



Universidad Nacional de Tucumán  
Facultad de Ciencias Exactas y Tecnología

Tesis de Licenciatura en Física

Estudio de las Perturbaciones Ionosféricas Viajeras Sub –  
ecuatoriales

Tesista: Ricardo Ezequiel Corbacho

Director: Dr. Victor Hugo Ríos

2018

## Agradecimientos

El presente trabajo resulta ser una recopilación no solo de conocimientos. En él también se encuentran plasmados momentos, esfuerzos, certezas y desaciertos, decisiones y dudas, pero por sobre todo mucho aprendizaje. El presente trabajo se le muestra al lector como una pantalla, detrás de la cual se encuentra depositada una parte importante de mi vida, en la que existen actores que posibilitaron la culminación del mismo. Me encuentro agradecido con cada uno de ellos por formar parte de este fragmento de vida que dejo depositado aquí. Principalmente a Lucía, mi madre, guerrera incansable quien forjo todos los medios para que llegue al lugar en el que estoy, mi hermana Luciana, cuyos consejos valoro como los de una musa. A mi querida Verónica, cuya paciencia, tolerancia y amor permiten que encuentre el rumbo cuando hay mucha niebla. A mis amigos de siempre, algunos alejados por las circunstancias del camino, Miguel, Maxi, Gustavito, Jose, Marcelo. A mis compañeros académicos que me han ayudado tanto con valiosísimos aportes desde mis primeros años en la carrera, Sebastián, Gilda, Bruno, Patricio. Al director de la presente tesis, el Dr. Victor Ríos, quien me ha mostrado que en el puedo encontrar no solamente conocimientos, sino también una mano amiga; una persona confiable y de mucha sabiduría. Casi de manera chamánica más de una vez supo darme el consejo exacto. Agradecer además a otros investigadores y profesores que de forma incansable siempre me ofrecieron su ayuda: Dr. Valladares, Ing. Miqueleiz, Ing. Zamsoum, Dr. Elías, Dr. Grosse, y a cada uno que aportó su granito de arena para que esto haya sido posible. Finalmente agradecer a la luz de mis días, al ser que me mostró que la magia y la felicidad existen en lo cotidiano, mi hijo, Kusi. Una vez más, gracias a todos!

Ricardo Ezequiel Corbacho

# Contenidos

Agradecimientos .....	- 2 -
Contenidos.....	-3-
1. Introducción .....	- 5 -
1.1. Fundamentación .....	- 5 -
1.2. Objetivos de la Tesis.....	- 6 -
1.3. Resumen de la tesis.....	- 8 -
2. Dinámica de la ionósfera.....	- 10 -
2.1. La atmósfera: “sede” de la ionósfera.....	- 10 -
2.1.1. Regiones de la atmósfera.....	- 11 -
2.2. La ionosfera .....	- 15 -
2.2.1. Perspectiva histórica.....	- 15 -
2.2.2. Procesos físicos y químicos en la ionósfera .....	- 16 -
2.2.3. Regiones ionosféricas.....	- 19 -
2.2.4. Irregularidades en la ionósfera .....	- 22 -
2.3. El sol y la ionósfera.....	- 24 -
2.4. El campo geomagnético .....	- 25 -
2.5. El plasma en la ionósfera.....	- 27 -
2.5.1. Frecuencias en el Plasma.....	- 29 -
2.5.2. Conductividad en el plasma .....	- 31 -
2.5.3. Mecanismos de transporte en el plasma ionosférico .....	- 33 -
3. Las ondas atmosféricas de gravedad (AGW) y las perturbaciones ionosféricas viajeras .....	- 36 -
3.1. Perspectiva histórica .....	- 36 -
3.2. Las ondas atmosféricas de gravedad (AGW).....	- 37 -
3.2.1. Desarrollo teórico sobre las AGWs.....	- 40 -
3.2.2. Aproximación de Boussinesq .....	- 46 -
3.2.3. Velocidad de fase y de grupo .....	- 46 -
3.2.4. Mecanismos de excitación de las AGW .....	- 48 -
3.2.5. Mecanismos de disipación de las AGW.....	- 49 -
3.2.6. Propagación de las AGWs a la ionósfera .....	- 50 -
3.2.7. Efectos de temperatura y vientos neutros en las AGW .....	- 54 -
3.3. Las TIDs.....	- 55 -

