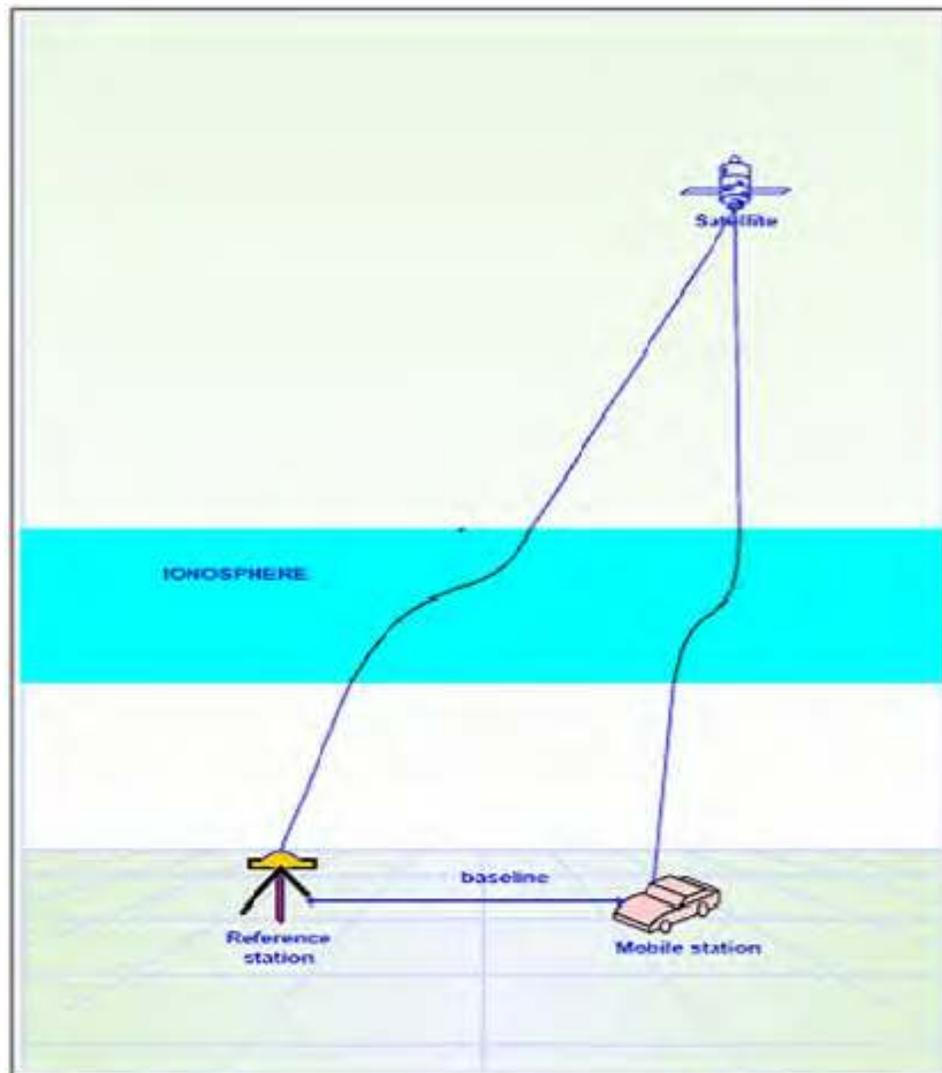


Figura 1.1: Las señales de los satélites GPS viajan a través de la ionosfera en su camino hacia los receptores en la superficie de la Tierra. Los electrones libres que poblan esta región de la atmósfera afectan la propagación de las señales, cambiando su velocidad y dirección de viaje. Debido a la falta de homogeneidad del medio de propagación en la ionosfera, la señal GPS no viaja perfectamente en línea recta [50].

Con el tiempo han surgido nuevos modelos que estiman con mayor exactitud el TEC, debido a que introducen técnicas de autocalibración para el retraso ionosférico. Las técnicas consisten en que, entre el satélite y el receptor solo podrá existir un número máximo de mediciones ionosféricas cuando hay un cruce entre las rutas observadas de los satélites [47]. Con la inclusión de técnicas perfeccionadas para el cálculo de TEC y la necesidad de corregir la señal que se recibe de los sistemas involucrados en la

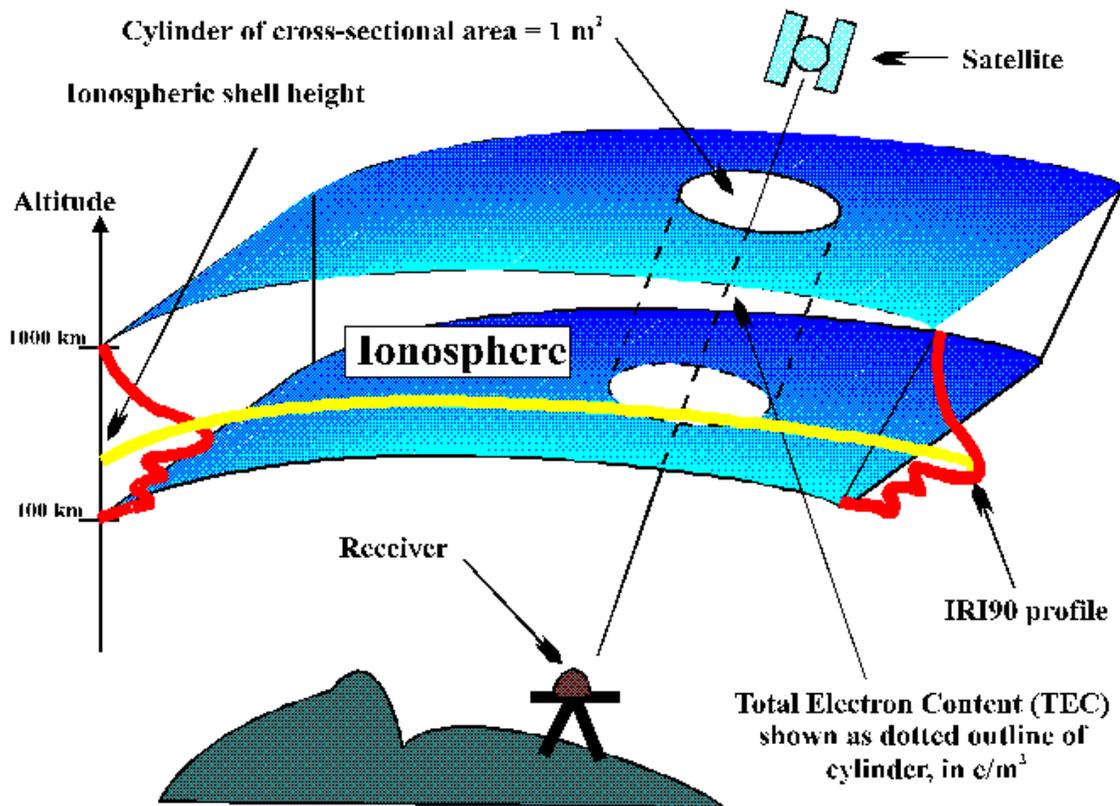


Figura 1.2: El TEC está definido por la integral de la densidad electrónica a lo largo del camino entre un satélite y un receptor GPS. En la ilustración también se muestra la altitud en donde está comprendida la ionósfera (aproximadamente entre los 100 y 1000 Km) [27].

comunicación y navegación satelital, la comunidad científica ha sido alentada para la creación de mapas ionosféricos regionales y globales. Varios grupos de investigación, alrededor del mundo, están encargados de la realización de este tipo de mapas y cada uno de ellos estima el TEC en función de diferentes observables ionosféricos.

La red IGS ha incluido información ionosférica entre sus productos, desde el año 1992 [3]. En esta red se encuentra el directorio de varios centros de investigación que producen mapas ionosféricos regionales y globales diariamente [14]. La NASA es una de las agencias espaciales que dedica parte de su investigación a la realización y estudio de mapas ionosféricos, teniendo en su página web oficial un basto directorio con archivos de datos que contienen información de parámetros ionosféricos. Es precisamente de esta red de donde se obtuvo toda la información necesaria para el estudio del TEC en este trabajo.

Por otro lado, los datos de las mediciones del campo geomagnético son proporcionados por diferentes estaciones geomagnéticas alrededor del mundo. Al igual que para el TEC, también existen redes que juntan toda esa información, un ejemplo es la red INTERMAGNET. Esta red registra datos del campo geomagnético medidos por magnetómetros terrestres en todo el mundo. Lamentablemente, no existen trabajos previos en los que se intente estimar el campo geomagnético a partir de datos ionosféricos, por lo que se pasará a la siguiente sección.

1.3. Contribución de la investigación

A lo largo de este trabajo se desarrolla la metodología que servirá para el cálculo del contenido total de electrones de la ionósfera ecuatorial desde el año 1999 hasta el 2019. El TEC se calcula a partir de algunos parámetros ionosféricos que se definen en capítulos posteriores, los cuales fueron obtenidos del directorio de la NASA que se muestra a continuación: "<https://cdis.nasa.gov/archive/gnss/data/daily/>". El modelo que usa estos parámetros para el cálculo del TEC es conocido como "Modelo de emisión de frecuencia de GPS", debido a que la información se recoge por medio de los satélites y receptores del sistema de posicionamiento global (GPS). Los resultados servirán para describir el comportamiento de la ionósfera ecuatorial y la correlación de estos con otros parámetros que tienen que ver con la actividad y ciclo solar.

Sin embargo, el aporte más importante de este trabajo de titulación es la estimación del campo geomagnético ecuatorial a partir de una ligera modificación al modelo teórico del TEC, es decir, se deduce una expresión para el campo geomagnético en función de las relaciones dispersivas de la ionosfera y el TEC [20]. De este modo se habrá encontrado un método alternativo para el cálculo del campo geomagnético. Los resultados del campo geomagnético hallado por este método se contrastarán con datos medidos por magnetómetros ubicados en tierra. Así se podrá determinar el comportamiento del campo geomagnético en el mismo intervalo temporal que se usó para el TEC. Además se encontrará la correlación existente entre el campo magnético terrestre y el contenido total de electrones.

Capítulo 2.

La Ionósfera

La ionósfera terrestre es una capa de la atmósfera comprendida entre los 100 hasta los 1000 km de altura, aproximadamente. Se la llama así debido a que las partículas que la conforman se encuentran ionizadas, es decir, cargadas positiva y negativamente. La ionización de estas partículas (átomos, moléculas, iones y electrones) se produce debido a que, a la altura mencionada anteriormente, están expuestas directamente a la radiación solar.

Las partículas que conforman esta capa de la atmósfera se encuentran ligadas todavía al campo gravitatorio terrestre, sin embargo, el espacio que las separa es relativamente grande. Por ello se puede considerar a la ionósfera como un sistema de partículas sin colisiones, permitiendo que existan iones que actúan como un medio dispersivo para las ondas electromagnéticas [24]. Entre los principales componentes de la ionósfera se encuentran los electrones libres, Hidrógeno, Helio, Nitrógeno, Oxígeno y Carbono. La proporción a la cual se encuentran estos componentes dependen de la altitud, la temperatura, la latitud, la hora del día, entre otras variables [42, 49].

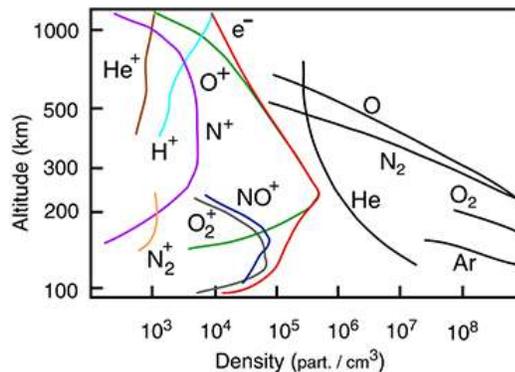


Figura 2.1: Perfiles de línea que representan la densidad de los componentes de la ionósfera y su relación con la altura a la que se encuentran. Los electrones libres (e^-) forman un perfil que abarca desde la subcapa más baja a la subcapa más alta de la ionósfera [9].

Debido a que la ionósfera está formada por partículas cargadas, presenta algunos de los fenómenos propios de las ondas electromagnéticas, como la reflexión y la refracción. Marconi en 1901 fue el primero en establecer comunicación transatlántica mediante ondas de radio entre Francia, Gales y Canadá, sin embargo, este experimento fue tomado con escepticismo. Pues se creía que las ondas electromagnéticas solo se podrían propagar en línea recta, entonces no podían haberse propagado entre tal distancia debido a la curvatura de la tierra. Posteriormente, el mismo Marconi, realizó otro experimento en el cual se dio cuenta que las ondas enviadas desde una base en tierra se podían recibir en un barco a 3000 km de distancia. Más tarde, en 1902, Kennelly y Heaviside [16] postularon la existencia de una capa ionizada en la atmósfera alta que sería la responsable de la reflexión de las ondas electromagnéticas.

A partir de este hecho se estudió y observó la ionósfera con mayor atención. Desde entonces se ha podido comprender, por ejemplo, cómo se puede sintonizar emisoras de radio que se encuentran muy lejos de donde estamos, la interferencia en las señales de televisión y en las señales de radares de navegación.

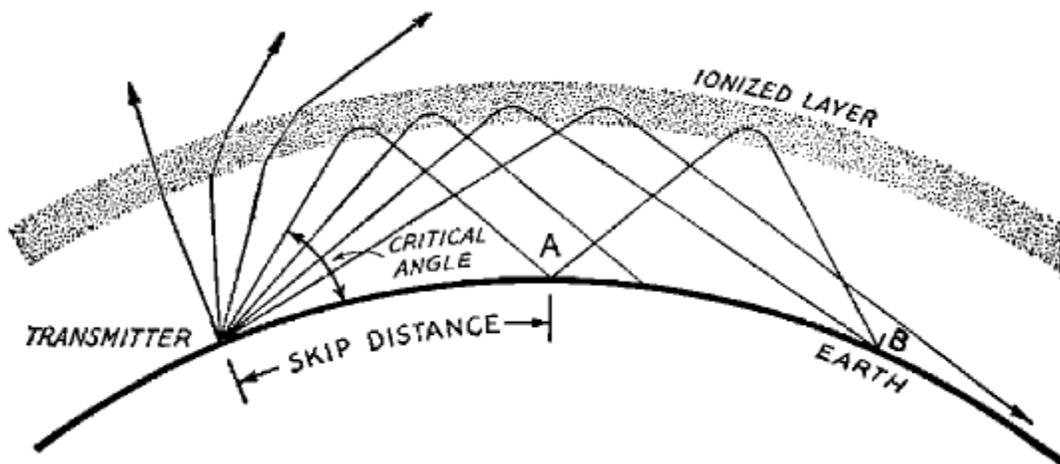


Figura 2.2: Representación gráfica de la reflexión de ondas electromagnéticas en la ionósfera [2].

Además de la reflexión de ondas electromagnéticas, la ionósfera tiene un papel muy significativo en la refracción de las mismas. Esto influye directamente en los sistemas de comunicación y navegación satelital, ya que la ionósfera desvía las ondas electromagnéticas cuando estas la atraviesan (ver Figura 1.1). Por lo tanto se necesita corregir los errores debido a esta desviación y para ello se han desarrollado métodos que se explicarán posteriormente. Cabe mencionar que el comportamiento de la ionósfera está completamente ligado a la latitud geomagnética, es decir, depende de la ubicación geomagnética que se estudie. Para este trabajo se analiza la zona ecuatorial, la cual está considerada como una zona de baja latitud, de acuerdo al criterio de clasificación ionosférico.

Históricamente, el término "Ionósfera" se comenzó a usar por Sir Robert Watson-Watt en una carta al secretario de la junta de investigación de radio británica en 1926. Posteriormente, a mediados de los años treinta, la expresión se usó ampliamente cuando varios científicos, entre ellos Watson-Watt y Appleton, lo usaron en sus publicaciones y libros. Antes de eso, solamente se la llamaba atmósfera superior ionizada [23]. Por todo lo descrito anteriormente se puede considerar a la ionósfera terrestre como un sistema físico complejo que tiene mucha relevancia, tanto para las comunicaciones como para la preservación de vida en el planeta. Debido a que actúa como un gran filtro protector de la radiación nociva para los seres humanos y la vida en general.

2.1. Campo magnético terrestre

Una de las hipótesis más aceptada para el origen del campo magnético terrestre es la rotación diferencial de un núcleo de hierro fundido bajo el manto terrestre. La primera aproximación al campo magnético de la tierra es la de una esfera uniformemente magnetizada en la dirección de un eje dipolar centrado. Este eje corta la superficie de la tierra en puntos conocidos como los polos austral(sur) y boreal(norte). La intersección entre el plano que pasa a través de la tierra, el cual es perpendicular al eje dipolar, y la superficie de la tierra se denomina ecuador geomagnético. La comunidad científica usa la latitud de inmersión (con respecto a los polos magnéticos) para describir el campo magnético real de la Tierra [12]. En este caso, los polos se denominan dipolos y son ubicaciones donde el campo geomagnético es vertical a la superficie de la tierra, mientras que en el ecuador de inmersión el campo geomagnético es horizontal.

Generalmente, el campo magnético no es uniforme sobre la superficie terrestre. Para latitudes cercanas al ecuador, el campo es de menor intensidad en comparación con la intensidad del campo en latitudes mayores. Existen métodos que permiten estimar la intensidad y orientación del campo magnético terrestre. Al entender el comportamiento del campo magnético también se puede entender el comportamiento ionosférico, pues el campo influye directamente en el comportamiento de las partículas cargadas existentes en la ionósfera.

En la medición del ángulo que forman las líneas de campo con la horizontal se utiliza la inclinación magnética, mientras que para medir el ángulo que forman las líneas de campo con los polos geográficos se utiliza la declinación magnética. A continuación, se muestran mapas que ilustran de manera gráfica la inclinación magnética, declinación magnética e intensidad del campo geomagnético. Estos mapas fueron basados en el modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field) del 2015 [37, 44] y accedidos desde la página del NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration).

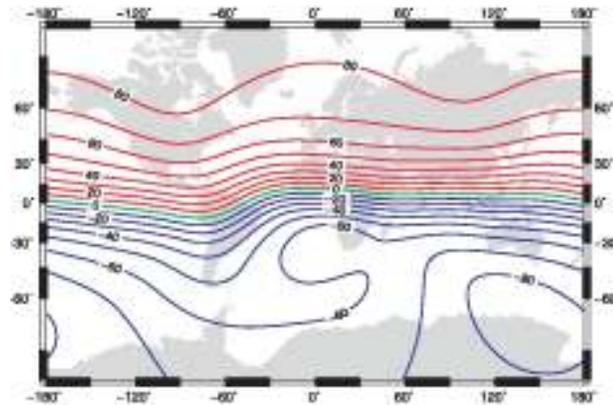


Figura 2.3: Inclinación magnética medida en grados [44].

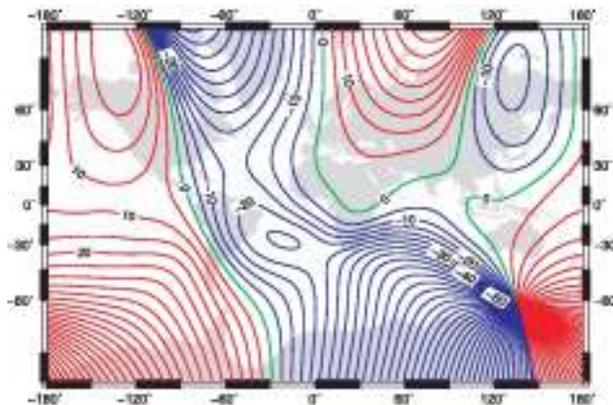


Figura 2.4: Declinación magnética medida en grados [44].

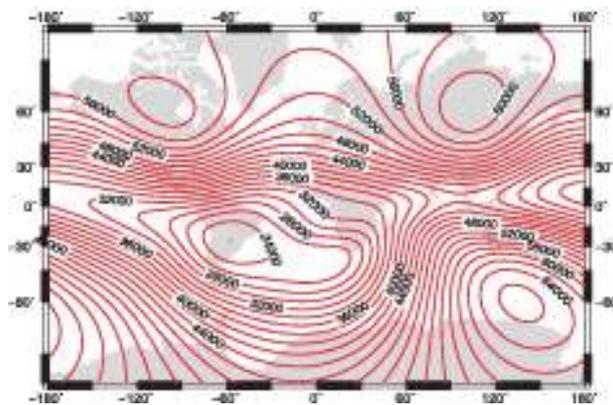


Figura 2.5: Mapa Geomagnético, se muestra la intensidad del campo magnético medido en nanotesla(nT) con respecto a las coordenadas geográficas [44].

El IGRF es un modelo estándar del campo magnético principal de la tierra y para su modelado solamente se consideran fuentes de campo internas. El campo magnético se modela con algunos coeficientes, los cuales son ajustados utilizando datos de satélites y de magnetómetros terrestres. El modelo IGRF modela el campo a partir del gradiente negativo de un potencial escalar V que puede ser representado mediante la serie [44]:

$$V(r, \phi, \theta, t) = R \sum_{n=1}^{n_{max}} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m(t) \cos m\phi + h_n^m(t) \sin m\phi) P_n^m(\cos \theta) \quad (2.1)$$

Donde R es el radio de la tierra, r es la distancia radial desde el centro de la tierra, θ es la colatitud geográfica (ángulo polar), ϕ es la longitud geográfica, g_m^n y h_m^n son coeficientes de ajuste, n_{max} es el grado máximo de la expansión y P_n^m son los polinomios de Legendre asociados [44]. Basados en este modelo y observando las figuras 2.3, 2.4 y 2.5 se puede notar que para latitudes cercanas al ecuador, la inclinación, declinación y campo magnético tienen un comportamiento más o menos homogéneo.