3.3.1.	Clasificación de las TIDs .....	- 57 -
3.3.2.	Las MS TIDs .....	- 59 -
3.3.3.	Inconsistencia en la velocidad de fase de una TIDs en relación a una AGW .....	- 65 -
3.3.4.	Cambio en la velocidad de las TIDs.....	- 68 -
3.4.	Ocurrencia de las MS TID .....	- 68 -
4.	Detección de TIDs.....	- 70 -
4.1.	Introducción .....	- 70 -
4.2.	GPS: Introducción y perspectiva histórica.....	- 70 -
4.2.1.	Generalidades sobre GPS .....	- 71 -
4.2.2.	La señal GPS .....	- 73 -
4.2.3.	Obtención de datos GPS.....	- 75 -
4.2.4.	Propagación de la señal GPS a través de la ionósfera.....	- 78 -
4.2.5.	Contenido electrónico total (TEC).....	- 80 -
4.3.	Interferometría GPS con el método SADM .....	- 83 -
4.4.	Método de correlación cruzada (CCM) .....	- 88 -
5.	Datos obtenidos y conclusiones.....	- 90 -
5.1.	Tipos de gráficos obtenidos .....	- 91 -
5.2.	Análisis de los datos obtenidos.....	- 92 -
6.	Conclusiones.....	- 101 -
6.1.	Análisis de los principales parámetros.....	- 101 -
6.2.	Causas.....	- 102 -
6.3.	Comentarios sobre los datos obtenidos .....	- 103 -
7.	Bibliografía .....	- 105 -

# 1. Introducción

## 1.1.Fundamentación

En los últimos años, con el desarrollo de las tecnologías satelitales se ha generado un marcado interés en el estudio de la ionosfera. Esta región, cuyo dinamismo intrínseco aún se encuentra en gran parte velado para la comunidad científica es sede de un sinnúmero de procesos que resulta de amplio interés tanto para la ciencia básica como para la aplicada.

Un factor práctico que interviene en los estudios relacionados con la ionósfera es la obtención de datos obtenidos a través del GNSS (Global Navigation Satellite System), sistema dentro del cual se encuentra el Sistema de Posicionamiento Global o GPS (Global Positioning System). La principal utilidad de este sistema es la estimación de posiciones referenciadas. Esto puede lograrse a través del envío y recepción de señales, enviadas en forma de ondas electromagnéticas. Sin embargo, debido a la presencia de la ionósfera dicha señal sufre una serie de distorsiones que afectan de forma cualitativa el contenido electrónico total de la misma. El estudio intensivo de esta peculiar capa permitió la creación de un modelo mediante el cual resultaba plausible realizar pronósticos acertados acerca de su comportamiento intrínseco. Conociendo de qué modo se comporta la ionósfera y de qué forma afecta a la señal, es posible realizar las correcciones pertinentes. De este modo se logra una alta precisión en la transmisión de información, aunque para ello fue necesario entender las variaciones ionosféricas temporales y espaciales reconociendo en las mismas cierta periodicidad.

Lamentablemente al ser la ionósfera un medio afectado por diversos factores se generan diversos fenómenos irregulares, imposibilitando el conocimiento sobre sucesos futuros en la ionósfera. Dentro de los procesos irregulares que se generan en esta región, se encuentran las perturbaciones ionosféricas viajeras o como las conoce la comunidad científica, TIDs por sus siglas en inglés (Travelling Ionospheric Disturbance). Estas TIDs pueden ser estudiadas basándose en una categorización en función de la escala real en la que se manifiestan. Así surgen las perturbaciones de larga escala (LS TIDs) y las perturbaciones de mediana escala (MS TIDs). Diversos estudios permiten entender el