2.2. Perfil vertical de la ionósfera

La altura a la cual empieza la ionósfera se considera aproximadamente entre los 60 km y se extiende hasta una altura aproximada de 1000 km . Sin embargo, el límite superior no está bien definido y suele tomarse un tanto diferente dependiendo del autor [12]. Para este trabajo se toman los límites antes mencionados. Altitudes superiores a los 1000 km tienen densidades electrónicas muy bajas y es predominante la presencia de iones positivos (protones), por lo que a esta capa se la conoce como protonósfera.

El principal proceso ionizante que ocurre en la ionósfera es la fotoionización, este proceso produce iones cargados positivamente y electrones libres cargados negativamente. La fotoionización es causada esencialmente por la interacción de luz ultravioleta extrema (UVE) del sol con los átomos y moléculas que se encuentran en la ionósfera. Un proceso ionizante que actúa en menor medida es la radiación cósmica. En la ionósfera baja ocurre un proceso que contrarresta la ionización, este proceso es la recombinación, el cual consiste en la unión de los iones y electrones libres para formar nuevamente átomos y moléculas neutras. Incluso, las moléculas neutras y los electrones libres de la ionósfera baja se pueden recombinar otra vez para producir iones cargados negativamente. Los cuales interactúan con la luz UVE y se separan originando una capa con alta densidad de moléculas neutras y electrones libres.

Debido a las diferentes tasas de absorción que tienen las moléculas y átomos de diferentes tipos en la ionósfera baja, se suele clasificar a la misma en diferentes regiones o capas denominadas con las letras D , E , $F1$ y $F2$. El comportamiento de estas

capas parece estar dado principalmente por el ángulo cenital solar, el cual muestra dependencia diurna, estacional y latitudinal. Esto significa que, por ejemplo, algunas de las capas tiendan a disminuir su intensidad o incluso desaparecer dependiendo de la hora del día. La frecuencia mínima para que una onda electromagnética penetre una capa ionosférica se denomina frecuencia crítica o de plasma [39]. Las frecuencias críticas de todas las capas ionosféricas varían de acuerdo al ciclo solar de 11 años, el cual causa un cambio en la intensidad de la radiación solar.

2.2.1. Capa *D*

Esta capa está considerada entre una altura de 60 a 100 km. Durante el día, la principal fuente de ionización es la radiación solar, lo que provoca que los electrones se desprendan de los iones, moléculas o átomos que conformaban [12]. Sin embargo, en la noche, la fuente principal de ionización es la radiación cósmica (significativamente menor que la radiación solar) y provoca que los procesos ionizantes disminuyan. Inclusive, los electrones pueden unirse con átomos y moléculas para formar iones negativos que hacen que la capa *D* desaparezca. En conclusión, los electrones de la capa *D* están presentes en el día y ausentes en la noche. Esto causa una variación diurna de la densidad de electrones.

2.2.2. Capa *E*

Esta capa está comprendida entre los 110 a 160 km de altura. La fuente principal de ionización son las emisiones de rayos X del sol. A diferencia de la anterior, esta capa no desaparece totalmente durante la noche, sin embargo, su densidad electrónica disminuye considerablemente. Esto significa que la densidad electrónica de esta capa no dependa exclusivamente de la hora del día, la estación o el ciclo solar.

2.2.3. Capa *F1*

Esta capa está comprendida entre los 180 a 300 km de altura. Su principal fuente de ionización es la luz ultravioleta extrema (UVE) [29]. Generalmente, la capa está presente en el día, debido a que la densidad electrónica depende del ángulo cenital del sol. Además, su presencia es más significativa durante los meses de verano que durante los meses de invierno.

2.2.4. Capa F2

Esta es la capa más alta de la ionósfera y la más importante en la propagación de ondas de alta frecuencia. Junto con la capa F1 comparten la principal fuente de ionización, la cual es la luz UVE. Sin embargo, la capa F2 no sigue la misma dependencia del ángulo cenital solar [12, 29]; pero si una fuerte dependencia geomagnética y con la actividad solar, en específico con la aparición de manchas solares. En la capa F2 es donde generalmente existe la máxima densidad de electrones, como consecuencia de la combinación de procesos ionizantes suceden a esa altura y el aumento de la densidad atmosférica neutra a medida que disminuye la altitud.

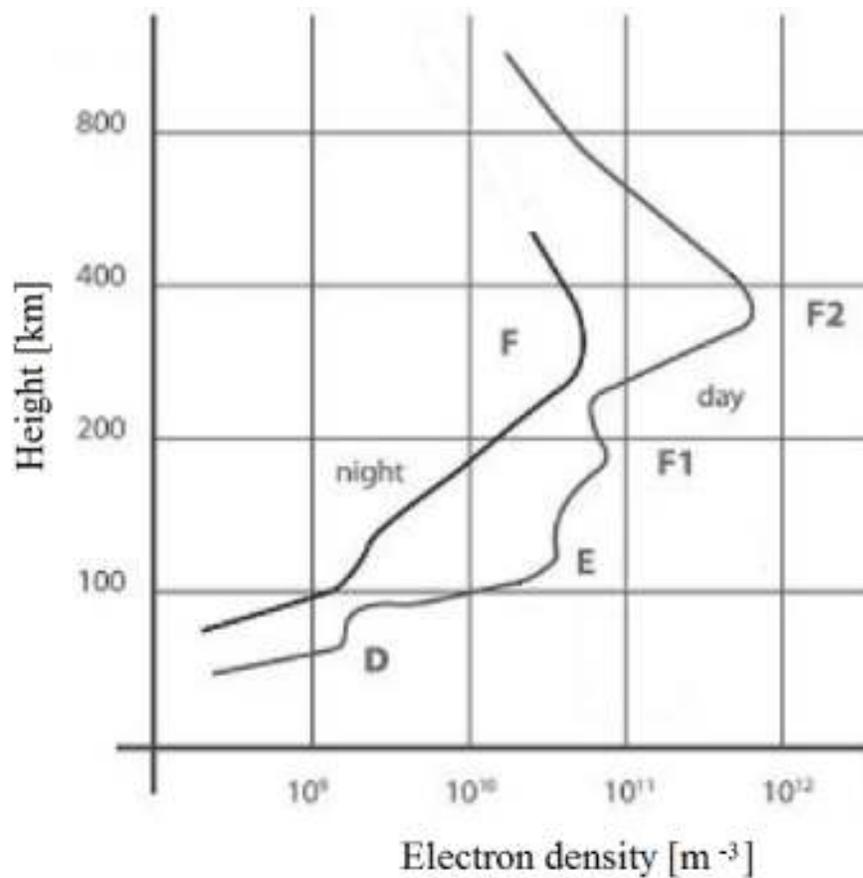


Figura 2.6: Perfil vertical de la ionósfera, se muestra la dependencia de la altura con la densidad electrónica [6].

2.3. Zona ecuatorial

La zona ecuatorial es considerada de baja latitud en la ionósfera global, está caracterizada por tener los valores más altos de densidad electrónica. La alta radiación solar, junto con los campos eléctrico y magnético crean un efecto que provoca el aumento del número de electrones y el movimiento de los mismos a lo largo de las líneas horizontales del campo magnético. Este movimiento causa un desplazamiento de electrones hasta latitudes geomagnéticas de entre 10 a 20 grados, provocando una alta concentración de electrones en esa zona. A esto se le conoce como Anomalía Ecuatorial.

2.4. Fenómenos ionosféricos

Estos fenómenos están asociados directa o indirectamente con los eventos del sol. El ciclo solar, cuya duración es de 11 años, tiene una importante influencia en estos fenómenos. Para los años de ciclo solar mínimo se tiene una ionósfera sin alteraciones considerables, mientras que para las épocas de máximo solar se encuentran alteraciones en la dinámica ionosférica. Esto no solo afecta al plasma ionosférico (iones y electrones libres), sino también al campo magnético terrestre debido a que el comportamiento del plasma está ligado fuertemente con dicho campo.

2.4.1. Tormentas ionosféricas

Son causadas principalmente por erupciones solares, las mismas que arrojan grandes cantidades de partículas energéticas y radiación. Los Rayos X emitidos penetran hasta la capa D de la ionósfera, causando otro fenómeno conocido como desvanecimiento de onda corta, el cual provoca cambios repentinos en la frecuencia crítica de la capa F_2 . Sin embargo, el cambio de la frecuencia crítica también depende de la hora del día, la latitud, la estación y cuánto tiempo duró la tormenta ionosférica [34].

2.4.2. Tormentas geomagnéticas

Generalmente son causadas por erupciones solares y corrientes de viento solar de alta velocidad [34, 43]. Estas tormentas causan un considerable aumento en la intensidad del campo geomagnético, seguido de una gran disminución en la intensidad del mismo. Provocando un aumento en la densidad de electrones y en la absorción de ondas de radio en la ionósfera inferior.

2.4.3. Centelleo ionosférico

El centelleo es un cambio rápido en la fase de la señal de una onda electromagnética, ocurre debido a pequeños cambios en el contenido total de electrones de la ionósfera. Como consecuencia de esto, se produce refracción y difracción de ondas electromagnéticas que se propagan a través de la ionósfera, causando fluctuaciones de amplitud y fase de la señal.

2.5. Propagación de ondas electromagnéticas en la ionósfera.

El comportamiento de las ondas electromagnéticas en la ionósfera tiene que ser descrito considerando que la ionósfera es un plasma que está sujeto a un campo magnético no uniforme y a perturbaciones originadas por el viento solar [23]. Entonces, se estudia a la ionósfera como si fuera un medio cuyo índice de refracción es un número complejo. Los físicos ingleses Edward Appleton y Douglas Hartree, en 1926, fueron los primeros en encontrar una expresión para el índice de refracción ionosférico. Es por eso que a la expresión que describe el índice de refracción complejo a menudo se lo denomina como fórmula de Appleton-Hartree [18].

El índice de refracción ionosférico " n " está dado por:

$$n^2 = 1 - \frac{X}{(1 - jZ) - \left[\frac{Y_T^2}{2(1 - X - jZ)} \right] \pm \left[\frac{Y_T^4}{4(1 - X - jZ)^2} + Y_L^2 \right]^{1/2}} \quad (2.2)$$

donde

$$X = \frac{\omega_N^2}{\omega^2} = \frac{f_N^2}{f^2} \quad (2.3)$$

$$Y = \frac{\omega_H}{\omega} = \frac{f_H}{f} \quad (2.4)$$

$$Y_L = \frac{\omega_L}{\omega}, Y_T = \frac{\omega_T}{\omega} \quad (2.5)$$

$$Z = \frac{\omega_C}{\omega} \quad (2.6)$$

Las respectivas frecuencias están definidas de la siguiente manera:

ω es la frecuencia angular de la onda exploradora.

ω_C es la frecuencia angular de colisión entre electrones y partículas más pesadas.

ω_N es la frecuencia angular del plasma, con $\omega_N^2 = \frac{Ne^2}{\epsilon_0 m}$, siendo N la densidad electrónica, e la carga del electrón, ϵ_0 la permitividad del vacío y m la masa del electrón.

ω_H es la frecuencia angular de ciclotrón, con $\omega_H = \frac{B_0 |e|}{m}$, siendo B_0 la intensidad del campo magnético.

ω_L es la frecuencia angular longitudinal de ciclotrón, con $\omega_L = \frac{B_0 |e|}{m} \cos\Theta$.

ω_T es la frecuencia angular transversal de ciclotrón, con $\omega_T = \frac{B_0 |e|}{m} \sin\Theta$.

Para esta aproximación se considera un sistema de referencia ortogonal, en el que las ondas electromagnéticas planas viajan en la dirección x . También se considera un campo magnético externo uniforme que se encuentra en el plano xy , formando un ángulo Θ con la dirección de propagación.

Cuando las colisiones son insignificantes (se tiene $Z = 0$), entonces:

$$n^2 = 1 - \frac{2X(1-X)}{2(1-X) - Y_T^2 \pm [Y_T^4 + 4(1-X)^2 Y_L^2]^{1/2}} \quad (2.7)$$

Las ondas electromagnéticas en la ionósfera están sometidas a un efecto magneto-óptico denominado efecto Faraday, el cual consiste en que el plano de polarización de la onda se gira bajo la influencia de un campo magnético paralelo a la dirección de propagación. De acuerdo a la teoría magneto-óptica, una onda electromagnética plana puede considerarse como la superposición de dos ondas linealmente polarizadas, una con el campo eléctrico paralelo al magnético y otra perpendicular a éste [45]. A la primera se le llama *onda ordinaria* (signo "+" en la ecuación 2.7) y a la segunda se le llama *onda extraordinaria* (signo "-" en la ecuación 2.7).

Para la onda ordinaria, el campo eléctrico acelera a los electrones que se mueven paralelos al campo magnético. Éste último no tiene influencia, ya que solo puede actuar sobre partículas que se mueven en direcciones perpendiculares a él. En el caso de la onda extraordinaria, su campo eléctrico acelera a los electrones que se mueven perpendiculares al campo magnético. En este caso el campo magnético sí tiene influencia, ya que ejerce fuerza sobre los electrones y altera su movimiento [21, 45].

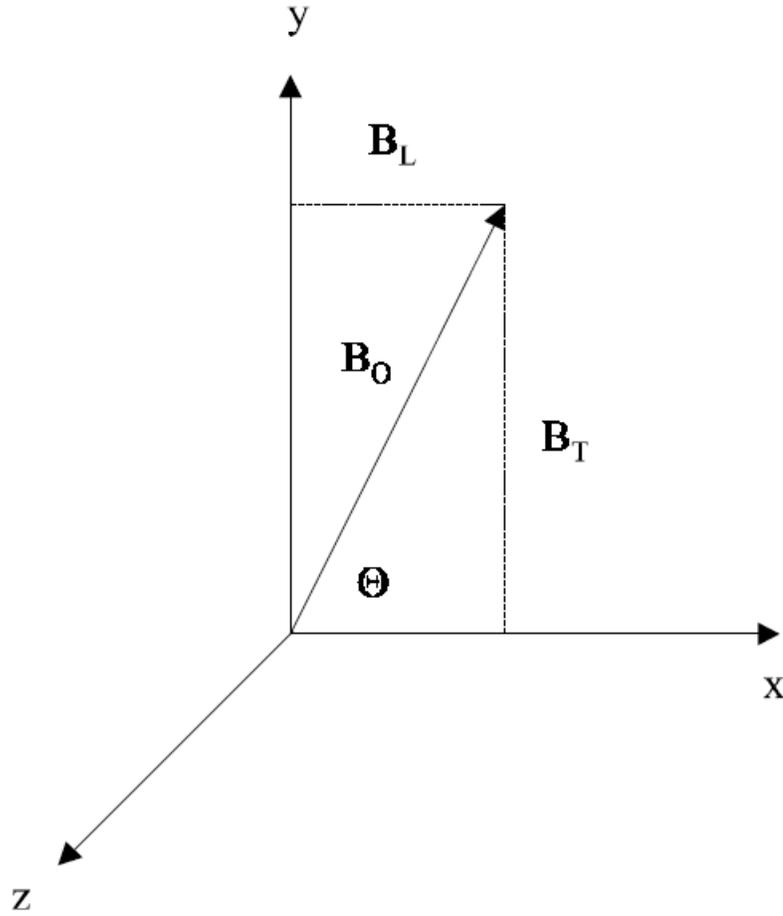


Figura 2.7: Sistema de referencia ortogonal x,y,z . Se muestra el ángulo que forma dirección de propagación x con el campo magnético externo B_o [12] .

La ecuación (2.7) puede ser expandida por serie de Taylor en términos de $\frac{1}{f}$, dando como resultado la siguiente expresión:

$$n \cong 1 - \frac{1}{2}X \pm \frac{1}{2}XY|\cos\Theta| - \frac{1}{8}X^2 - \frac{1}{4}XY^2(1 + \cos^2\Theta) + \dots \quad (2.8)$$

A la ecuación (2.8) se la conoce como aproximación cuasi longitudinal y es válida cuando la frecuencia de la onda electromagnética es mucho mayor que las frecuencias de plasma, colisión y ciclotrón [8]. De manera específica, la aproximación cuasilongitudinal se puede usar si se cumple que:

$$\frac{1}{4} \frac{Y_T^4}{Y_L^2} \ll (1 - X)^2 \quad (2.9)$$

Cuando se considera que las colisiones y el campo magnético son insignificantes, solamente se usan los dos primeros términos de la ecuación 2.8, entonces:

$$\begin{aligned} n &= 1 - \frac{1}{2}X \\ &= 1 - \frac{Ne^2}{2\epsilon_0 m \omega^2} \end{aligned} \quad (2.10)$$

Existe otro método para hallar una expresión para el índice de refracción de la ionósfera. En esta aproximación se asume una superposición de ondas electromagnéticas que atraviesan la ionósfera y son refractadas debido a que su velocidad se modifica al atravesar ese medio, es decir, es un medio dispersivo. Por lo tanto el índice de refracción depende de la frecuencia. La relación de dispersión está dada por [10]:

$$ck = \sqrt{\omega^2 - \omega_N^2} \quad (2.11)$$

donde c es la velocidad de la luz, k es el vector de onda, ω es la frecuencia angular de la onda electromagnética y ω_N es la frecuencia angular del plasma. Se define la velocidad de fase (v_{ph}) y velocidad de grupo (v_{gr}) de la siguiente manera:

$$v_{ph} = \frac{\omega}{k} \quad (2.12)$$

$$v_{gr} = \frac{d\omega}{dk} \quad (2.13)$$

La *velocidad de grupo* es la velocidad de propagación de la información que lleva la señal portadora, mientras que la *velocidad de fase* es la velocidad de propagación de la fase de la onda portadora. Desarrollando la ecuación (2.11) se llega a:

$$\begin{aligned} ck &= \sqrt{\omega^2 - \omega_N^2} \\ k &= \frac{\omega}{c} \sqrt{1 - \left(\frac{\omega_N}{\omega}\right)^2} \end{aligned} \quad (2.14)$$

Reemplazando (2.14) en (2.12):

$$\begin{aligned} v_{ph} &= \frac{\omega}{k} \\ &= \frac{\omega}{\frac{\omega}{c} \sqrt{1 - \left(\frac{\omega_N}{\omega}\right)^2}} \\ &= \frac{c}{\sqrt{1 - \left(\frac{\omega_N}{\omega}\right)^2}} \end{aligned} \quad (2.15)$$

Para la velocidad de grupo se tiene que derivar la frecuencia angular(ω) con respecto al vector de onda (k), de la siguiente manera:

$$\begin{aligned}\omega^2 &= c^2 k^2 + \omega_N^2 \\ \omega &= \sqrt{c^2 k^2 + \omega_N^2} \\ \frac{d\omega}{dk} &= \frac{1}{2}(c^2 k^2 + \omega_N^2)^{-1/2}(2kc^2) \\ v_{gr} &= c\sqrt{1 - (\omega_N^2/\omega^2)}\end{aligned}\tag{2.16}$$

Los índices de refracción para la velocidad de fase y de grupo están dados por:

$$n_{ph} = \frac{c}{v_{ph}}\tag{2.17}$$

$$n_{gr} = \frac{c}{v_{gr}}\tag{2.18}$$

Se reemplaza (2.15) en (2.17):

$$\begin{aligned}n_{ph} &= \frac{c}{v_{ph}} \\ &= \sqrt{1 - (\omega_N/\omega)^2}\end{aligned}\tag{2.19}$$

También se reemplaza (2.16) en (2.18):

$$\begin{aligned}n_{gr} &= \frac{c}{v_{gr}} \\ &= (1 - \omega_N^2/\omega^2)^{-1/2}\end{aligned}\tag{2.20}$$

Siempre que la frecuencia de la onda electromagnética sea mucho mayor que la frecuencia del plasma ($\omega_N \ll \omega$ ó $\omega_N/\omega \ll 1$) se puede utilizar las siguientes aproximaciones:

$$\sqrt{1 - \epsilon^2} \approx 1 - \frac{1}{2}\epsilon^2; \forall |\epsilon| \ll 1\tag{2.21}$$

$$(1 - \epsilon^2)^{-1/2} \approx 1 + \frac{1}{2}\epsilon^2; \forall |\epsilon| \ll 1\tag{2.22}$$

Finalmente, utilizando (2.21) y (2.22) en (2.19) y (2.20), respectivamente:

$$\begin{aligned}n_{ph} &= \sqrt{1 - (\omega_N/\omega)^2} \\ &= 1 - \frac{1}{2}(\omega_N/\omega)^2 \\ &= 1 - \frac{Ne^2}{2\epsilon_0 m \omega^2}\end{aligned}\tag{2.23}$$

$$\begin{aligned}n_{gr} &= (1 - \omega_N^2/\omega^2)^{-1/2} \\ &= 1 + \frac{1}{2}(\omega_N/\omega)^2 \\ &= 1 + \frac{Ne^2}{2\epsilon_0 m \omega^2}\end{aligned}\tag{2.24}$$

Las ecuaciones (2.23) y (2.24) son expresiones simplificadas del índice de refracción de la ionósfera. Es importante notar que la ecuación (2.23) es equivalente a la ecuación (2.10).

Capítulo 3.

Modelo ionosférico a partir de datos GPS

Existen métodos de modelado ionosférico regionales y globales, los cuales dependen de las necesidades de estudio de los centros de procesamiento y análisis de datos ionosféricos. Por otro lado, existen ventajas y desventajas asociadas con los modelos matemáticos y técnicas de estimación usadas. Para este trabajo se utiliza un modelo que emplea señales GPS para estudiar la variación temporal y espacial de la ionósfera [28]. Este modelo sirve tanto para estimaciones regionales como para globales.

Las señales que se emplean provienen de receptores GPS de doble frecuencia, los cuales almacenan la información de algunos observables ionosféricos. El modelo matemático toma en cuenta el hecho de que el contenido total de electrones depende del ángulo de elevación del satélite. También se debe tomar en cuenta que existen retrasos en las señales que se reciben, debidas principalmente a diferencias físicas en los circuitos electrónicos dentro del receptor y los satélites GPS. Esto significa que para el modelado del contenido total de electrones se debe estimar el retraso diferencial de los satélites, así como los parámetros existentes en el modelo ionosférico .

3.1. Sistema de posicionamiento global

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS) es un sistema de navegación basado en satélites que se encuentran orbitando la tierra. El GPS sirve para determinar la posición precisa en tiempo real de cualquier objeto o persona alrededor del mundo. Funciona las veinticuatro horas del día, según los estándares de tiempo globales. Fue diseñado principalmente como un sistema de navegación terrestre, marítimo y de aviación, sin embargo, las aplicaciones de GPS se han expandido para incluir la topografía, el monitoreo de vehículos, la navegación espacial [13], uso de servicios de emergencia y georreferenciación en sistemas de información geográfica.

3.1.1. Historia del GPS

En la década de los años sesenta, la Armada de los Estados Unidos comenzó a desarrollar un sistema de navegación satelital llamado Transit, también conocido como NAVSAT (Navy Navigation Satellite System). Era un sistema de posicionamiento bi-dimensional, precursor del actual GPS y en sus primeras etapas fue de uso exclusivo militar. Posteriormente, a finales de la década de los años setenta, los primeros modelos de los satélites GPS fueron puestos en órbita.

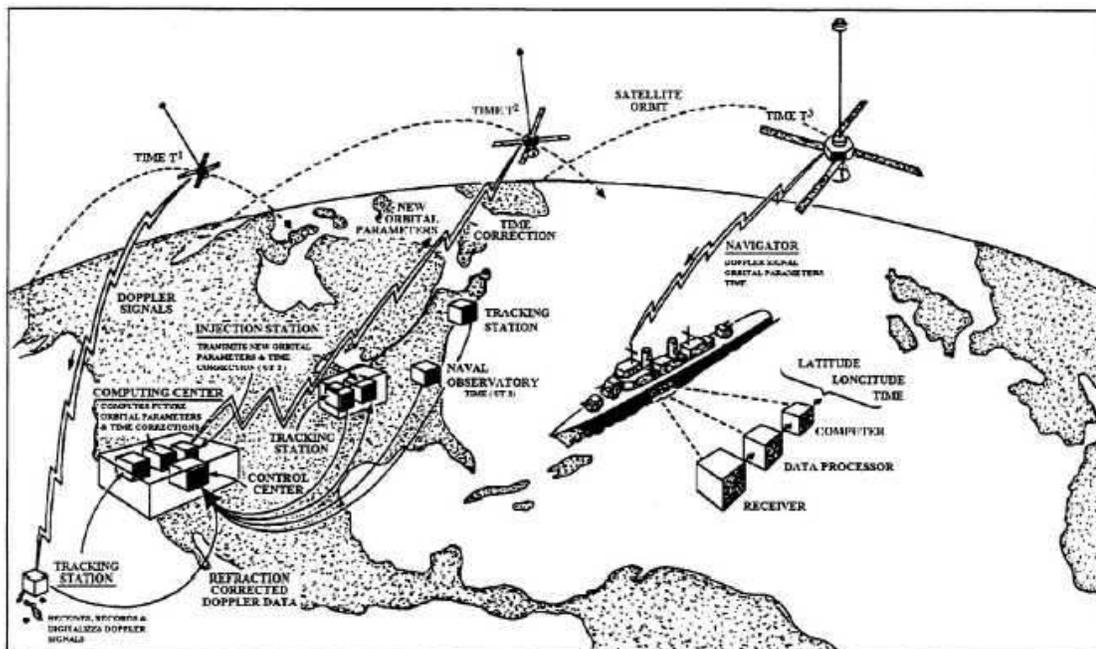


Figura 3.1: Esquema del funcionamiento del sistema de navegación por satélite Transit en 1964. Contaba con 5 satélites en órbita polar para definir la posición midiendo el efecto Doppler junto con los parámetros proporcionados por los receptores en tierra y los satélites. Este sistema tenía un error que rondaba los 160 metros aproximadamente [1].

En los años siguientes, las agencias civiles pusieron gran interés en esta tecnología, generando mayor demanda de la misma. Así, en 1985, se definió una política de usuario del sistema de posicionamiento global, en el que se incluyó un servicio encriptado para el uso militar y un servicio estándar (de menor precisión) para el uso civil [11]. Por ello, más satélites fueron puestos en órbita, originando un mercado global con muchas compañías que ofrecen servicios de posicionamiento global para diferentes sectores.

3.1.2. Señal GPS

La señal de los satélites GPS es transmitida en dos frecuencias de Banda L (entre 1 y 2 GHz). Estas señales incluyen información del posicionamiento y estado de los satélites. Para el posicionamiento se mide el rango de los satélites, el cual se calcula según el tiempo que tarda la señal en viajar desde el satélite al receptor. Existen al menos veinticuatro satélites operativos GPS orbitando la tierra en seis planos orbitales a una altura aproximada de 20000 kilómetros y un ángulo de inclinación de 55 grados. El período orbital de estos satélites es de aproximadamente 12 horas. Además, el sistema cuenta con estaciones de monitoreo terrestres, las cuales están a cargo de supervisar el estado de los satélites y la información que estos proporcionan [48]. La información es procesada para finalmente estimar diferentes parámetros como las órbitas de los satélites, el error de los relojes satelitales y otros datos de navegación.

Las dos frecuencias de banda L en la que transmiten los satélites GPS son: $L1 = 1575,42 MHz$ y $L2 = 1227,60 MHz$, las mismas que tienen que ser moduladas para disminuir el ruido que puedan tener. Algunos de los observables que se miden con el sistema GPS son el pseudorango, la fase portadora, la señal Doppler y la intensidad de señal sin procesar. Estos parámetros tienen mayor o menor precisión dependiendo del código que se utilizó para modular la señal original. Se utilizan códigos PRN (Pseudo Random Noise) para modular las señales GPS. El código C/A (coarse/acquisition-code), pensado para uso civil, se encarga de ayudar a que el receptor pueda adquirir la señal del satélite y hacer con él una estimación no tan precisa del pseudorango [52]. Por otro lado, el código P (precision-code) fue pensado para un uso militar ya que es más preciso en sus estimaciones del pseudorango.

En cuanto a la técnica que sirve para determinar el posicionamiento específico de un objeto, se utiliza un receptor GPS con acceso a cualquiera de los códigos (antes mencionados) de al menos cuatro satélites observados simultáneamente. Tres de los satélites sirven para calcular la posición del receptor y uno es utilizado para precisar la posición específica requerida, esto se realiza eliminando el retraso del reloj GPS con respecto al reloj del receptor. En la actualidad se puede reducir en gran medida las fuentes de error provocadas por la posición del satélite, el reloj de los mismos, los retrasos ionosféricos y troposféricos. Es así que hoy en día se tiene una precisión horizontal y vertical que está en el orden de los centímetros.

Es importante mencionar que existen otros sistemas de navegación o posicionamiento satelital. EL GLONASS (Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema) fue desarrollado por la Unión Soviética, cuenta con 31 satélites, de los cuales 24 están situados en tres planos orbitales (cada uno con 8 satélites) con una inclinación de 64.8 grados y orbitando a 19100 kilómetros de altitud. También existe el sistema de radionavegación y posicionamiento por satélite llamado Galileo, fue desarrollado por la Agencia Espacial Europea. Cuenta con 30 satélites, de los cuales 24 están

situados en tres planos orbitales con una inclinación de 56 grados y orbitando a una altura de 23222 kilómetros. Ambos sistemas descritos son los homólogos del GPS estadounidense [22].

3.2. Técnica de determinación del TEC usando datos GPS

Para el modelado ionosférico se considera la refracción en la ionósfera como una de las principales fuentes de error en el posicionamiento GPS. Esta refracción provoca retrasos en la propagación de la señal. El TEC está definido como la integral camino de la densidad de electrones (N) presentes en la ionósfera. La unidad del TEC es el TECU: $1TECU = 10^{16} \frac{e}{m^2}$ y para su estimación se utilizan los datos de fase portadora y pseudorange, los cuales son proporcionados por monitores de centelleo GPS-TEC.

$$TEC = \int_a^b N(s)ds \tag{3.1}$$

3.2.1. Retraso ionosférico

El retraso ionosférico es la demora que experimenta una señal cuando atraviesa la ionósfera, depende de la densidad de electrones presentes en la zona y de las condiciones atmosféricas, ya que afectan la velocidad de las señales GPS. El retraso ionosférico de una señal electromagnética se obtiene a partir del desarrollo de la integral del índice de refracción (n) a lo largo del camino entre el satélite y el receptor GPS:

$$D = \int_{Satelite}^{Receptor} nds \tag{3.2}$$

Donde D es la distancia geométrica (tomando en cuenta los retrasos) entre el satélite y el receptor GPS [46]. Debido a que el índice de refracción ionosférico tiene la forma funcional " $n = 1 \pm F(N_e, \omega)$ ", al integrarlo se obtienen dos términos.

$$\begin{aligned}
D &= \int_{Sat}^{Rec} n ds \\
&= \int_{Sat}^{Rec} (1 \pm F(N, \omega)) ds \\
&= \int_{Sat}^{Rec} ds \pm \int_{Sat}^{Rec} F(N, \omega) ds \\
&= \rho \pm \int_{Sat}^{Rec} F(N, \omega) ds \\
&= \rho \pm d_{ion}
\end{aligned} \tag{3.3}$$

El primer término (ρ) es el rango geométrico (sin tomar en cuenta los retrasos) entre el satélite y el receptor GPS, mientras que el segundo término (d_{ion}) es el retraso ionosférico. Por lo explicado anteriormente se suele tomar directamente al retraso ionosférico como la integral de camino del factor $(n - 1)$.

$$d_{ion} = \int_{Sat}^{Rec} (n - 1) ds \tag{3.4}$$

Se utilizan las ecuaciones (2.23) y (2.24), las cuales pertenecen respectivamente a los índices de refracción para la velocidad de fase y velocidad de grupo, para reemplazarlas en la ecuación (3.4) y así encontrar el retraso ionosférico. Entonces, para el retraso ionosférico correspondiente a la velocidad de fase se tiene:

$$\begin{aligned}
d_{ion,ph} &= \int_{Sat}^{Rec} (n_{ph} - 1) ds \\
&= -\frac{e^2}{2\epsilon_0 m \omega^2} \int_{Sat}^{Rec} N ds \\
&= -\frac{e^2}{2\epsilon_0 m \omega^2} TEC
\end{aligned} \tag{3.5}$$

En el desarrollo de la ecuación anterior también se usó la definición de TEC (ec. 3.1) para eliminar la integral de camino, de esta manera se deja expresado el retraso ionosférico en función del TEC y la frecuencia. Se sigue un desarrollo similar para el retraso ionosférico correspondiente a la velocidad de grupo, de la siguiente manera.

$$\begin{aligned}
 d_{ion,gr} &= \int_{Sat}^{Rec} (n_{gr} - 1) ds \\
 &= \frac{e^2}{2\epsilon_o m \omega^2} \int_{Sat}^{Rec} N ds \\
 &= \frac{e^2}{2\epsilon_o m \omega^2} TEC
 \end{aligned} \tag{3.6}$$

Finalmente, usando los valores conocidos para las constantes como la carga del electrón ($e = 1,6 * 10^{-19}$ coulomb), la permitividad del vacío ($\epsilon_o = 8,8542 * 10^{-12}$ farad/m), la masa del electrón ($m = 9,1095 * 10^{-31}$ kg) y sabiendo que $\omega = 2\pi f$ se encuentran las expresiones simplificadas para el retraso ionosférico.

$$d_{ion,ph} = -\frac{40,3}{f^2} TEC \tag{3.7}$$

$$d_{ion,gr} = \frac{40,3}{f^2} TEC \tag{3.8}$$

El retraso ($d_{ion,ph}$) se usa para las observaciones de fase, mientras que ($d_{ion,gr}$) se usa para las observaciones de pseudorango.

3.2.2. Observable ionosférico

Los receptores GPS extraen la información necesaria de las señales transmitidas desde los satélites, proporcionando los observables de Pseudorango y Fase portadora. Cada uno con sus respectivos puntos fuertes y puntos débiles, en cuanto a su precisión.

3.2.2.1. Pseudorango

El pseudorango es la distancia desde la antena del receptor a la antena del satélite y se mide en unidades de longitud. Se puede calcular este parámetro mediante la estimación del tiempo de viaje de la señal multiplicada por la velocidad de la luz en en vacío [30, 48]. Sin embargo, los relojes tanto en el satélite como en el receptor son propensos a la deriva de la escala de tiempo del GPS, dando como resultado un error en el rango, de ahí el término "pseudorango". Las ecuaciones de observación de pseudorango GPS pueden ser escritas de la siguiente manera [46]:

$$P_1 = \rho + c.(dT - dt) + d_{ion,L1} + d_{trop} + \eta_{P1} + \epsilon_{P1} \tag{3.9}$$

$$P_2 = \rho + c.(dT - dt) + d_{ion,L_2} + d_{trop} + \eta_{P_2} + \epsilon_{P_2} \quad (3.10)$$

donde

P_1, P_2 son las medidas de pseudorange en las frecuencias L_1 y L_2 respectivamente.

ρ es el rango geométrico entre el satélite y el receptor.

c es la velocidad de la luz en el vacío.

dT, dt son las compensaciones de tiempo de los relojes del receptor y el satélite respectivamente.

d_{ion,L_1}, d_{ion,L_2} son los retrasos ionosféricos correspondientes a las frecuencias L_1 y L_2 .

d_{trop} es el retraso troposférico.

η_{P_1}, η_{P_2} son los retrasos instrumentales (del satélite y receptor) para los observables P_1 y P_2 .

$\epsilon_{P_1}, \epsilon_{P_2}$ son los errores producidos por el ruido de las señales recibidas para los observables P_1 y P_2 .

Debido a que la antena del receptor recibe la señal de muchos satélites, es necesario utilizar códigos únicos (C/A-code o P-code) para cada satélite, de ese modo se logra reducir en gran medida la correlación cruzada que se da entre un receptor y varios satélites [35]. Este observable ionosférico proporciona una medida absoluta aunque relativamente ruidosa del rango.

Restando la ecuación (3.10) de la ecuación (3.9) y luego de organizar los diferentes términos se obtiene:

$$P_1 - P_2 = d_{ion,L_1} - d_{ion,L_2} + (\eta_{P_1} - \eta_{P_2} + \epsilon_{P_1} - \epsilon_{P_2}) \quad (3.11)$$

Los términos que se encuentran entre paréntesis contribuyen en muy poco para la precisión de la estimación del TEC, por eso pueden ser despreciados ($\eta_{P_1} - \eta_{P_2} + \epsilon_{P_1} - \epsilon_{P_2} \approx 0$). Dado que el retraso ionosférico no puede medirse directamente, tiene que ser estimado. Para este propósito se utiliza la ecuación (3.8), la cual expresa el retraso ionosférico en términos del TEC y la frecuencia de la onda portadora. Operando y organizando los términos se llega a:

$$\begin{aligned} P_1 - P_2 &= d_{ion,L_1} - d_{ion,L_2} \\ P_1 - P_2 &= \frac{40,3}{f_1^2} TEC_P - \frac{40,3}{f_2^2} TEC_P \\ TEC_P &= \frac{(P_1 - P_2)}{40,3} \left(\frac{f_1^2 f_2^2}{f_2^2 - f_1^2} \right) \end{aligned} \quad (3.12)$$

3.2.2.2. Fase portadora

La fase portadora es la diferencia entre la fase de la onda portadora recibida del satélite y la fase generada internamente por el oscilador del receptor. Este parámetro está medido en ciclos completos. Las ecuaciones de observación de fase portadora GPS pueden ser escritas de la siguiente manera [46]:

$$\Phi_1 \lambda_1 = \rho + c.(dT - dt) + \lambda_1 N_1 + d_{ion,L_1} + d_{trop} + \eta_{\Phi_1} + \epsilon_{\Phi_1} \quad (3.13)$$

$$\Phi_2 \lambda_2 = \rho + c.(dT - dt) + \lambda_2 N_2 + d_{ion,L_2} + d_{trop} + \eta_{\Phi_2} + \epsilon_{\Phi_2} \quad (3.14)$$

donde

Φ_1 , Φ_2 son las observaciones de fase portadora para las frecuencias L_1 y L_2 respectivamente.

λ_1 , λ_2 son las longitudes de onda para las señales L_1 y L_2 respectivamente.

N_1 , N_2 son las constantes de ambigüedad de ciclo para las señales L_1 y L_2 respectivamente.

η_{Φ_1} , η_{Φ_2} son los retrasos instrumentales (del satélite y receptor) para los observables Φ_1 y Φ_2 .

ϵ_{Φ_1} , ϵ_{Φ_2} son los errores producidos por el ruido de las señales recibidas para los observables Φ_1 y Φ_2 .

Los demás términos son exactamente los mismos que en las ecuaciones (3.9) y (3.10). Las ecuaciones para la fase portadora son muy parecidas a las ecuaciones de pseudorange, excepto por el término de ambigüedad de ciclo [7]. Este término representa el número (desconocido) de ciclos entre el satélite y receptor en el momento que el receptor bloqueó la señal. La fase portadora proporciona mediciones más precisas, sin embargo, se deben considerar como mediciones relativas del rango debido a los términos de ambigüedad. Siguiendo un proceso similar al de las ecuaciones de pseudorange, es decir, restando la ecuación (3.13) de (3.14) y organizando los términos se llega a:

$$\Phi_1 \lambda_1 - \Phi_2 \lambda_2 = d_{ion,L_1} - d_{ion,L_2} + (\eta_{\Phi_1} - \eta_{\Phi_2} + \epsilon_{\Phi_1} - \epsilon_{\Phi_2}) + (\lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2) \quad (3.15)$$

En este caso se utiliza la ecuación (3.7) para el retraso ionosférico. Además se agrupa los retrasos instrumentales y los errores por ruido con los términos de ambigüedad, de este modo pueden ser despreciados debido a que contribuyen muy poco en la precisión de la estimación del TEC ($\eta_{\Phi_1} - \eta_{\Phi_2} + \epsilon_{\Phi_1} - \epsilon_{\Phi_2} + \lambda_1 N_1 - \lambda_2 N_2 \approx 0$).

$$\begin{aligned} \Phi_1 \lambda_1 - \Phi_2 \lambda_2 &= d_{ion,L_1} - d_{ion,L_2} \\ \Phi_1 \lambda_1 - \Phi_2 \lambda_2 &= -\frac{40,3}{f_1^2} TEC_{\Phi} + \frac{40,3}{f_2^2} TEC_{\Phi} \end{aligned}$$

$$TEC_{\Phi} = \frac{(\Phi_1\lambda_1 - \Phi_2\lambda_2)}{-40,3} \left(\frac{f_1^2 f_2^2}{f_2^2 - f_1^2} \right) \quad (3.16)$$

Finalmente se reemplaza los valores de las frecuencias ($f_{L1} = f_1 = 1575,42 \text{ MHz}$) y ($f_{L2} = f_2 = 1227,60 \text{ MHz}$) en las ecuaciones (3.12) y (3.16) para obtener las expresiones simplificadas del TEC.

$$TEC_P = 9,52 \cdot (P_2 - P_1) \quad (3.17)$$

$$TEC_{\Phi} = 9,52 \cdot (\Phi_1\lambda_1 - \Phi_2\lambda_2) \quad (3.18)$$

3.2.3. TEC vertical

Con el fin de aprovechar al máximo la información obtenida de los observables ionosféricos de pseudorange y fase portadora, se combina las dos expresiones del TEC (ec. 3.17 y 3.18) en una sola expresión. Esto debido a que el pseudorange es un observable poco preciso aunque poco ambiguo, mientras que la fase portadora es un observable muy preciso pero muy ambiguo. La expresión para el TEC-combinado es la siguiente [32]:

$$TEC_{comb_i} = TEC_{\Phi_i} - \frac{\sum_{j=1}^n p_j [TEC_{\Phi_j} - TEC_{P_j}]}{\sum_{j=1}^n p_j} \quad (3.19)$$

Donde i y j son los índices para los observables ionosféricos, $i, j = 1, 2, 3, \dots, n$, siendo n el número total de observaciones. La variable p_j actúa como un ponderador, al establecer el peso individual de cada medición del TEC (TEC_{P_i} ó TEC_{Φ_i}). Hasta ahora lo que se ha encontrado es una expresión que permite calcular el TEC-combinado, también conocido como TEC-inclinado. El cual es una medida del contenido total de electrones de la ionósfera a lo largo del camino entre el satélite y el receptor.