origen de las LS TIDs, pero las MS TIDs al parecer no tienen una única génesis. Su causa se encuentra ligada más bien a una suma de factores que interactúan para dar como resultado este fenómeno. En la presente tesis se analiza particularmente las MS TID mediante el método SADM – GPS basado en la interferometría GPS (Aframovich, 1998; Valladares, 2011) en latitudes sub ecuatoriales, puntualmente en la provincia de Tucumán, Argentina, región en donde se pueden notar los efectos de la llamada anomalía geomagnética del Atlántico Sur. La modelización fenomenológica en esta región resulta compleja, motivo por el cual resulta de un gran interés para los estudiosos de las ciencias de la atmósfera. Para tal fin se trabaja con datos procesados mediante un software específico con datos obtenidos de estaciones receptores de GPS, los cuales se encuentran en la página del Instituto Geográfico Nacional, puntualmente de los receptores GPS de las estaciones del TUC1, JBAL y TERO las dos primeras ubicadas en la provincia de Tucumán y la última en la provincia de Santiago del Estero. Más allá de cualquier complicación ulterior que pueda surgir por el hecho de que la ionósfera se encuentre afectada por una MS TID puede entenderse la necesidad práctica que sugiere el estudio de las mismas en profundidad. Esto se traduce en términos potenciales, en mejoras en todo tipo de acción que involucre el uso de la ionósfera: relevamiento de superficie terrestre, con fines orográficos; desarrollo de sistemas de telecomunicaciones más eficientes; informes meteorológicos de mayor precisión; desarrollo y perfeccionamiento del GNSS, sin mencionar el aporte teórico sobre la física de la atmósfera ya que permite entender en mayor grado los mecanismos de transferencia de momento energía y sus efectos posteriores, tales como burbujas de plasma, spread F, ente otros. En síntesis, estudiar las MS TIDs resulta necesario a fin de perfeccionar múltiples acciones de carácter científico, permitiendo una optimización en recursos humanos, técnicos y económicos.

## **1.2. Objetivos de la Tesis**

El retraso de la señal GPS brinda información concreta sobre los valores del contenido electrónico total, o TEC por sus siglas en inglés (Total Electron Content), magnitud definida como la cantidad de electrones libres existentes en una columna

imaginaria de base igual a  $1 \text{ m}^2$  y una altura equivalente al ancho de la ionósfera. En los valores de TEC pueden encontrarse variaciones temporales regulares e irregulares, y variaciones espaciales. Las primeras se deben principalmente a los ciclos de radiación solar, que por causa de la ionización aumentan los valores de TEC. Las segundas tienen que ver con fenómenos aleatorios, en donde entran las MS TIDs ya que estas causan fluctuaciones ondulantes en el TEC que pueden ser detectadas y procesadas. A pesar que se cuenta con modelos numéricos y empíricos que permiten predecir el comportamiento de la ionósfera considerando las variaciones regulares temporales y espaciales (tales como el GIM, Global Ionospheric Maps) no es posible incluir las MS TID dentro de los mismos debido al carácter irregular de las mismas. Sin embargo podría ser posible anticipar una TID si se conocen de forma contundente cuáles son sus causas. Es sabido que cualquier modelo teórico necesita un sustento empírico; en el caso de las MS TIDs es importante detectar las mismas y poder obtener una estimación de sus principales parámetros. El objetivo de la presente tesis consiste en la detección de MS TIDs mediante el método de SADM – GPS, conociendo además el valor cuantitativo de sus principales parámetros lo que permitirá caracterizar las mismas en función a dichos parámetros (periodo, velocidad de fase, ángulo azimutal, etc). En tal contexto se debe desarrollar la capacidad de interpretar físicamente los resultados obtenidos, constatando los mismos con los modelos propuestos en los trabajos de distintos autores especializados en el tema. Esto permitirá realizar conjeturas sobre las posibles causas de las MS TIDs, Como objetivo en segundo plano se puede mencionar el conocer de manera fluida el marco teórico imprescindible para comprender este fenómeno, es decir, los principales fenómenos que afectan a la ionósfera, la interacción resultante entre la misma y las señales transionosféricas Entender además los distintos métodos que existen, diferenciarlos y ser capaz de reconocer la adecuación de unos respecto a otros. Además se deben desarrollar las capacidades necesarias para el manejo de datos y el procesamiento mediante softwares específicos. Como último objetivo puede mencionarse el análisis de los posibles impactos que puede llegar a tener el estudio de la ionósfera en distintas esferas tales como la científica, la industrial, económica, etc.

### **1.3. Resumen de la tesis**

En el primer capítulo se desarrolla la presente introducción, en donde se exponen objetivos orientados y la fundamentación de la tesis.

En el segundo capítulo se realiza una exposición teórica sobre la atmósfera puntualizando sobre aquellos aspectos que resultan relevantes para el estudio de las TIDs. Para ello deben explicarse sus estructuras primordiales, a fin de comprender el lugar físico en el que se manifiestan las TIDs, es decir la ionósfera. Se pone énfasis en la composición de la misma, la altura, sus principales variaciones y dinamismos presentes en ella.