El TEC-vertical (TEC_v), por otro lado, es el contenido total de electrones en una columna perpendicular al suelo comprendida entre una altura determinada. Debido a que las mediciones de TEC se toman de diferentes satélites GPS observados en ángulos de elevación arbitrarios, es necesario transformar las mediciones de TEC_{comb_i} a TEC_v . De ese modo se puede estudiar el TEC a diferentes alturas de la superficie terrestre. La expresión para el TEC-vertical es:

$$TEC_v = TEC_{comb}(\cos\chi') \quad (3.20)$$

Donde χ' es la diferencia entre 90° y el ángulo cenital ($\chi' = 90^\circ - \chi$). El valor de χ' es obtenido a partir de la relación:

$$\sin\chi' = \frac{R_e}{R_e + h_m} \sin(\chi) \quad (3.21)$$

Siendo R_e el radio terrestre y h_m la altura ionosférica media (altura a la que existe la más alta concentración de electrones), que generalmente se considera entre 350 y 500 km para latitudes ecuatoriales [40, 41]. Para este estudio se utilizan los valores de $R_e = 6371 \text{ km}$ y $h_m = 506,7 \text{ km}$.

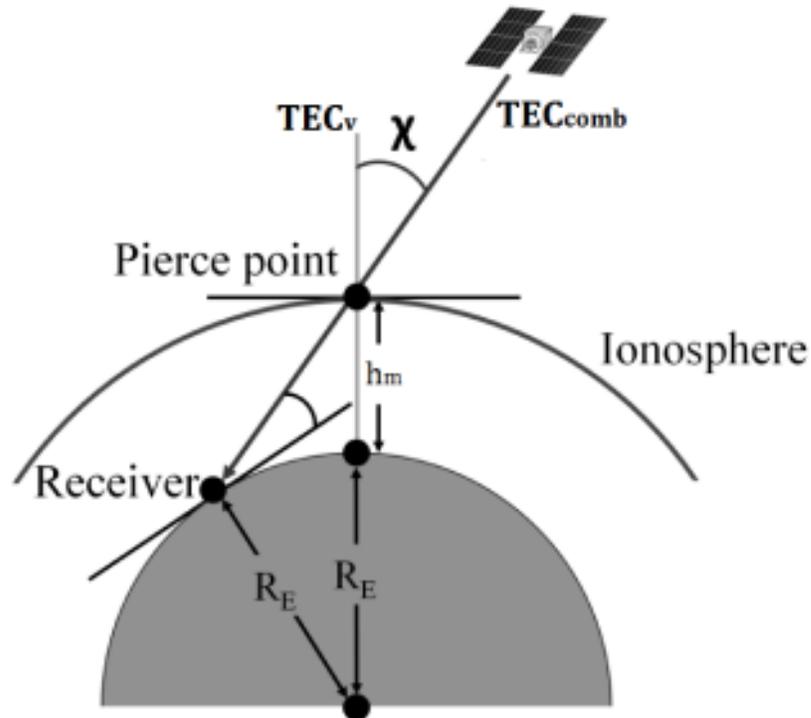


Figura 3.2: Se muestra de manera gráfica la forma en la que se calcula el TEC-vertical a partir del TEC-combinado (ec. 3.20 y 3.21). Se utiliza una aproximación que toma en cuenta la altura a la que se quiere calcular el TEC y el ángulo cenital. [19].

Capítulo 4.

TEC para la zona ecuatorial

4.1. Procesamiento y análisis de datos

4.1.1. Recopilación de datos

Para poder calcular el TEC es importante mencionar los archivos de datos de los cuales se extrae la información. Los archivos de datos se encuentran en el directorio "<https://cddis.nasa.gov/archive/gnss/data/daily/>" y se puede acceder a ellos mediante la página web de la red IGS (International GNSS service). Esta página está anexada a la página oficial de la NASA, cuyo directorio contiene los archivos diarios de las mediciones realizadas por los satélites y receptores GPS a nivel mundial.

4.1.1.1. Formato RINEX

Es el formato de un conjunto de ficheros de texto que almacenan de manera estándar las mediciones proporcionadas por receptores de sistemas de navegación por satélite (GPS, GLONASS, Galileo). Las siglas RINEX significan "Receiver INdependent EXchange". Mediante este formato se puede almacenar y gestionar los datos generados por los receptores. Con el paso del tiempo el formato RINEX ha aumentado el número de mediciones que proporciona; pero siempre conservando la estructura y el orden en que muestra los datos.

El nombre de los archivos utilizados indica que tipo de información contiene y otros aspectos que se describen a continuación. Los cuatro primeros caracteres corresponden al nombre del receptor, los tres siguientes caracteres corresponden al día en que se realizó la medición. El octavo carácter corresponde al número de secuencia del archivo, es decir, si corresponde a archivos en intervalos diarios o por hora. Después del punto, los dos siguientes caracteres corresponden al año en el que se realizó la medición y el último carácter corresponde al tipo de archivo. En la figura (4.1) se muestra de manera más detallada lo mencionado anteriormente.


```

1      2.11      OBSERVATION DATA      G (GPS)      RINEX VERSION / TYPE
2      teqc 2011Nov8      UNAVCO Archive Ops 20120102 00:11:48UTC PGM / RUN BY / DATE
3      Solaris 5.10|UltraSparc IIIi|cc -m64 5512.1|+|*5parc      COMMENT
4      BIT 2 OF LLI FLAGS DATA COLLECTED UNDER A/S CONDITION      COMMENT
5      RIOP |      MARKER NAME
6      42806M001      MARKER NUMBER
7      Patricia Mothes      Instituto Geofisico de Ecuador      OBSERVER / AGENCY
8      4927175244      TRIMBLE NETRS      1.2-5      REC # / TYPE / VERS
9      68261189      TRM41249.00      NONE      ANT # / TYPE
10     1255140.9798 -6253585.5781 -182569.6128      APPROX POSITION XYZ
11     0.0729      0.0000      0.0000      ANTENNA: DELTA H/E/N
12     1      1      WAVELENGTH FACT L1/2
13     7      L1      L2      C1      P1      P2      S1      S2      # / TYPES OF OBSERV
14     30.0000      INTERVAL
15     15      LEAP SECONDS
16     RINEX file created by UNAVCO GPS Archive.      COMMENT
17     For more information contact archive@unavco.org      COMMENT
18     Monument ID: 11459      COMMENT
19     UNAVCO 4-char name: RIOP      COMMENT
20     4-char name from Log or data file: RIOP      COMMENT
21     Monument location: -1.6506 -78.6511 2793      COMMENT
22     Visit ID: 104822      COMMENT
23     End of DB comments      COMMENT
24     SNR is mapped to RINEX snr flag value [0-9]      COMMENT
25     L1 & L2: min(max(int(snr_dBHz/6), 0), 9)      COMMENT
26     2012 1 1 0 0 30.0000000      GPS      TIME OF FIRST OBS
27     END OF HEADER
28     12 1 1 0 0 30.0000000 0 9G31G22G21G14G29G30G12G25G18
29     -17645579.06058 -13689888.71956 21888341.1564 21888335.1334
30     49.5004 39.7504
31     -11147395.45557 -8672098.84555 22555119.5474 22555112.0004
32     46.5004 31.7504
33     -23981594.14557 -18621881.24356 20510915.9694 20510909.6524
34     47.2504 37.7504
35     -5174861.17756 -3972973.37453 23707061.6644 23707055.9344
36     41.0004 22.5004
37     -3284320.03456 -2500052.21853 24092697.2114 24092694.4734
38     37.7504 22.0004
39     -2538251.20956 -1918386.48653 24535578.2344 24535567.5554
40     40.5004 22.7504
41     -4383266.91057 -3357199.11554 23772256.3834 23772254.4654
42     43.0004 26.0004
43     -14686545.83958 -11427191.15356 21824804.5864 21824802.3164
44     51.2504 37.7504
45     -17830219.17058 -13848435.55456 21286454.7664 21286448.2734
46     50.0004 36.0004
47     12 1 1 0 1 0.0000000 0 9G31G22G21G14G29G30G12G25G18
48     -17675113.34548 -13712894.36746 21882728.6004 21882715.5274
49     48.7504 39.5004
50     -11225585.20447 -8732963.59145 22540256.0084 22540247.9344
51     46.0004 37.7504

```

Figura 4.2: Se puede notar en la imagen que en la línea 13 del archivo están los 7 tipos de datos que se encuentran en el mismo: Fase portadora ($L1, L2$), Pseudorange ($C1, P1, P2$) e Intensidad de señal sin procesar ($S1, S2$). Los intervalos de medición son de 30 segundos y el día corresponde al primero de enero del año 2012. A partir de la línea 28 comienza el primer bloque de datos a las 0h:0min:30s. El segundo bloque de datos comienza a partir de la línea 47, a las 0h:1min:00s. De ahí en adelante los bloques de datos aparecen en intervalos de 30 segundos hasta completar las 24 horas de un día. La sensibilidad de las mediciones es de hasta cinco cifras decimales, con las unidades respectivas en que se miden estos observables.

De acuerdo con la ecuación (3.17), el TEC se puede calcular con los datos de Pseudorango (P_1 y P_2), mientras que de acuerdo con la ecuación (3.18), el TEC puede ser calculado con los datos de Fase ($\Phi_1\lambda_1$ y $\Phi_2\lambda_2$, que en los archivos de datos se denotan $L1$ y $L2$). También se puede unificar estos resultados, como sugiere la ecuación (3.19). Sin embargo al momento de recopilar los datos surgieron muchos problemas referentes a la fase portadora, en concreto se encontraron irregularidades respecto a la constancia en la que se presentaban los datos. Siendo más específicos, existían intervalos de tiempo de días, semanas e incluso meses en los que no se registraron datos de fase portadora. Este problema ocurrió con mucha frecuencia en los archivos de datos de los años 1999 a 2010 y con menos frecuencia en los archivos que van del 2011 a 2019.

Es así que se optó por utilizar solamente los datos de Pseudorango para calcular el TEC. De este modo, la ecuación (3.19) se convierte simplemente en un promedio sobre el TEC_P , ya que el factor p_j se convierte en una constante y el TEC_Φ no está considerado.

$$\begin{aligned}
 TEC_{comb_i} &= \cancel{TEC_{\Phi_i}} - \frac{\sum_{j=1}^n p_j [TEC_{\Phi_j} - TEC_{P_j}]}{\sum_{j=1}^n p_j} \\
 TEC_{comb_i} &= -\frac{c \sum_{j=1}^n [-TEC_{P_j}]}{n \cdot c} \\
 TEC_{comb_i} &= \frac{\sum_{j=1}^n [TEC_{P_j}]}{n}
 \end{aligned} \tag{4.1}$$

Finalmente, se utiliza la ecuación anterior en la ecuación (3.20) para calcular el TEC-vertical. Los resultados obtenidos se presentan a continuación.

4.1.2. TEC diario

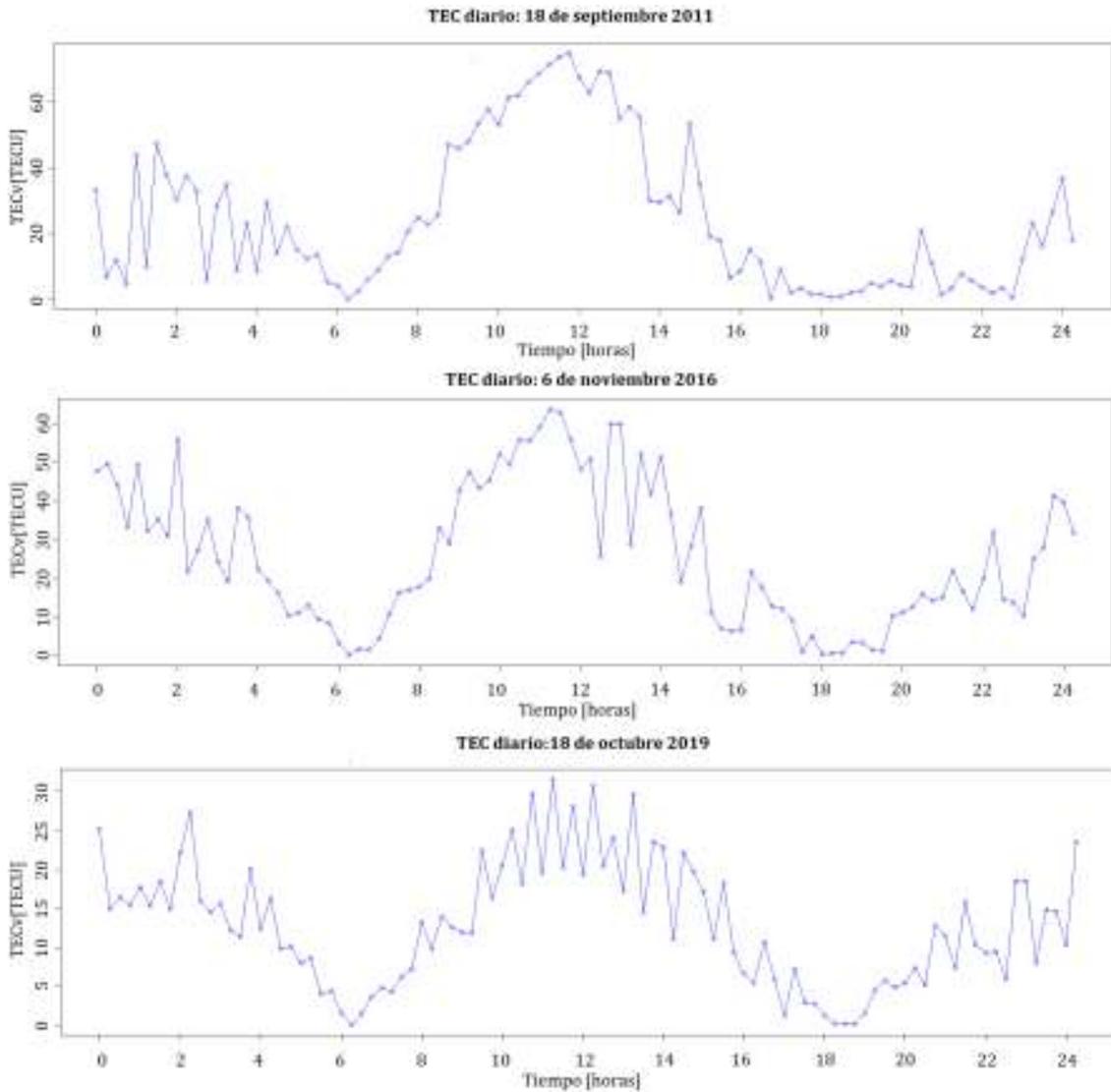


Figura 4.3: Se muestra el TEC diario de tres fechas escogidas al azar. La primera gráfica corresponde al 18 del septiembre de 2011, la segunda al 6 de noviembre de 2016 y la tercera al 18 de octubre de 2019.

4.1.3. TEC semanal

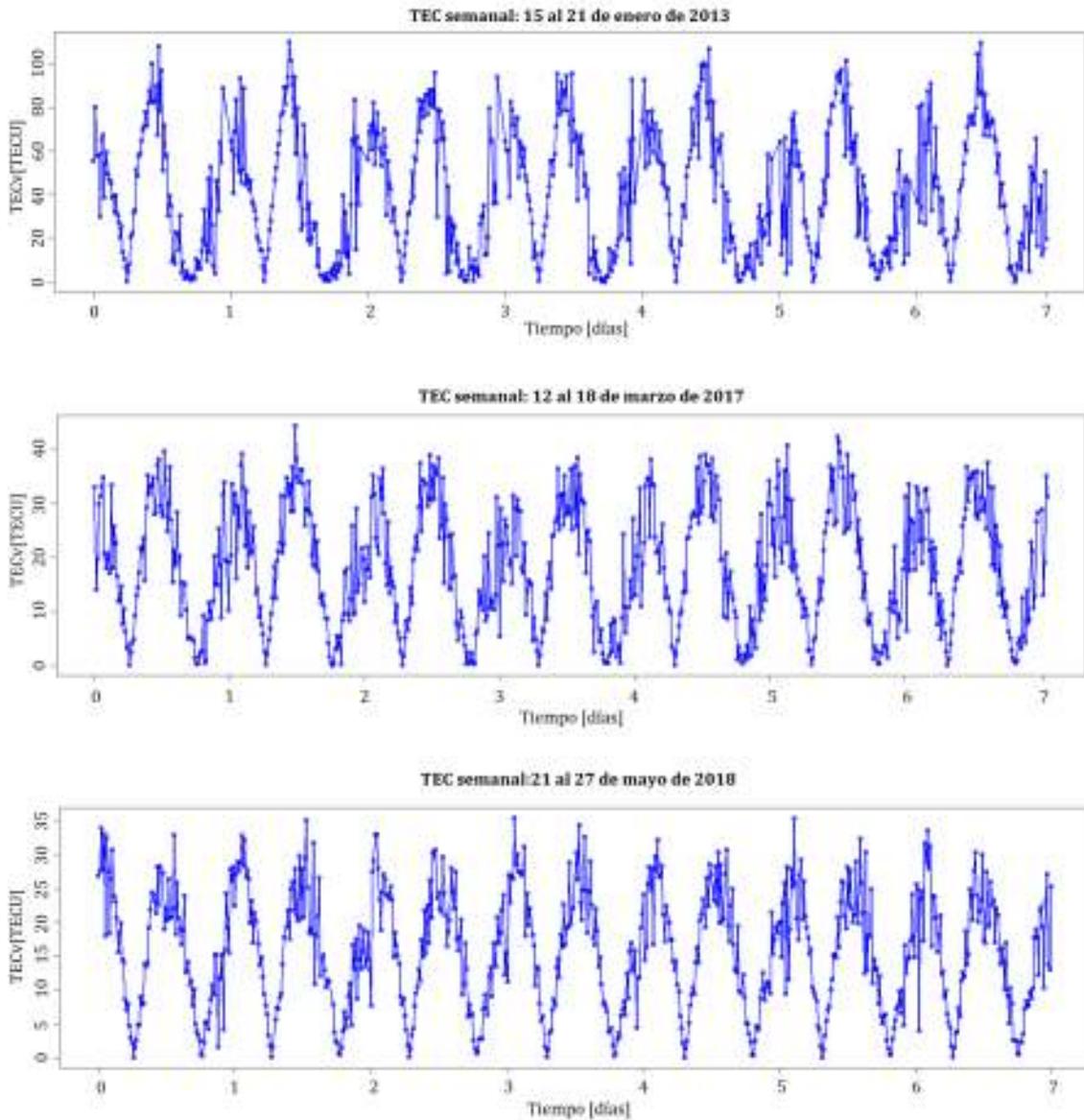


Figura 4.4: Se muestra el TEC semanal escogido al azar de tres semanas. La primera gráfica corresponde a la semana comprendida entre el 15 y el 21 de enero de 2013. La segunda corresponde a la semana comprendida entre el 12 y el 18 de marzo de 2017. Por último, la tercera gráfica corresponde a la semana comprendida entre el 21 y el 27 de mayo de 2018.

4.1.4. TEC promedio mensual

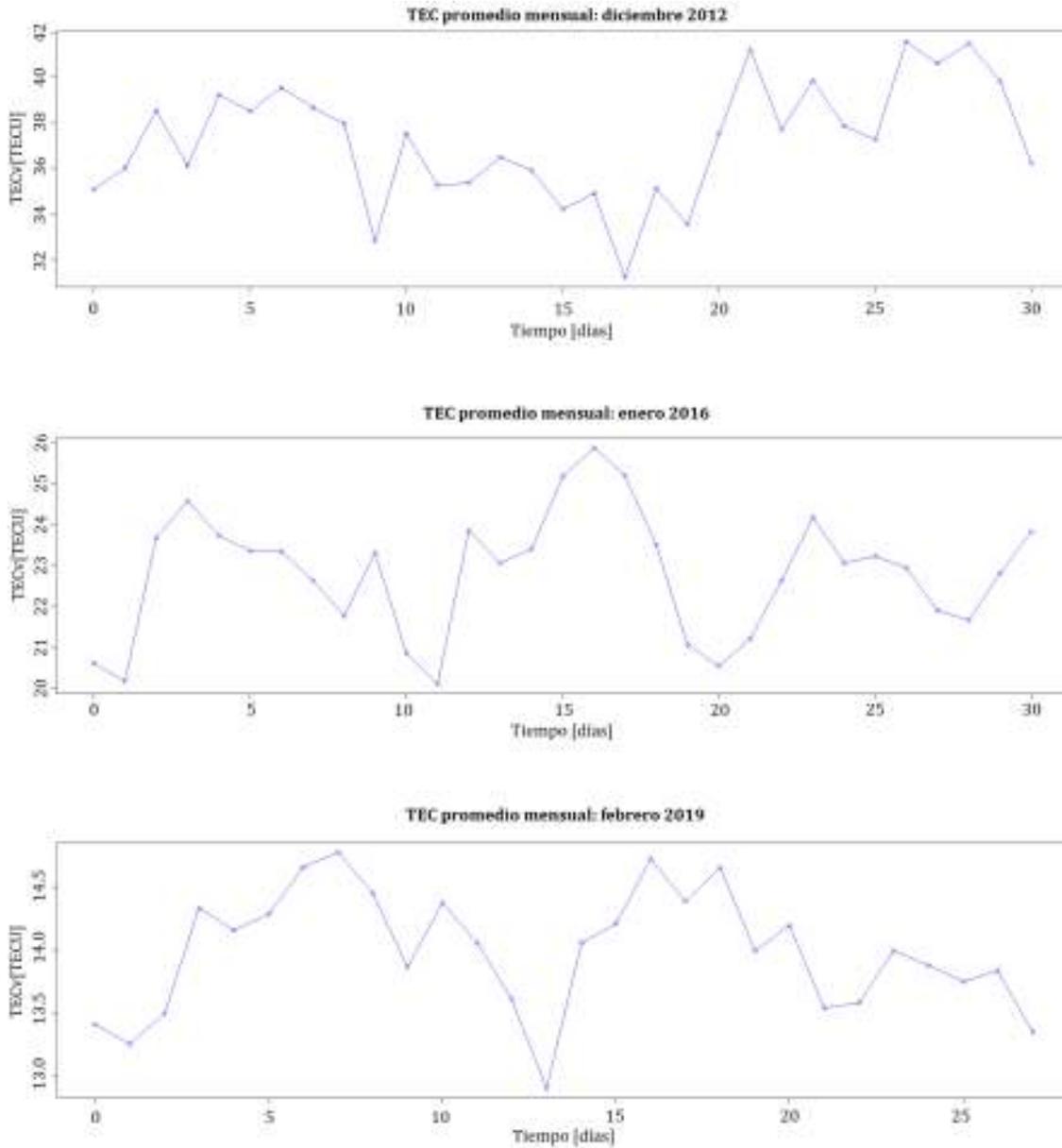


Figura 4.5: Se muestra el TEC promedio mensual del mes de diciembre de 2012, enero de 2016 y febrero de 2019. Para estas gráficas se utilizó un valor promedio de TEC para cada día del mes.

4.1.5. TEC promedio anual

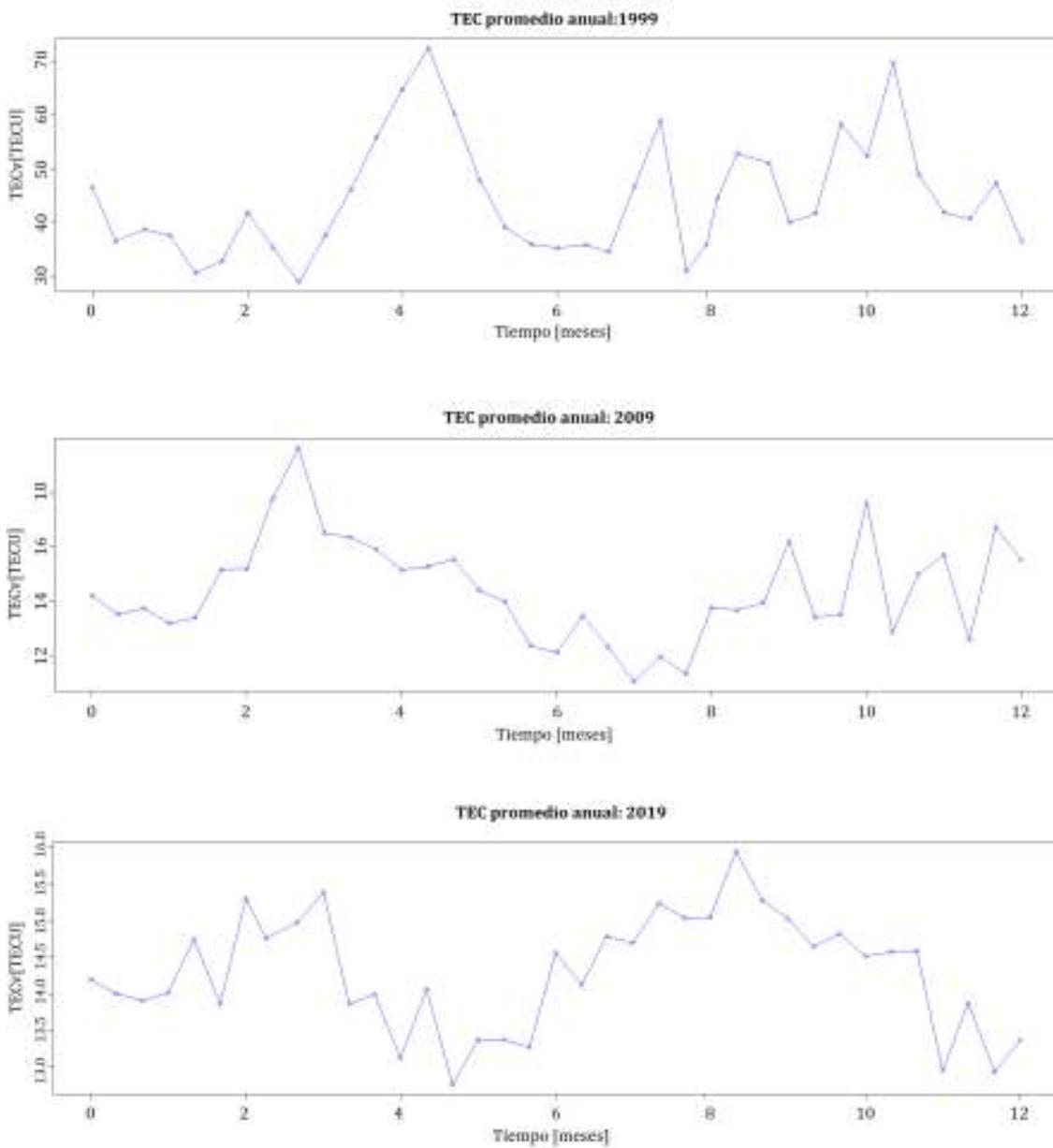


Figura 4.6: Se muestra el TEC promedio anual de los años 1999, 2009 y 2019 . Para estas gráficas se utilizaron tres valores promedio de TEC para cada mes del año

4.1.6. TEC promedio acumulado

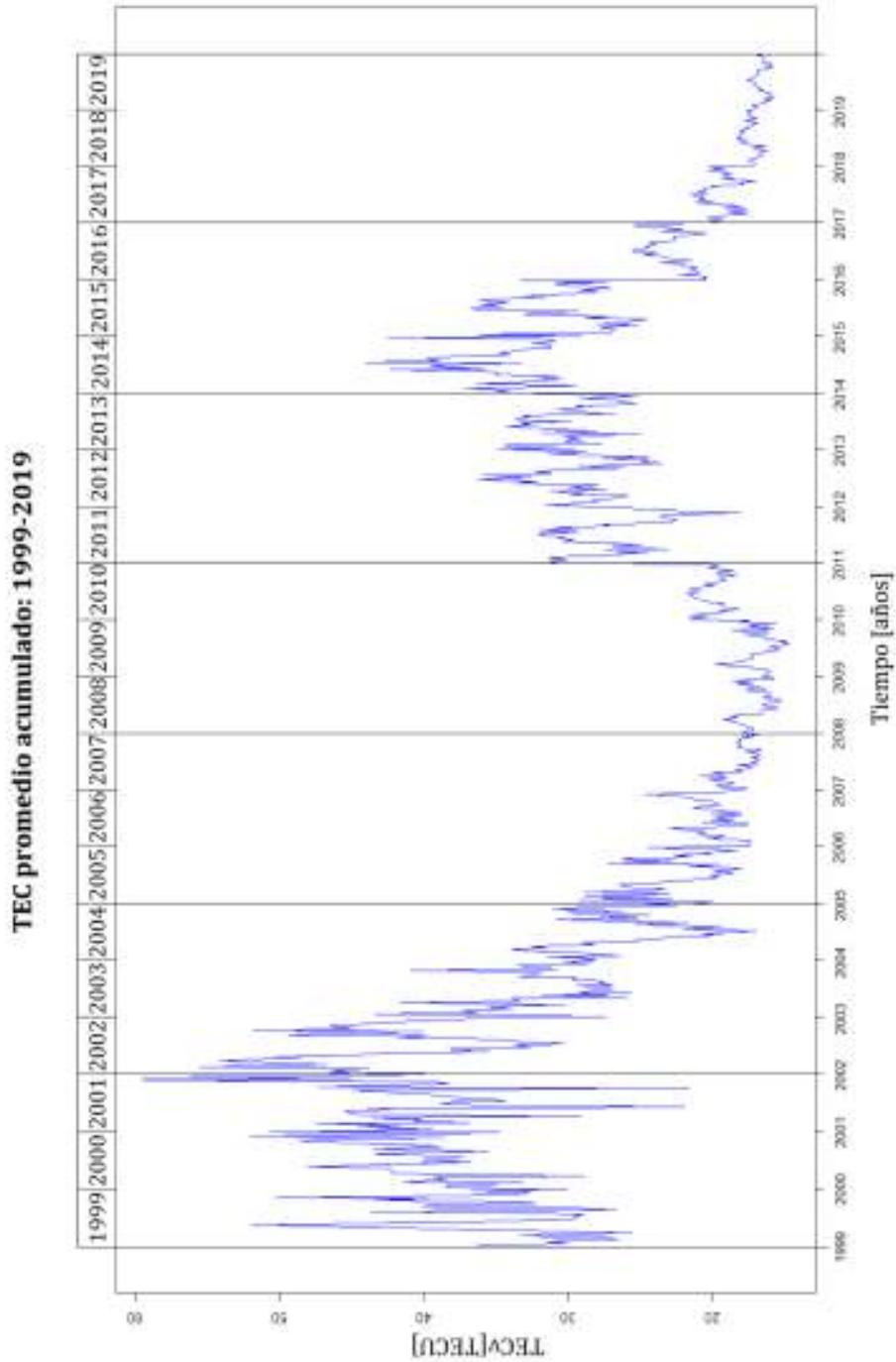


Figura 4.7: TEC promedio que abarca un período de 20 años, desde 1999 hasta 2019.

Capítulo 5.

Determinación del campo geomagnético

5.1. Aproximación cuasi-longitudinal de la ecuación de dispersión de Appleton-Hartree.

La aproximación cuasi-longitudinal del índice de refracción ionosférico se encontró en el capítulo 2 y es la siguiente:

$$n \cong 1 - \frac{1}{2}X \pm \frac{1}{2}XY|\cos\Theta| - \frac{1}{8}X^2 - \frac{1}{4}XY^2(1 + \cos^2\Theta) + \dots \quad (5.1)$$

Generalmente se utilizan los dos primeros términos de la ecuación anterior como una aproximación del índice de refracción ionosférico (similar a las ecuaciones 2.23 y 2.24). De esta manera el índice de refracción depende solamente de la densidad electrónica y la frecuencia de la onda electromagnética. Por otro lado, en este capítulo se plantea el desafío de implementar un nuevo método que permita estimar el campo geomagnético a partir de una ligera modificación al modelo teórico del TEC. Esto se logra incluyendo un término que contenga el campo magnético.

5.1.1. Adición del término que contiene el campo magnético terrestre

Al tomar los tres primeros términos de la ecuación (5.1) se incluye el campo magnético, de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} n &= 1 - \frac{1}{2}X \pm \frac{1}{2}XY|\cos\Theta| \\ &= 1 - \frac{1}{2}\frac{\omega_N^2}{\omega^2} \pm \frac{1}{2}\frac{\omega_N^2}{\omega^2}\frac{\omega_H}{\omega}|\cos\Theta| \\ &= 1 - \frac{1}{2}\frac{Ne^2}{\epsilon_0 m \omega^2} \pm \frac{NB_o|e^3|}{2\epsilon_0 m^2 \omega^3}|\cos\Theta| \end{aligned} \quad (5.2)$$

En la ecuación anterior se usa el signo " - " que corresponde a la *onda extraordinaria*, en la cual los campos eléctrico y magnético se encuentran perpendiculares entre sí. Por lo tanto, por la fuerza de Lorentz, el campo magnético tiene influencia sobre los electrones que se mueven en la dirección del campo eléctrico. También, se toma al ángulo entre la dirección de propagación y el campo magnético como cero ($\Theta = 0$). De esta manera se llega a la expresión para el índice de refracción ionosférico que se muestra a continuación.

$$n = 1 - \frac{1}{2} \frac{Ne^2}{\epsilon_o m \omega^2} - \frac{NB_o|e^3|}{2\epsilon_o m^2 \omega^3} \quad (5.3)$$

Luego, se procede a encontrar una expresión para el retraso ionosférico. Entonces se reemplaza la ecuación (5.3) en la ecuación (3.4), así como también se utiliza la definición de TEC (eq. 3.1), de la siguiente manera.

$$\begin{aligned} d_{ionos} &= \int_{Sat}^{Rec} (n - 1) ds \\ &= \left(-\frac{1}{2} \frac{e^2}{\epsilon_o m \omega^2} - \frac{B_o|e^3|}{2\epsilon_o m^2 \omega^3} \right) \int_{Sat}^{Rec} N ds \\ &= \left(-\frac{1}{2} \frac{e^2}{\epsilon_o m \omega^2} - \frac{B_o|e^3|}{2\epsilon_o m^2 \omega^3} \right) TEC \end{aligned} \quad (5.4)$$

Reemplazando $\omega = 2\pi f$ en la ecuación (5.4) se tiene:

$$\begin{aligned} d_{ionos} &= \left(-\frac{1}{2} \frac{e^2}{\epsilon_o m (2\pi f)^2} - \frac{B_o|e^3|}{2\epsilon_o m^2 (2\pi f)^3} \right) TEC \\ d_{ionos} &= \left(-\frac{e^2}{8\pi^2 \epsilon_o m f^2} - \frac{B_o|e^3|}{16\pi^3 \epsilon_o m^2 f^3} \right) TEC \end{aligned} \quad (5.5)$$

La última expresión para el retraso ionosférico contiene un término que incluye la intensidad del campo magnético terrestre, por lo que en este caso el retraso ionosférico depende de tres variables: la frecuencia de la onda portadora (f), la intensidad de campo magnético terrestre (B_o) y el TEC.

5.2. Estimación del campo geomagnético ecuatorial a partir de las relaciones de dispersión del TEC

Debido a los mismos inconvenientes con respecto a los datos de fase portadora (descritos en el capítulo anterior), para la estimación del campo geomagnético ecuatorial solamente se utilizarán los datos de Pseudorango. En las ecuaciones de observación de pseudorango (ec. 3.9 y 3.10) se reemplaza la expresión anteriormente encontrada para el retraso ionosférico (ec. 5.5). De esta manera se llega a:

$$P_1 = \rho + c.(dT - dt) + d_{ionos_1} + d_{trop} + \eta_{P_1} + \epsilon_{P_1} \quad (5.6)$$

$$P_2 = \rho + c.(dT - dt) + d_{ionos_2} + d_{trop} + \eta_{P_2} + \epsilon_{P_2} \quad (5.7)$$

Luego se resta la ecuación (5.6) de la (5.7), además se concentra los retrasos instrumentales y errores por ruido en un solo término ($\eta_{P_1} - \eta_{P_2} + \epsilon_{P_1} - \epsilon_{P_2} = \alpha$).

$$\begin{aligned} P_1 - P_2 &= d_{ionos_1} - d_{ionos_2} + (\eta_{P_1} - \eta_{P_2} + \epsilon_{P_1} - \epsilon_{P_2}) \\ &= d_{ionos_1} - d_{ionos_2} + \alpha \\ &= \left(-\frac{e^2}{8\pi^2\epsilon_0 m f_1^2} - \frac{B_o|e^3|}{16\pi^3\epsilon_0 m^2 f_1^3}\right)TEC - \left(-\frac{e^2}{8\pi^2\epsilon_0 m f_2^2} - \frac{B_o|e^3|}{16\pi^3\epsilon_0 m^2 f_2^3}\right)TEC + \alpha \end{aligned}$$

$$P_1 - P_2 = \left(-\frac{e^2}{8\pi^2\epsilon_0 m f_1^2} - \frac{B_o|e^3|}{16\pi^3\epsilon_0 m^2 f_1^3}\right)TEC + \left(\frac{e^2}{8\pi^2\epsilon_0 m f_2^2} + \frac{B_o|e^3|}{16\pi^3\epsilon_0 m^2 f_2^3}\right)TEC + \alpha \quad (5.8)$$

En la ecuación anterior se procede a reorganizar los términos y despejar el campo magnético.

$$B_o = \left(\frac{16\pi^3\epsilon_0 m^2}{|e^3|}\right) \frac{1}{\left(\frac{1}{f_2^3} - \frac{1}{f_1^3}\right)} \left[\frac{P_1 - P_2}{TEC} - \frac{\alpha}{TEC} - \frac{e^2}{8\pi^2\epsilon_0 m} \left(\frac{1}{f_2^2} - \frac{1}{f_1^2}\right)\right] \quad (5.9)$$

Reemplazando las constantes como la carga del electrón ($e = 1,6 * 10^{-19}$ coulomb), la permitividad del vacío ($\epsilon_0 = 8,8542 * 10^{-12}$ F/m), la masa del electrón ($m = 9,1095 * 10^{-31}$ kg), así como los valores para las frecuencias ($f_1 = 1575,42$ MHz y $f_2 = 1227,60$ MHz) en la ecuación (5.9), se llega a la expresión:

$$B_o = (8,876 * 10^{-13}) \frac{1}{2,848 * 10^{-28}} \left[\frac{P_1 - P_2}{TEC} - \frac{\alpha}{TEC} - (40,259)(2,606 * 10^{-19})\right]$$

$$B_o = 0,00032 - (3,116 \times 10^{12}) \left[\frac{P_1 - P_2 - \alpha}{TEC} \right] [T] \quad (5.10)$$

El primer término de la ecuación anterior es un valor fijo, mientras que el segundo término depende del Pseudorange (P_1 y P_2) y el TEC. En primera instancia, lo que se intentará hacer es hallar el valor de α como un coeficiente que ajuste al campo. Eso se logra comparando los datos obtenidos a partir de la ecuación (5.10) con los datos reales del campo geomagnético ecuatorial, los cuales se obtuvieron de la página web *www.intermagnet.org*. Esta página web registra los datos del campo magnético terrestre a lo largo del tiempo a través de un consorcio mundial de institutos que operan magnetómetros terrestres.

Al realizar la comparación antes mencionada lo que se encontró fue que " α " es un coeficiente que va decreciendo linealmente a medida que pasa el tiempo y además depende de los valores del Pseudorange (P_1 y P_2). Entonces: $\alpha(t, P_1, P_2) = (-0,0017t + 4,2844)(P_1 - P_2)$, con el tiempo medido en años (desde 1999 hasta 2009).

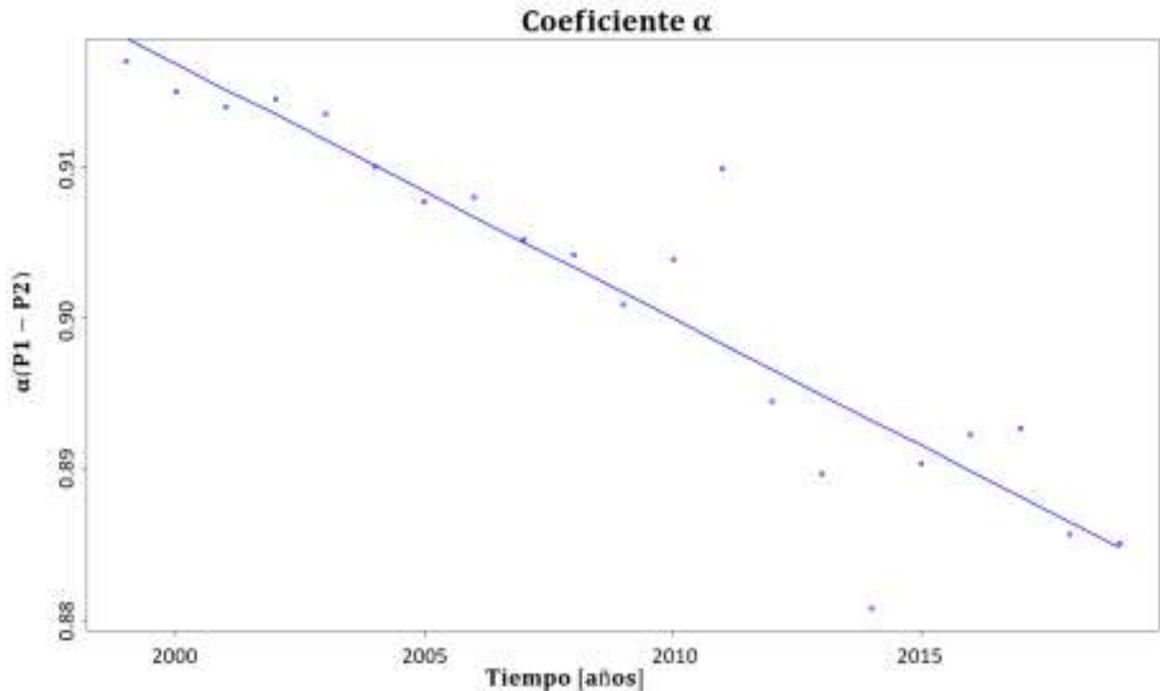


Figura 5.1: A partir de la comparación entre el campo magnético real y el campo magnético dado por la ecuación (5.10) se encontró el coeficiente α , el cual sigue un comportamiento lineal dado por: $\alpha(t, P_1, P_2) = (-0,0017t + 4,2844)(P_1 - P_2)$.