Seguidamente, en el tercer capítulo, se da un marco teórico sobre las AGW, que en primera instancia son las que originan las TIDs. Estas últimas son el rastro que dejan las AGW, producidas en la atmósfera neutra, en la ionósfera. Se explican teorías sobre las génesis y el comportamiento fenomenológico de las AGW. Luego se detalla la interacción entre atmósfera neutra y ionósfera explicando los modelos que dan cuenta de la transferencia de momento y energía. Se exponen las características principales de las TIDs enmarcadas en tales modelos.

Para comprender de qué modo son utilizados y procesados los datos, en el cuarto capítulo se da una breve introducción al sistema satelital global de navegación (GNSS por sus siglas en inglés) exponiendo cómo funciona la codificación y la transmisión de la señal. Se pone énfasis en la interacción entre la señal y la ionósfera, ya que es la piedra angular para comprender de qué forma se puede estudiar la ionósfera mediante datos obtenidos del GNSS. Se describe el método SADM – GPS (statical angle of arrival and doppler method for GPS interferometry), que es la base del software utilizado para el procesamiento de datos.

En el quinto capítulo se expone la parte experimental de la tesis, explicándose las características y resultados obtenidos por el software. Se detalla el modo en el que se procesan datos GPS de estaciones ubicadas en la provincia de Tucumán, describiendo además el análisis resultante. Se discuten resultados y se los compara con trabajos similares de otros autores

En el último capítulo se dan las consideraciones finales y las conclusiones, dando por sentado que lo expuesto aquí puede servir para estudios ulteriores de mayor profundidad. Se propone además el análisis y detección de MS TIDs de forma simultánea con otros fenómenos troposféricos y ionosféricos a fin de reformular o bien crear modelos teóricos afines.

## **2. Dinámica de la ionósfera**

Debido a que las observaciones de MS TIDs se obtienen de la ionósfera (Hocke & Schelgel, 1996; Fedorenko et al., 2008, 2010; Francis, 1975), primeramente se debe detallar cuáles son sus características fundamentales, su morfología y el comportamiento de la misma temporal y espacialmente. Los procesos que ocurren en la ionósfera se deben a las interacciones de sus múltiples componentes, que ocurren debido a mecanismos complejos. Por este motivo, para elaborar teorías acerca de las dinámicas de la ionósfera muchas veces se recurre al uso de hipótesis que no están en consonancia con los hechos observados. Sin embargo se tienen aciertos con grados de precisión aceptados, lo que a su vez permite mejorar teorías y modelos de forma iterativa. En el estudio de la dinámica ionosférica no solo se debe tener en cuenta las estructuras internas, también los factores externos juegan un rol importante, puesto que es un sistema abierto, interactuando continuamente con su entorno físico. La ionósfera se encuentra afectada tanto por los fenómenos que ocurren en la atmósfera neutra, como por los que ocurren en el espacio exterior, tales como las dinámicas del campo magnético terrestre, los ciclos regulares e irregulares del sol, la atracción gravitatoria de la luna, por mencionar solo algunos. A continuación se describe las propiedades más importantes de la ionósfera y de su entorno físico a fin de conformar un sustento teórico que permita explicar la naturaleza física de MS TIDs.

### **2.1. La atmósfera: “sede” de la ionósfera**

La atmósfera terrestre es la capa de gases que rodea al planeta Tierra, en la que se desarrollan un sinnúmero de procesos físico – químicos necesarios para la conservación del planeta y de todo lo que en él se desarrolla. Regulariza la temperatura, es un sustento de los gases que intervienen en los ciclos vitales, protege a los seres vivos de las mortales radiaciones y meteoritos, etc. Estas características particulares permitieron el desarrollo de la vida en la Tierra. Su estructura está determinada por la acción gravitatoria ejercida sobre los gases que la componen, además de las diversas interacciones que se dan entre sus componentes y la radiación solar. A pesar de ser una mezcla de aire, se encuentra

homogeneizada en sus principales capas como resultado de los mecanismos de calentamiento y de difusión. Sus principales componentes neutros son:

- Nitrógeno (78%)
- Oxígeno (20%)
- Argón (0,93%)
- Dióxido de carbono (0,04%)
- Vapor de agua (0,001%)
- Neón (0,002%)
- Helio (0,0005%)
- Metano (0,0002%)

Es evidente que pueden encontrarse trazas de otras sustancias, y que la concentración de las mismas puede variar en función de factores tales como la temperatura, época del año, actividad solar, regiones, etc.