Por lo tanto, la ecuación final para el campo geomagnético ecuatorial es:

$$B_o = 0,000032 - 3,116 \times 10^{12} \left[\frac{P_1 - P_2 - \alpha(t, P_1, P_2)}{TEC} \right] [T] \quad (5.11)$$

De esta manera se ha encontrado una ecuación que permite aproximar el campo geomagnético ecuatorial a partir de las relaciones dispersivas de la ionósfera y el TEC. La unidad en la que está expresado el campo geomagnético en la ecuación (5.11) es el Tesla (T). Sin embargo, esta unidad es demasiado grande para la medida del campo magnético terrestre, por lo que usualmente se utiliza un submúltiplo, el nanotesla ($1nT = 10^{-9}T$).

$$B_o = 320000 - 3,116 \times 10^{21} \left[\frac{P_1 - P_2 - \alpha(t, P_1, P_2)}{TEC} \right] [nT] \quad (5.12)$$

5.3. Campo geomagnético ecuatorial: Resultados

Como se puede notar en la ecuación (5.12), el campo magnético (según este modelo) se calcula a partir de los datos de Pseudorange y TEC. Para ello se utilizan los mismos archivos de datos que se usaron para la estimación del contenido total de electrones. Además, con el fin de minimizar los errores que se puedan generar, se utilizan los datos del TEC obtenidos de la red IGS. A continuación, se muestra el campo geomagnético ecuatorial calculado a partir de los datos de Pseudorange de los receptores ubicados en Ecuador (principalmente el receptor "riop" ubicado en la ciudad de Riobamba) y de los datos del TEC de la zona ecuatorial.

5.3.1. Campo geomagnético ecuatorial diario

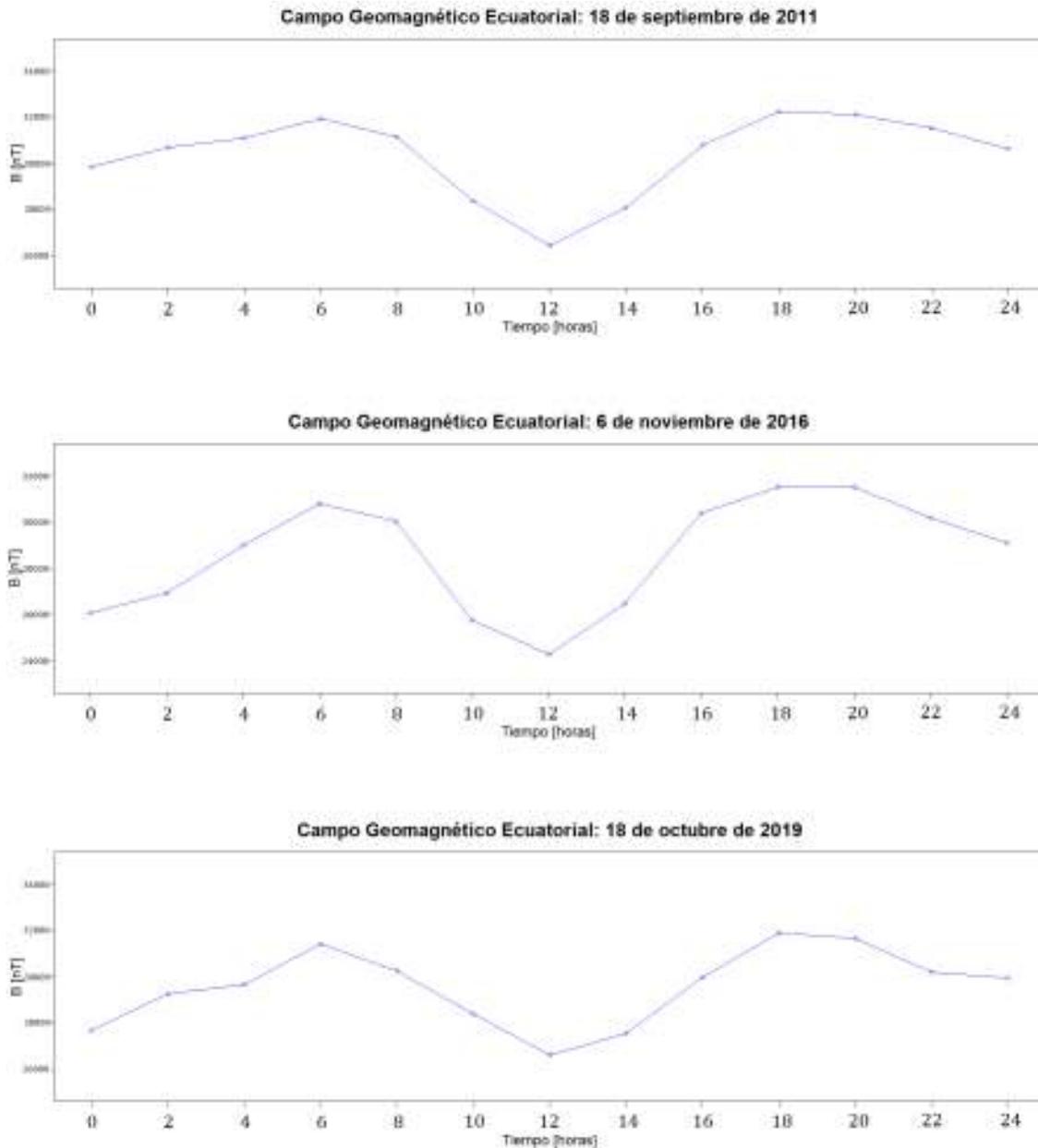


Figura 5.2: En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial diario de tres fechas diferentes. La primera corresponde al 18 de Septiembre de 2011, la segunda al 6 de noviembre de 2016 y la tercera al 18 de octubre de 2019.

5.3.2. Campo geomagnético ecuatorial semanal

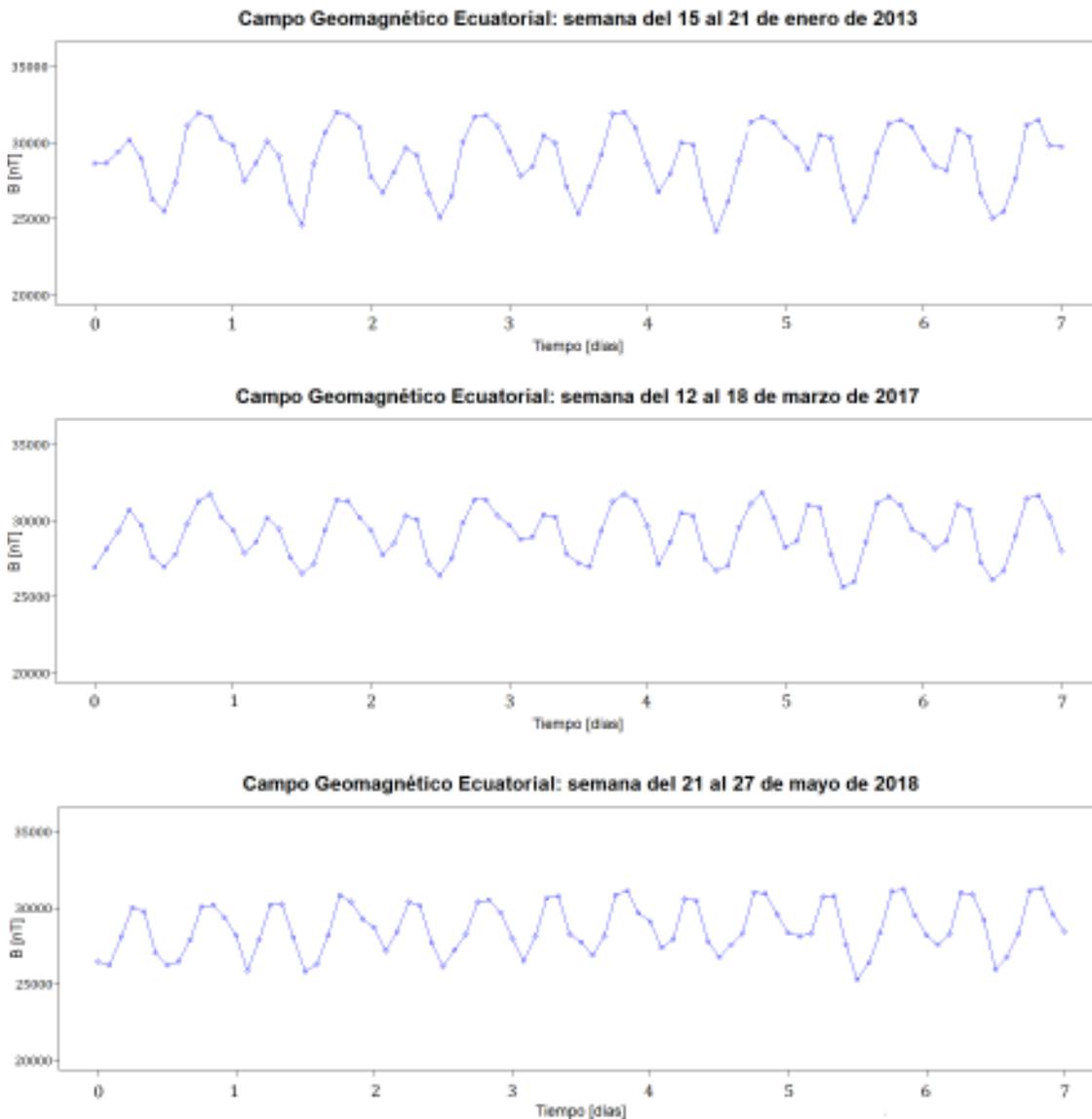


Figura 5.3: En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial en intervalos de tiempo semanales. La primera corresponde a la semana comprendida entre el 15 y el 21 de enero de 2013. La segunda corresponde a la semana comprendida entre el 12 y el 18 de marzo de 2017. Por último la tercera corresponde a la semana comprendida entre el 21 y el 27 de mayo de 2018.

5.3.3. Campo geomagnético ecuatorial mensual

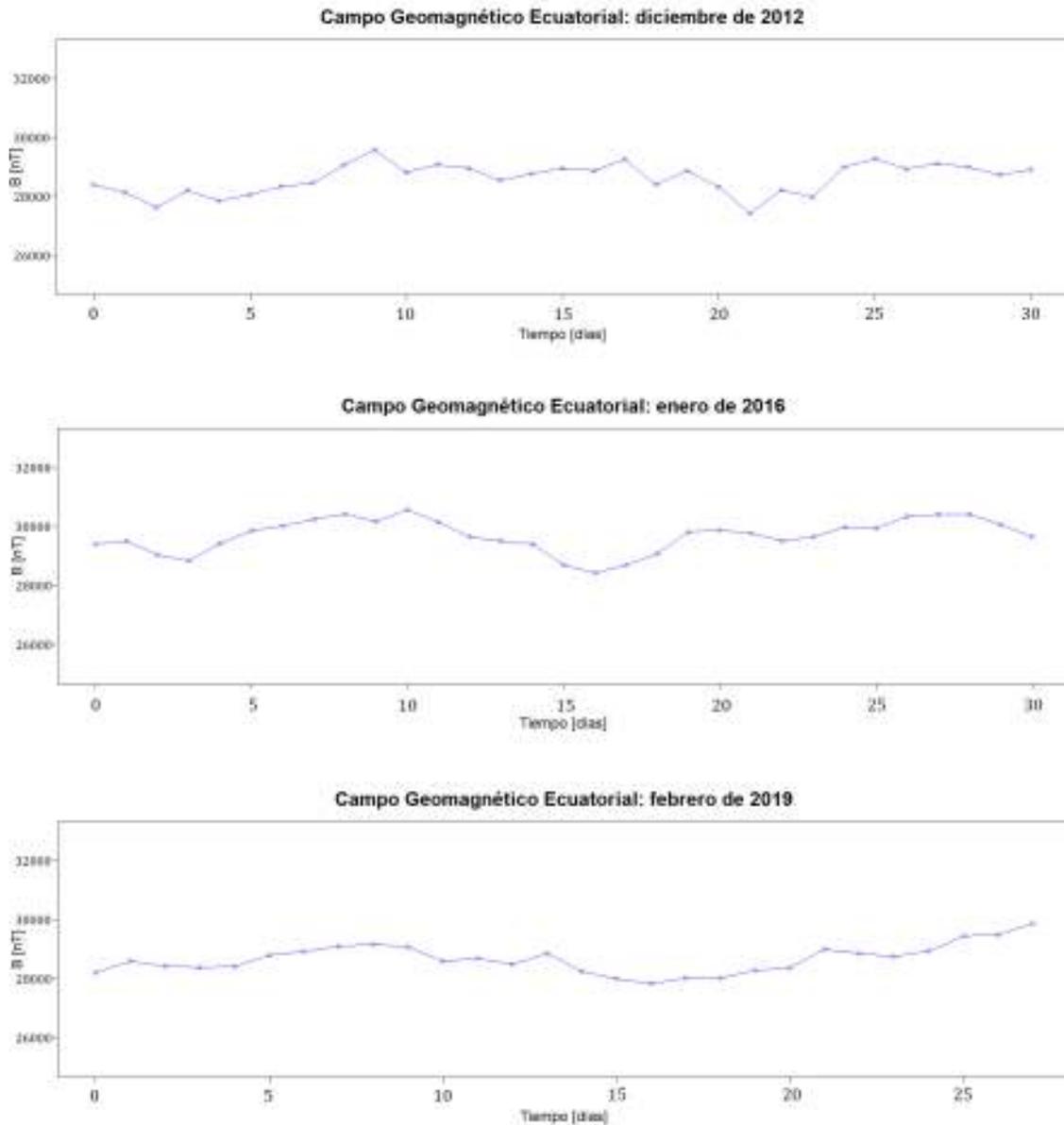


Figura 5.4: En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial en intervalos de tiempo mensuales. La primera corresponde al mes de diciembre de 2012, la segunda a enero de 2016 y la tercera a febrero de 2019.

5.3.4. Campo geomagnético ecuatorial anual

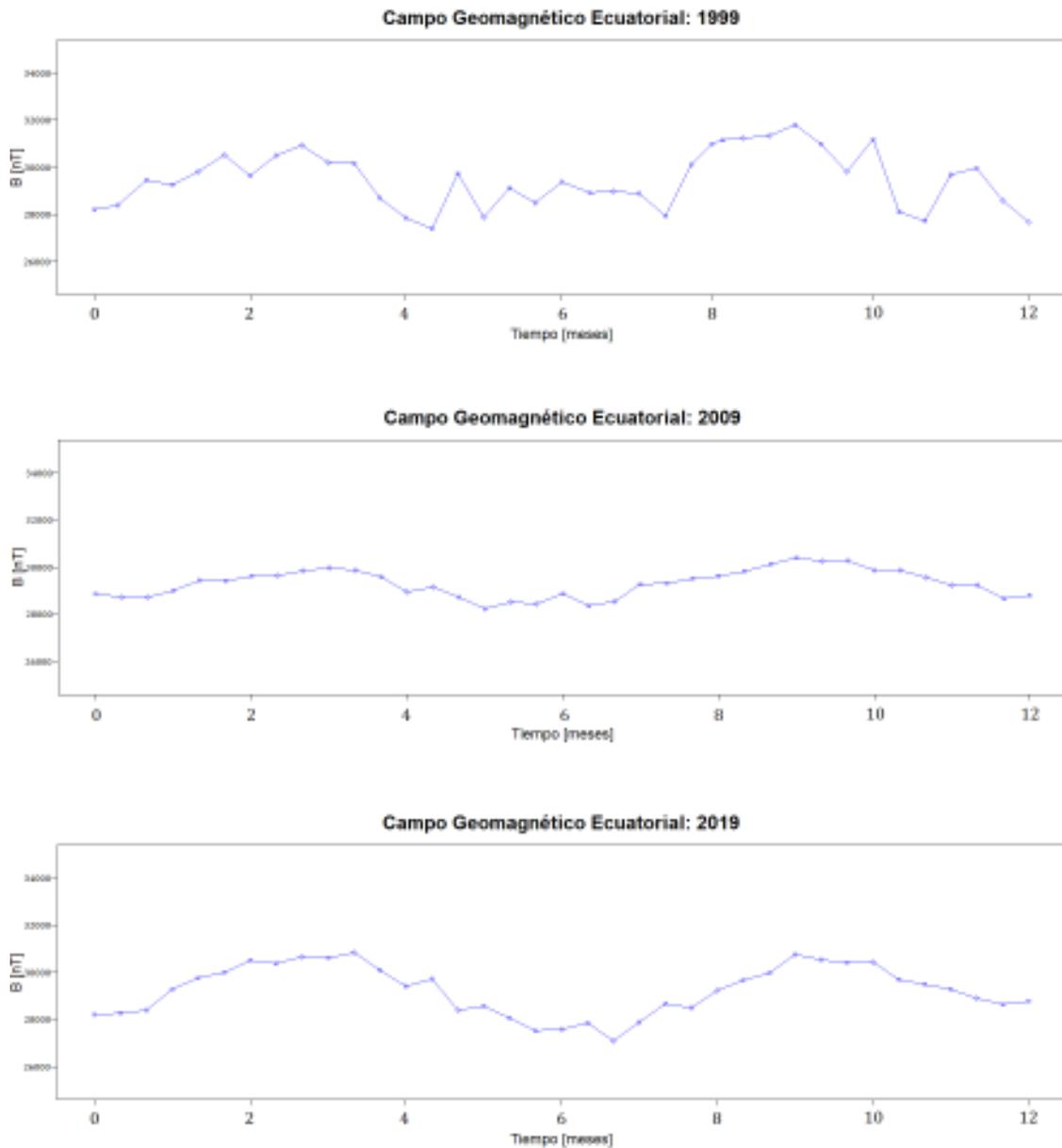


Figura 5.5: En estas gráficas se muestra el campo geomagnético ecuatorial para los años 1999, 2009 y 2019.

5.3.5. Campo geomagnético ecuatorial acumulado

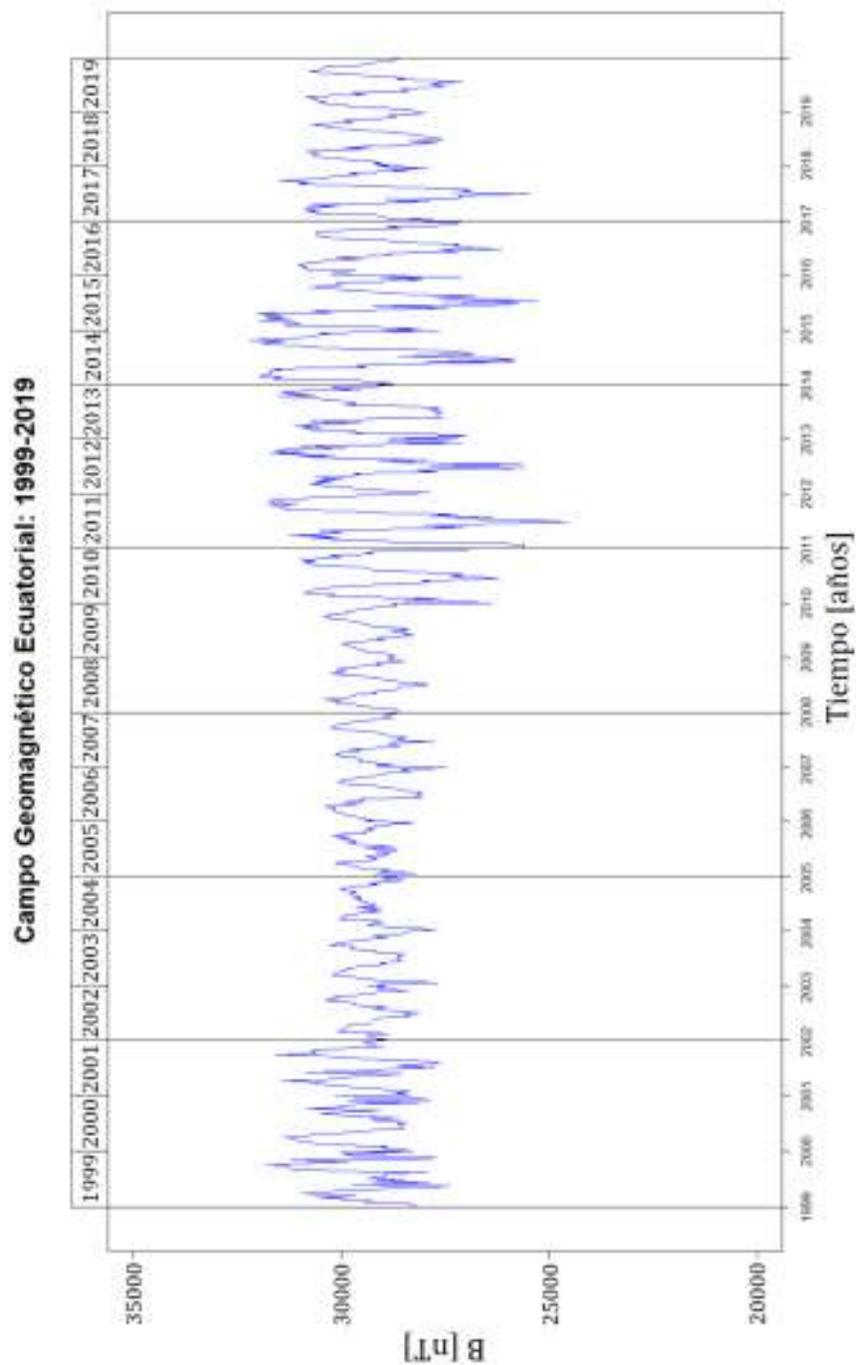


Figura 5.6: En esta gráfica se muestra el campo geomagnético ecuatorial en un período de 20 años, desde el año 1999 hasta 2019.

Como se puede observar en el gráfico anterior, los resultados del campo geomagnético ecuatorial presenta muchas fluctuaciones, esto se debe principalmente a que depende del TEC y este último presenta ese comportamiento. Para solucionar esto se puede utilizar la transformada rápida de Fourier sobre el campo geomagnético, luego se selecciona un intervalo de frecuencias del espacio de Fourier y finalmente se aplica la transformada inversa de Fourier sobre el intervalo de frecuencia seleccionado. De esta manera de habrán disminuido en gran medida las fluctuaciones que presentaba el campo geomagnético.

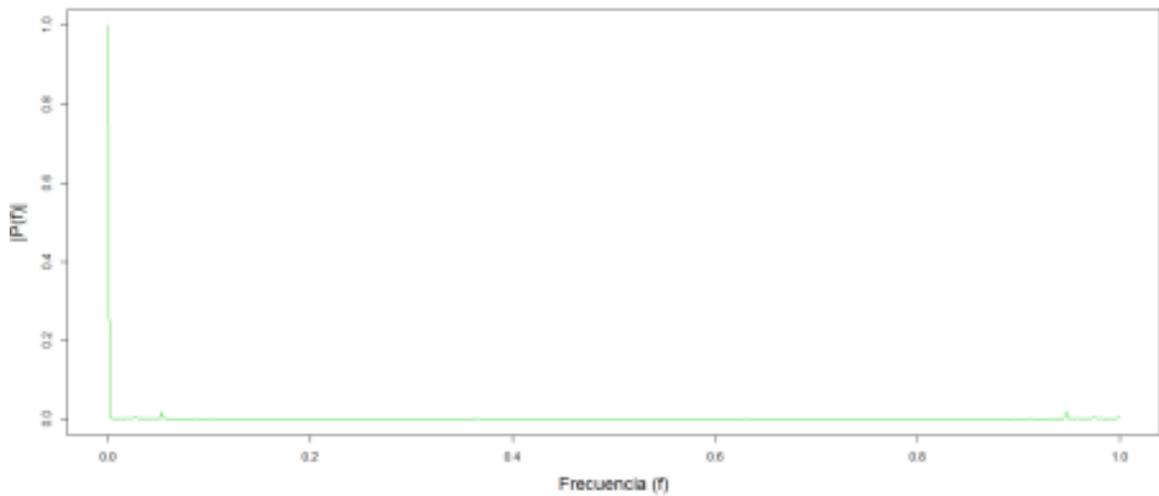


Figura 5.7: Espectro de potencia normalizado luego de aplicar la fft al campo geomagnético.

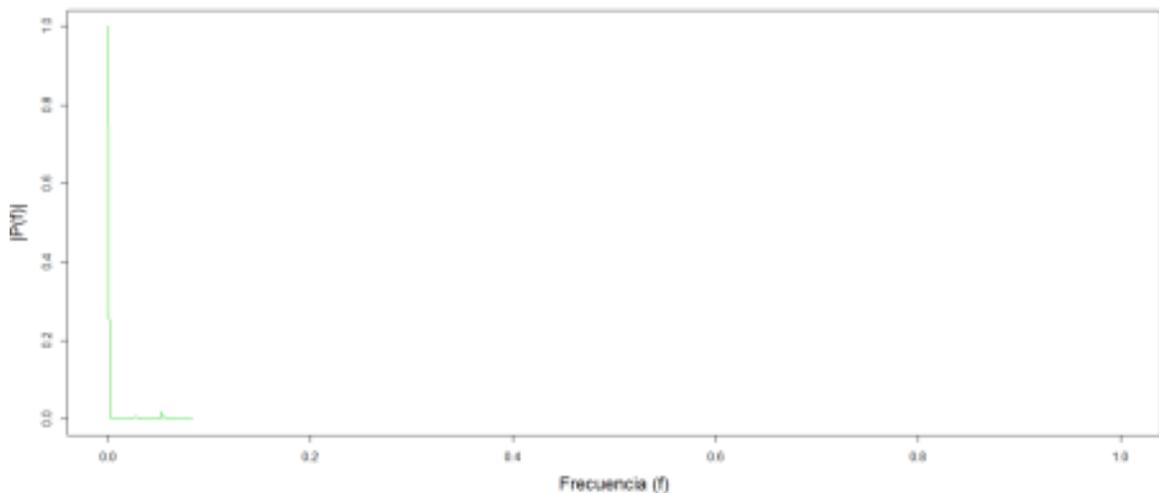


Figura 5.8: Intervalo de frecuencias seleccionado.

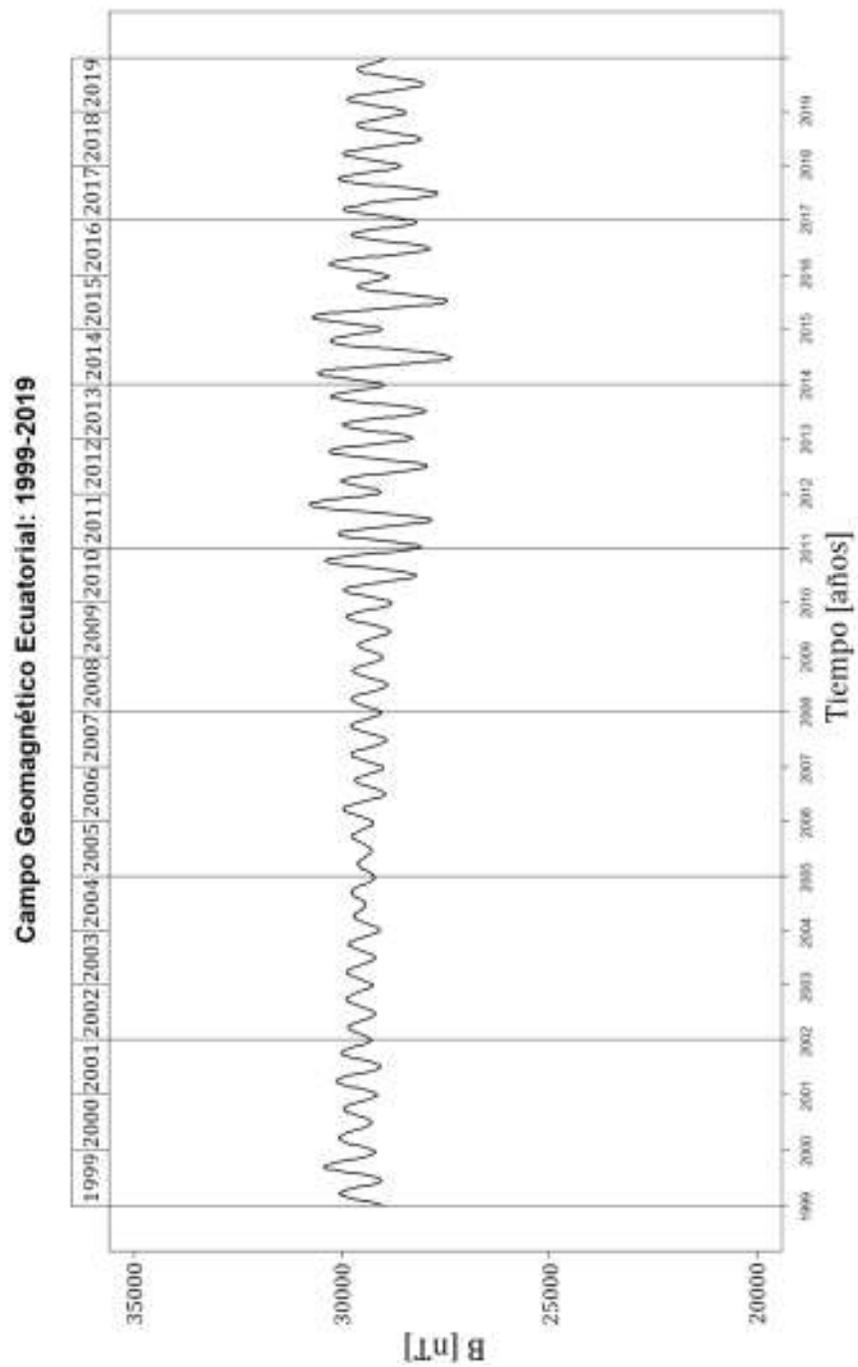


Figura 5.9: Campo geomagnético ecuatorial luego aplicar la transformada inversa de Fourier sobre en intervalo de frecuencia seleccionado.

Capítulo 6.

Análisis de resultados

En este capítulo se analiza detalladamente los resultados obtenidos tanto para el TEC como para el campo geomagnético ecuatorial que fueron obtenidos en los capítulos 4 y 5, respectivamente. En primer lugar se analiza de manera cualitativa los resultados que fueron presentados en diferentes intervalos de tiempo, luego se comparan las series temporales de los datos calculados con las series temporales de los datos reales para posteriormente calcular los errores. Finalmente, se verifica la validez de los modelos utilizados para la estimación del TEC y el campo geomagnético ecuatorial.

6.1. Resultados del TEC

La figura (4.3) muestra el TEC diario, en la misma se puede observar que existe un aumento del contenido total de electrones en torno al medio día, mientras que existe una disminución en el contenido total de electrones en la mañana y tarde de cada día. Para el TEC semanal mostrado en la figura (4.4) el comportamiento es el esperado ya que, no es más que el TEC acumulado de varios días, se puede observar que existe aumento o disminución del TEC dependiendo de la hora del día. En el TEC mensual mostrado en la figura (4.5) no hay un comportamiento en específico, solo se puede notar que existe un aumento o disminución del TEC en determinados días del mes. Esto se da debido a que el TEC se ve afectado directamente por la actividad solar, es decir, dependiendo de cuál sea la actividad solar de un día el TEC se verá afectado en mayor o menor medida.

Para el TEC anual se puede notar claramente en las tres gráficas de la figura (4.6) que existe un aumento en el contenido total de electrones entre los meses de marzo y abril, luego en los meses de septiembre y octubre. Esto está relacionado directamente con los dos equinoccios anuales ya que en esas fechas el sol se encuentra en su punto más cercano a la línea del ecuador. También se puede notar que existe una disminución del contenido total de electrones entre los meses de junio y julio, así como en los meses de enero y diciembre. De manera similar, esto está relacionado directamente

con los dos solsticios anuales ya que es esas fechas el sol se encuentra en su punto más alejado de la línea del ecuador.

También se mostró el resultado más general en la figura (4.7). En esta se puede notar claramente que desde 1999 hasta 2001 hay un incremento en el valor del TEC, desde 2002 hasta 2008 hay una disminución, luego nuevamente hay un incremento que va desde el año 2009 hasta el 2014. Finalmente hay una disminución en el TEC desde el año 2015 hasta el año 2019. Como se mencionó anteriormente, el TEC se ve afectado por la actividad solar en la superficie del sol, la cual en su totalidad es producto del ciclo solar, que dura 11 años en promedio. De esta manera se puede observar que el incremento en el contenido total de electrones tiene lugar justamente en los años cercanos a los máximos solares (años en donde existe mayor actividad solar), los cuales fueron 2001, 2002, 2013 y 2014. Por otra parte, el TEC disminuye en los años cercanos a los mínimos solares (años con baja actividad solar), los cuales fueron 2008 y 2009.

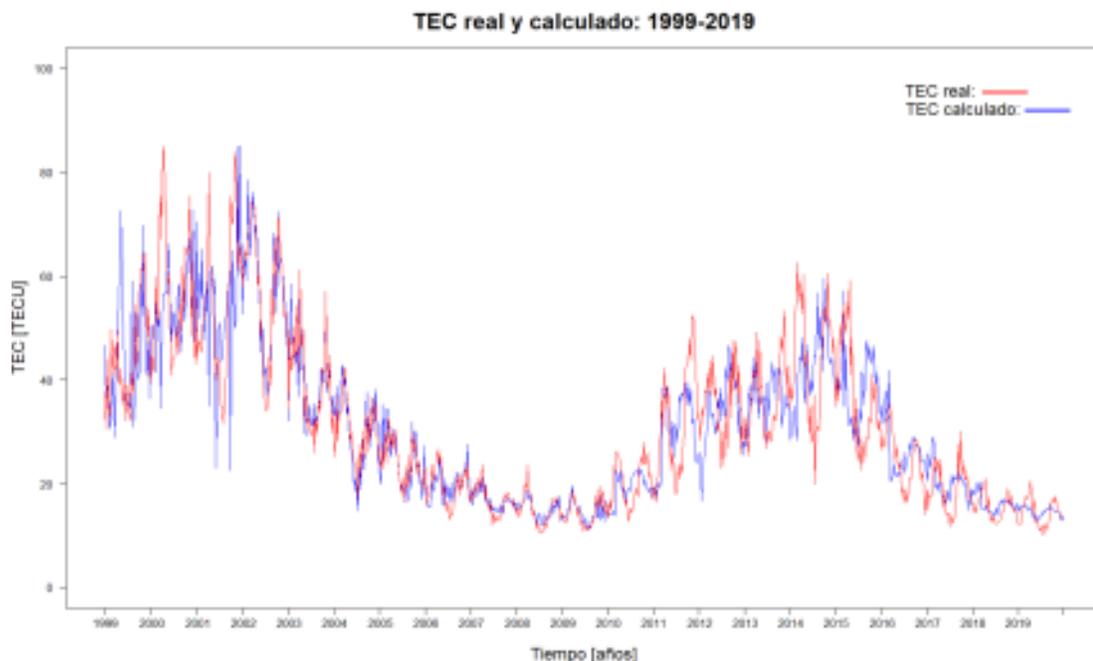


Figura 6.1: En esta gráfica se muestra tanto el TEC calculado como el TEC real.

Para poder visualizar de mejor manera estos resultados, se procedió a comparar el TEC calculado con el TEC real. En la figura (6.1) se muestra el TEC calculado superpuesto con el TEC real, aquí se puede notar que el comportamiento de ambos es muy parecido. Sin embargo, al realizar un análisis más riguroso se encontró que existe un error relativo medio de 16,08%. Esto significa que el modelo usado para la estimación del contenido total de electrones en la ionósfera ecuatorial funciona

bastante bien.

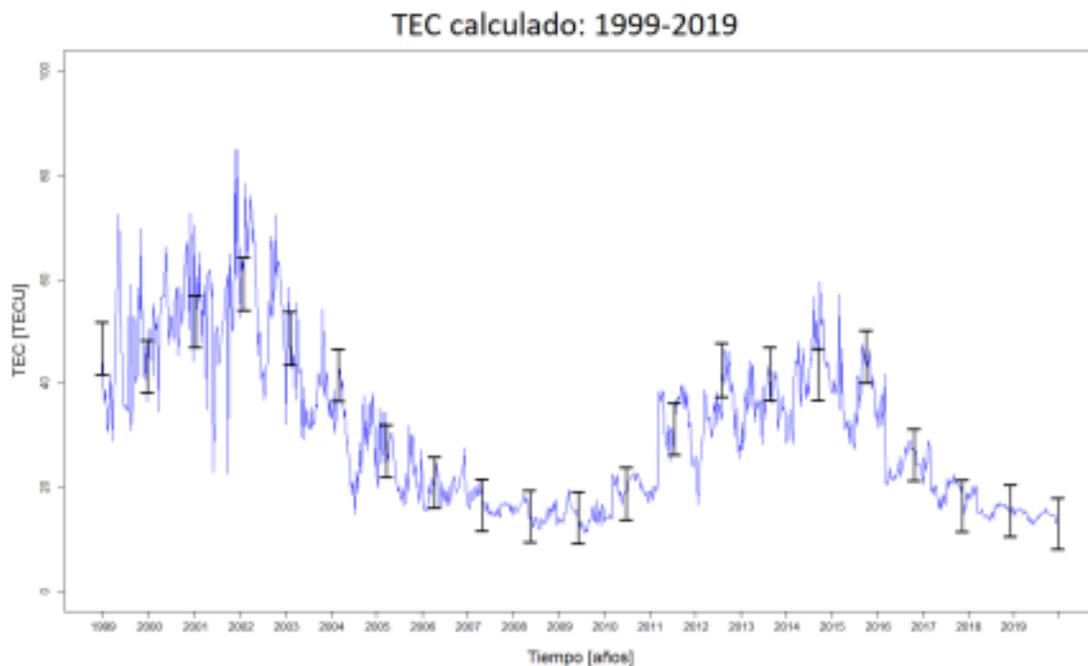


Figura 6.2: Se muestra el TEC calculado con sus respectivas barras de error, las cuales se encontraron luego del compararlo con el TEC real.

6.2. Resultados del Campo Geomagnético ecuatorial

En la figura (5.2) se muestra en Campo geomagnético ecuatorial en intervalos de tiempo diarios. Se puede notar que según el modelo utilizado existe una disminución en la intensidad del campo magnético en torno al medio día, mientras que hay un aumento en la intensidad del campo en las mañanas y tardes de cada día. Para el campo geomagnético ecuatorial semanal mostrado en la figura (5.3) no se encuentra ninguna novedad su comportamiento, solo se ratifica lo mencionado anteriormente.

El comportamiento del campo geomagnético ecuatorial en intervalos de tiempo mensuales (figura 5.4) no presenta ninguna tendencia en particular, solamente existe aumento o disminución en la intensidad del campo para determinados días del mes. Esto sucede porque hay ciertos días donde se registra valores muy bajos o valores muy altos del TEC y como se mencionó en párrafos anteriores, el campo magnético (según el modelo encontrado) tiene una dependencia inversa con el TEC. Por lo tanto en los días donde hay una disminución en el campo magnético también hay un aumento en el contenido total de electrones.

Para el campo geomagnético ecuatorial anual, que se muestra en la figura (5.5), tampoco se tiene un comportamiento en específico, se puede decir que el campo mantiene una cierta constancia a lo largo del año, sin embargo existen ciertas épocas del año donde hay aumento o disminución del mismo, lo que significaría que hay una variación en el TEC. El resultado más general para el campo geomagnético ecuatorial se muestra en la figura (5.9), en esta se puede notar que hay un comportamiento con fluctuaciones en torno al valor de 29000 [nT]. También se puede notar que esta fluctuación está más marcada en los intervalos que van desde 1999 hasta 2001 y desde 2011 hasta 2017. Por otra parte, existe menos fluctuación en los intervalos de 2002 a 2010 y desde 2018 a 2019.

Una correlación importante que se encontró fue entre la fluctuación que presentan los datos del campo geomagnético calculado con el contenido total de electrones. En épocas donde el TEC es mayor existe más dispersión, mientras que en épocas donde el TEC es menor también es menor la dispersión de los datos del campo geomagnético. A continuación se muestra una figura donde se puede apreciar de mejor manera lo antes mencionado.

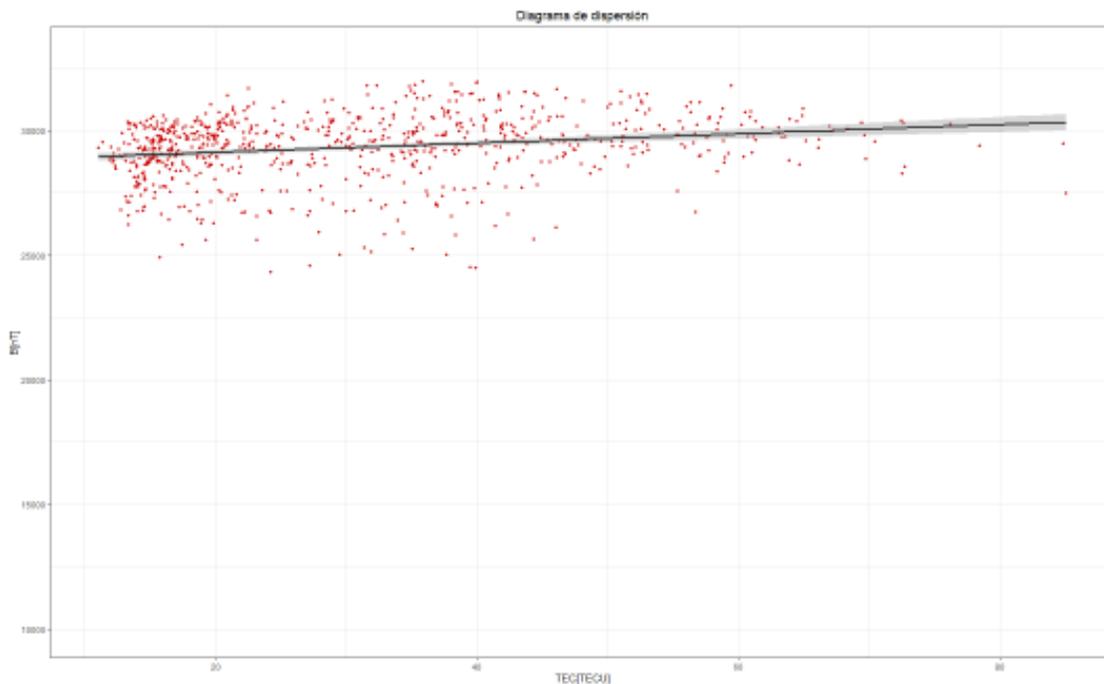


Figura 6.3: Campo Geomagnético vs TEC

Al igual que se hizo con el TEC, para el campo geomagnético ecuatorial también se realizó una comparación entre los datos calculados y los datos reales del mismo. Los datos reales fueron obtenidos de la página web 'www.intermagnet.org', la cual contiene un directorio que registra los datos del campo magnético terrestre a nivel

mundial.