### **2.1.1. Regiones de la atmósfera**

Por acción de la gravedad, de la radiación solar, y por la interacción entre sus componentes, la atmósfera se puede presentar como capas con características bien definidas y distinguibles unas de otras. Esto permite analizar la atmósfera de un modo más elaborado. Sin embargo no existe una única clasificación. Se presenta a continuación las distintas capas de la atmósfera considerando la variación de temperatura con respecto a la altura:

- **Tropósfera** (desde la superficie terrestre hasta los 17 kilómetros de altura dependiendo de la latitud): Es la capa más baja (y por ende la más densa de la atmósfera. Es aquí donde ocurren la mayoría de los fenómenos climáticos debido a la transferencia de energía por causa del gradiente térmico que se origina desde la superficie hacia el espacio exterior. La temperatura decrece de forma aproximadamente lineal desde los 290 K a los 210 K con respecto a la altura.

- **Tropopausa:** Se encuentra arriba de la troposfera, es la zona en la que la variación de temperatura se invierte, pasando de ser decreciente a ser creciente. Sin embargo la temperatura en esta capa permanece aproximadamente constante y equivalente a la temperatura del último tramo de la troposfera (210 K). Al ser una capa intermedia posee un gran dinamismo intrínseco debido a las temperaturas de sus capas vecinas.
  
- **Estratosfera** (desde los 14 hasta los 55 kilómetros): Se encuentra justo arriba de la tropopausa. Aquí ocurre mayormente la absorción de radiación UV debido a la presencia de ozono. Por este motivo, la temperatura en la estratosfera aumenta a mayor altura, de los -210 K hasta los 270 K. El gradiente térmico no es elevado por lo que se genera un perfil muy estable, que tiene como consecuencia la ausencia de difusión y mecanismos similares, por ende prácticamente no se dan fenómenos climáticos.
  
- **Estratopausa:** Se encuentra inmediatamente arriba de la estratosfera. En esta zona se da un pico de temperatura correspondiente con el máximo valor térmico de la estratosfera (270 K).
  
- **Mesosfera** (desde los 55 hasta los 85 kilómetros): En esta capa la temperatura decrece con la altura hasta la mesopausa, donde la temperatura llega a tomar valores cercanos a 180 K. Esto es debido a la poca cantidad de ozono que pueda absorber radiación UV y por la presencia de CO<sub>2</sub> que absorbe calor, pero lo emite hacia fuera de la mesosfera. En esta zona se da mayormente la ignición de los meteoritos que entran a la atmósfera terrestre.
  
- **Mesopausa:** Es el límite de la mesósfera. Es el lugar más frío de la atmósfera con temperaturas que llegan a los 173 K.
  
- **Termosfera** (desde los 85 hasta 700 kilómetros): La altura de la termosfera varía en función a la actividad solar. La temperatura en esta capa alcanza valores muy altos

en relación a la temperatura de la superficie debido a su baja densidad, pudiendo alcanzar temperaturas del orden de los 1500 K.

- **Termopausa:** Limite de la termosfera. Se considera que, a partir de este límite, cualquier fenómeno asociado con variaciones térmicas es causado por la actividad solar.
- **Exósfera** (desde los 700 a los 10000 kilómetros): Se encuentra compuesta por gases de muy baja densidad tales como el hidrógeno y el helio. No existe ningún tipo de actividad meteorológica, en contraste se dan procesos causados directamente por la actividad solar y la magnetosfera terrestre. No puede hablarse de un límite de esta capa ya que los gases aquí presentes dispersan, a grandes distancias hacia el espacio exterior.

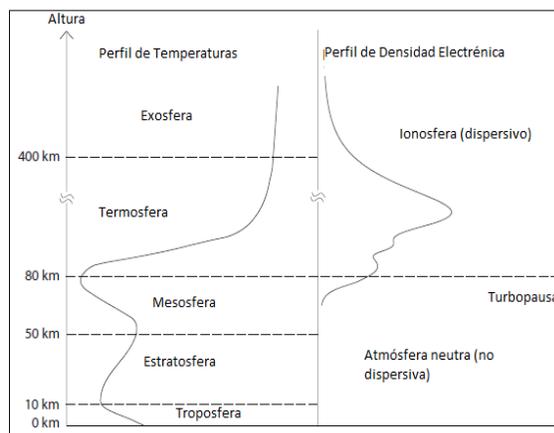


Figura 2.1: Capas atmosféricas en base a perfiles de temperatura y de densidad electrónica (Memarzadeh, 2009)

Cabe destacar que, a pesar de que el 99% de la masa atmosférica se encuentra entre la superficie y los 30 Km de altitud, las demás capas intervienen activamente de diversos mecanismos fundamentales.