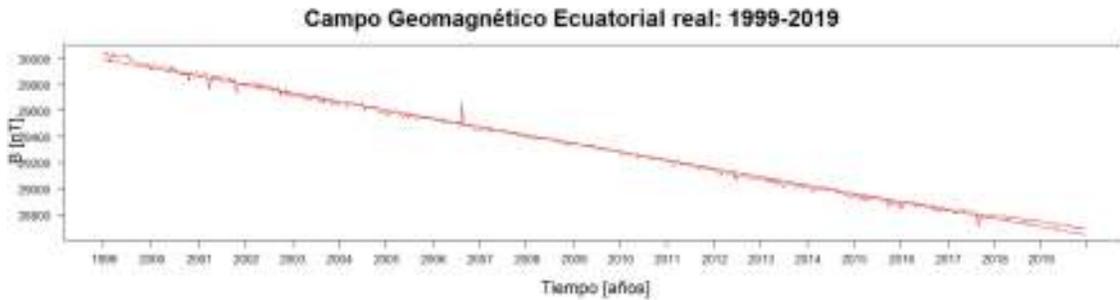


Figura 6.4: En esta gráfica se muestra el campo geomagnético ecuatorial real, el cual claramente tiene un comportamiento lineal decreciente.

Debido a que el campo geomagnético real tiene un comportamiento lineal, se realizará un ajuste lineal al campo geomagnético calculado.

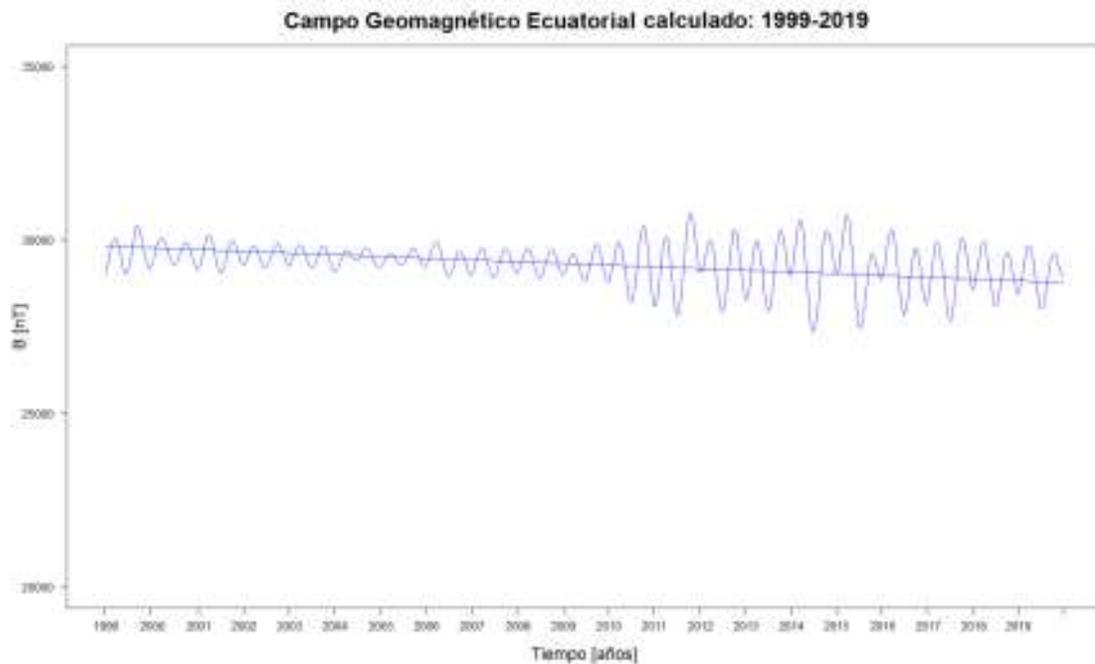


Figura 6.5: Se muestra el campo geomagnético calculado y su ajuste lineal.

La ecuación del ajuste lineal del campo geomagnético real fue el siguiente:

$$B(t) = (-0,1757 \pm 0,0004)t + (29996,0682 \pm 1,6784) \quad (6.1)$$

Mientras que la ecuación para el ajuste lineal del campo geomagnético calculado fue el siguiente:

$$B(t) = (-0,1362 \pm 0,0093)t + (29825,1308 \pm 41,2045) \quad (6.2)$$

Con el tiempo medido en días y el campo magnético en nanoteslas.

Las ecuaciones anteriores presentan un comportamiento lineal decreciente; pero con una tasa diferente, es decir, sus pendientes son algo diferentes. Al comparar las pendientes se encontró un error relativo de 22,48 %. Sin embargo, al comparar los resultados obtenidos mediante los ajustes lineales, tanto para el campo real como para el campo calculado y se encontró un error de apenas el 0,26 %. Esto significa que el modelo planteado funciona muy bien para el intervalo de tiempo estudiado e incluso para predecir el campo en otros dos períodos de tiempo similares(40 años siguientes), ya que el error aumentaría a un 3 % aproximadamente, el cual es un valor bastante aceptable. Posterior a ese intervalo de tiempo, las predicciones del campo no serían tan buenas, ya que el error aumentaría.

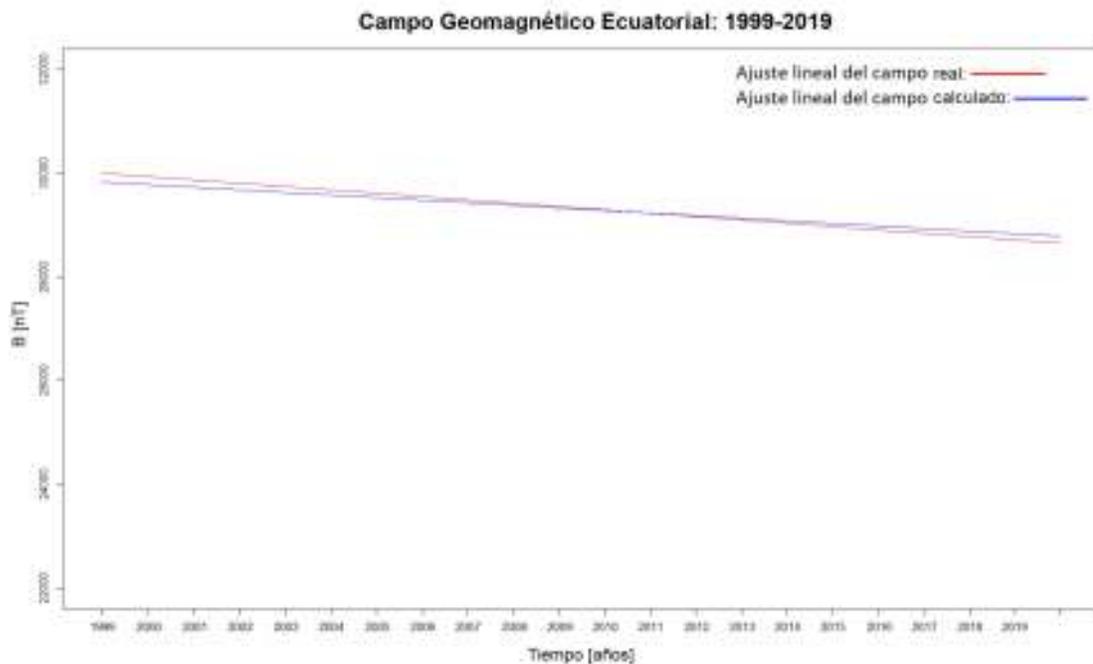


Figura 6.6: En esta gráfica se muestran los resultados obtenidos a partir de las ecuaciones (6.1) y (6.2). Se puede notar que el campo geomagnético real decrece ligeramente más rápido que el calculado.

Capítulo 7.

Conclusiones y Recomendaciones

- El estudio de la ionósfera, considerándola como un medio con un índice de refracción determinado, fue la base que permitió la posterior estimación del contenido total de electrones (TEC) y el campo geomagnético ecuatorial. Se puede evidenciar que la variabilidad de los fenómenos ionosféricos incide directamente en el comportamiento del TEC y el campo magnético terrestre. Esta variabilidad depende de la hora local, la latitud, la longitud, la estación, las condiciones geomagnéticas, el ciclo y la actividad solar.
- Los resultados que se encontraron para el contenido total de electrones en la ionósfera ecuatorial fueron bastante satisfactorios. Además, el aumento o disminución del TEC está relacionado fuertemente con el ciclo solar y la actividad solar que este conlleva. Es así, que para los años cercanos a los máximos solares hay un aumento, mientras que para los años cercanos a los mínimos solares hay una disminución en el TEC.
- El estudio exhaustivo del TEC fue lo que permitió implementar el modelo para estimar el campo geomagnético ecuatorial. Esto debido a que se utilizaron las mismas ecuaciones del TEC, con consideraciones adicionales, para poder calcular el campo magnético.
- Las fluctuaciones, que en un principio presentaron los resultados del campo geomagnético ecuatorial, fueron principalmente producto del ruido presente en los datos de pseudorange (provenientes de las señales GPS). Es por eso que para eliminar esas fluctuaciones se utilizó la transformada rápida de Fourier, mejorando así los resultados obtenidos.
- Luego del ajuste lineal realizado, los datos del campo geomagnético calculado fueron satisfactorios si se comparan con los datos del campo geomagnético real. Se obtuvo un error del 0,26 %, lo que significa que el modelo planteado funciona muy bien para predecir el campo geomagnético en el intervalo de tiempo estudiado y también para predecir el campo en por lo menos los 20 años siguientes.

- Por otro lado, el error encontrado al comparar las pendientes de los ajustes lineales realizados para el campo real y el campo calculado fue del 22,48 %. Esto indicaría, lamentablemente, que el modelo no puede predecir el campo geomagnético a largo plazo.
- Este trabajo de titulación es una contribución que permite estimar el campo magnético terrestre mediante la implementación de un modelo que toma datos ionosféricos. También es un aporte al geomagnetismo ya que se plantea un método no convencional para la estimación de una magnitud física de gran interés, como lo es el campo geomagnético.
- Un problema que se encontró mientras se desarrollaba este trabajo fue la irregularidad del funcionamiento a lo largo del tiempo que presentaba el receptor GPS "riop" (del cual se extrajo gran parte de la información usada). Teniendo épocas que van desde los días, semanas o incluso meses en donde no presentó ningún registro de datos. Por lo tanto en un trabajo futuro lo que se tendría que implementar para obtener mejores resultados es utilizar datos de receptores GPS que hayan funcionado con la mayor regularidad posible.
- Para que en un futuro se pueda robustecer el modelo del campo geomagnético ecuatorial, planteado en este trabajo, se podría utilizar datos de varios receptores GPS que se ubiquen en la misma zona geográfica (o cercanas). De esa manera se podría promediar los diferentes resultados obtenidos y así llegar a un resultado más general que sin duda sería más cercano al real.

Bibliografía

- [1] *Manuals Combined: U.S. Navy ELECTRONICS TECHNICIAN, VOLUMES 01 - 08.* Jeffrey Frank Jones.
- [2] Y. L. Al’pert. *Radio wave propagation and the ionosphere.* Consultants Bureau New York, 1963.
- [3] G. Beutler, J. Kouba, and T. Springer. Combining the orbits of the igs analysis centers. *Bulletin géodésique*, 69(4):200–222, 1995.
- [4] D. Bilitza, K. Rawer, L. Bosny, I. Kutiev, K.-I. Oyama, R. Leitinger, and E. Kazimirovsky. International reference ionosphere 1990. 1990.
- [5] C. Brunini and A. Kleusberg. Mapas globales de retardo ionosférico vertical a partir de observaciones gps. In *Proceedings IV Intern. Congress Earth Sciences, Santiago, Chile*, 1996.
- [6] L. Cander and B. Zolesi. *Ionospheric Monitoring and Modeling Applicable to Coastal and Marine Environments.* 12 2019.
- [7] C. H. J. Chao. *Improved modelling of high precision wide area differential GPS.* PhD thesis, University of Nottingham, 1996.
- [8] S. Close, A. Fletcher, M. Dunham, and I. Linscott. Coherent matched filter signal-processing algorithms for probing the ionosphere using broadband rf data. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 116(A12), 2011.
- [9] L. Conde. *An Introduction to Plasma Physics and Its Space Applications, Volume 1: Fundamentals and Elementary Processes.* Morgan & Claypool Publishers, 2018.
- [10] F. S. Crawford. Waves, berkeley physics course. 1968.
- [11] P. H. Dana. Global positioning system (gps) time dissemination for real-time applications. *Real-Time Systems*, 12(1):9–40, 1997.
- [12] K. Davies. *Ionospheric radio.* Number 31. IET, 1990.

- [13] K. Davies and G. Hartmann. Studying the ionosphere with the global positioning system. *Radio Science*, 32(4):1695–1703, 1997.
- [14] J. Feltens, J. Dow, T. Martín-Mur, C. G. Martínez, and M. Bayona-Pérez. Verification of esoc ionosphere modeling and status of igs intercomparison activity. In *Proc. IGS Analysis Center Workshop, Silver Spring*, pages 205–219, 1996.
- [15] Y. Georgiadou and A. Kleusberg. On carrier signal multipath effects in relative gps positioning. *Manuscripta geodaetica*, 13(3):172–179, 1988.
- [16] A. Green. Early history of the ionosphere. *Journal of Atmospheric and Terrestrial Physics*, 36(12):2159–2165, 1974.
- [17] W. Gurtner and L. Estey. Rinex-the receiver independent exchange format-version 3.00. *Astronomical Institute, University of Bern and UNAVCO, Boulder, Colorado.*, 2007.
- [18] M. P. Hall and L. W. Barclay. Radiowave-propagation. *NASA STI/Recon Technical Report A*, 90, 1989.
- [19] W. Z. Hein, Y. Goto, and Y. Kasahara. Estimation method of ionospheric tec distribution using single frequency measurements of gps signals. *International Journal of Advanced Computer Science and Applications*, 7(12):1–6, 2016.
- [20] M. Hernández-Pajares. Performance of igs ionosphere tec maps. *IGS IONO working group report, research group of astronomy and geomatics, Technical University of catalonia (g/AGE/UPC), Barcelona, Spain*, page 16, 2003.
- [21] M. Hernández-Pajares, J. Juan, J. Sanz, and R. Orús. Second-order ionospheric term in gps: Implementation and impact on geodetic estimates. *Journal of geophysical research: solid earth*, 112(B8), 2007.
- [22] B. Hofmann-Wellenhof, H. Lichtenegger, and E. Wasle. *GNSS—global navigation satellite systems: GPS, GLONASS, Galileo, and more*. Springer Science & Business Media, 2007.
- [23] R. Hunsucker. Radio techniques for probing the terrestrial ionosphere, phys. chem. *Space*, 22:293, 1991.
- [24] E. C. Jones. Ionospheric physics of radiowave propagation. *Dept. of Physics and Astronomy, University of Tennessee, Knoxville, TN37996*, 12, 2004.
- [25] A. Kleusberg. Ionospheric propagation effects in geodetic relative gps positioning. *Manuscripta Geodaetica*, 11:256–261, 1986.
- [26] A. Komjathy. *Global ionospheric total electron content mapping using the Global Positioning System*. PhD thesis, University of New Brunswick Fredericton, 1997.

- [27] A. Komjathy and R. Langley. The effect of shell height on high precision ionospheric modelling using gps. In *Proceedings of the 1996 IGS workshop international GPS service for geodynamics (IGS)*, volume 203, 1996.
- [28] A. Komjathy and R. Langley. Improvement of a global ionospheric model to provide ionospheric range error corrections for single-frequency gps users. In *presented at the ION 52nd Annual Meeting*, volume 19, page 21, 1996.
- [29] I. Krinberg and A. Tashchilin. Ionosphere and plasmasphere. 1984.
- [30] R. Langley. The effect of the ionosphere and troposphere on satellite positioning systems. In *Proceedings of Symposium on Refraction of Transatmospheric Signals in Geodesy*, volume 97. Netherlands Geodetic Commission, Publications on Geodesy, New Series, 1992.
- [31] S. K. Llewellyn and R. B. Bent. Documentation and description of the bent ionospheric model. Technical report, ATLANTIC SCIENCE CORP INDIAN HARBOUR BEACH FL, 1973.
- [32] A. Mannucci, B. Wilson, D. Yuan, C. Ho, U. Lindqwister, and T. Runge. A global mapping technique for gps-derived ionospheric total electron content measurements. *Radio science*, 33(3):565–582, 1998.
- [33] M. McElhinny and P. L. McFadden. *The magnetic field of the earth: paleomagnetism, the core, and the deep mantle*, volume 63. Academic Press, 1998.
- [34] L. F. McNamara. *The ionosphere: communications, surveillance, and direction finding*. Krieger Publishing Company, 1991.
- [35] T. Meehan and L. Young. On-receiver signal processing for gps multipath reduction. In *Proceedings of the 6th International Geodetic Symposium on Satellite Positioning, Columbus, OH, Defense Mapping Agency and the Ohio State University, Columbus, OH*, pages 200–208, 1992.
- [36] P. Mukhtarov, D. Pancheva, B. Andonov, and L. Pashova. Global tec maps based on gnss data: 1. empirical background tec model. *Journal of Geophysical Research: Space Physics*, 118(7):4594–4608, 2013.
- [37] N. Oceanic and A. Administration. International geomagnetic reference field, 2010.
- [38] B. W. Parkinson, P. Enge, P. Axelrad, and J. J. Spilker Jr. *Global positioning system: Theory and applications, Volume II*. American Institute of Aeronautics and Astronautics, 1996.
- [39] H. Rishbeth and O. K. Garriott. *Introduction to ionospheric physics*, volume 14. Academic Press New York, 1969.

- [40] S. Schaer, G. Beutler, and M. Rothacher. Mapping and predicting the ionosphere. In *Proceedings of the 1998 IGS Analysis Center Workshop, Darmstadt, February 9-11, 1998*, 1998.
- [41] S. Schaer, G. Beutler, M. Rothacher, and T. A. Springer. Daily global ionosphere maps based on gps carrier phase data routinely produced by the code analysis center. In *Proceedings of the IGS Analysis Center Workshop 1996*, 1996.
- [42] R. Schunk and A. Nagy. *Ionospheres: physics, plasma physics, and chemistry*. Cambridge university press, 2009.
- [43] T. F. Tascione, H. W. Kroehl, R. Creiger, J. W. Freeman Jr, R. A. Wolf, R. W. Spiro, R. V. Hilmer, J. W. Shade, and B. A. Hausman. New ionospheric and magnetospheric specification models. *Radio Science*, 23(3):211–222, 1988.
- [44] E. Thébault, C. C. Finlay, C. D. Beggan, P. Alken, J. Aubert, O. Barrois, F. Bertrand, T. Bondar, A. Boness, L. Brocco, et al. International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1):79, 2015.
- [45] C. P. Vega, A. C. López, et al. *Sistemas de telecomunicación*, volume 7. Ed. Universidad de Cantabria, 2007.
- [46] I. R. Webster. *A regional model for the prediction of ionospheric delay for single frequency users of the Global Positioning System*. University of New Brunswick, 1994.
- [47] G. Welch, G. Bishop, et al. An introduction to the kalman filter. 1995.
- [48] D. Wells, N. Beck, A. Kleusberg, E. J. Krakiwsky, G. Lachapelle, R. B. Langley, K.-p. Schwarz, J. M. Tranquilla, P. Vanicek, and D. Delikaraoglou. Guide to gps positioning. In *Canadian GPS Assoc. Citeseer*, 1987.
- [49] O. Witasse, T. Cravens, M. Mendillo, J. Moses, A. Kliore, A. Nagy, and T. Breus. Solar system ionospheres. In *Comparative Aeronomy*, pages 235–265. Springer, 2008.
- [50] N. Ya’acob, M. Abdullah, and M. Ismail. Gps total electron content (tec) prediction at ionosphere layer over the equatorial region. In *Trends in Telecommunications Technologies*. IntechOpen, 2010.
- [51] L. L. Z. D. Z. Z. J. H. X. J. Z. H. Yongqiang. A dataset of ionospheric tec and scintillation index from the peking university station (2012). , 1:19–26, 2016.
- [52] W. Zhuang and J. Tranquilla. Modeling and analysis for the gps pseudo-range observable. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, 31(2):739–751, 1995.