Además de esta división, puede pensarse a la atmósfera en función de la difusión que se da entre sus componentes: desde la superficie hasta los 85 kilómetros los mecanismos de difusión, principalmente difusión causada por turbulencia, dan como resultado una capa de gases mezclados en forma homogénea, motivo por el cual, a esta zona se la denomina usualmente *homosfera*. Por arriba de esta capa, las concentraciones de

los principales componentes neutros (Nitrógeno y Oxígeno) empiezan a decrecer, como consecuencia de la ionización que causa la radiación solar. Sin embargo, los mecanismos de difusión molecular y de conductividad térmica son más eficientes que los de turbulencia, por lo cual, los distintos componentes se ubicarán en función de la *presión barométrica en altura*. Puede deducirse una expresión considerando que la atmósfera se comporta como un gas ideal, que es isotérmica y que existe equilibrio hidrostático:

$$p_0(z) = p_0(z_0) \exp\left(\frac{z_0 - z}{H}\right) \quad (2.1)$$

La ecuación (2.1) permite conocer la presión que ejerce un gas a determinada altura, siendo  $z$  la altura con respecto a la superficie terrestre y  $H = \frac{k_b T_0}{m_0 g}$  la denominada altura de densidad de escala donde  $k_b$  es la constante de Boltzmann,  $T_0$  es la temperatura atmosférica media (250 K aproximadamente),  $m_0$  es la masa media molecular y  $g$  la aceleración gravitatoria. Mediante

$$p_0(z) = n_0(z) k_b T_0 \quad (2.2)$$

puede conocerse  $n_0$ , el número de moléculas por unidad de volumen.

$$n_0(z) = n_0(z_0) \exp\left(\frac{z_0 - z}{H}\right) \quad (2.3)$$

Como puede inferirse de la ecuación (2.3) no todos los átomos alcanzarán la misma altura, así como tampoco lo harán las moléculas o iones. De este modo se formarán diversas capas estratificadas, motivo por el que a dicha zona se la denomina *heterosfera*. La zona que separa homosfera de heterosfera se denomina turbopausa.

Otra clasificación válida, aunque generada de forma un tanto arbitraria, basada en el sentido común, divide a la atmósfera en baja, media y alta. La baja atmósfera se encuentra desde la superficie hasta los 17 Km, la atmósfera media desde los 17 hasta los 110 Km, y la atmósfera alta desde los 110 hasta los 1000 Km. Esta nomenclatura permite simplificar la clasificación y el estudio de los principales fenómenos atmosféricos.

## **2.2. La ionosfera**

Puede entenderse, de forma paralela a la atmósfera considerando sólo dos capas a fin de analizar la transmisión de señales a través de la misma: una capa donde residen los gases neutros (que para los fines prácticos se la considera equivalente a la troposfera) y otra capa se encuentra una gran concentración de partículas cargadas. Dicha capa se denomina *Ionosfera*.

Se considera a la ionósfera como la parte de la atmósfera que se extiende de los 60 a 1000 Km, siendo una interfase entre la troposfera y el espacio exterior. Se encuentra compuesta por iones, electrones y gas neutro, siendo este último el de mayor proporción. A continuación se detalla brevemente los aspectos más relevantes de la ionósfera.

### **2.2.1. Perspectiva histórica**

La importancia del estudio de la ionósfera surgió, históricamente, a raíz de las transmisiones de ondas de radio las cuales pueden transmitirse por medio de las propiedades reflectivas de esta capa (Kelley, 2009). Sin embargo, ya en 1839 Gauss había sugerido que existía cierta actividad eléctrica en la atmósfera que modificaba el campo magnético terrestre. Con el descubrimiento de las propiedades del electrón y de la subsecuente física atómica se empezaron a postular nuevas hipótesis en todas las investigaciones físicas. El 12 de diciembre de 1912, el ingeniero Guillermo Marconi transmite una señal de radio a través del Atlántico, logrando que la misma recorra aproximadamente 3000 Km de superficie terrestre. En 1902 Heaviside y Kennelly postularon de forma independiente la existencia de una capa conductora en la ionósfera, de modo que las ondas electromagnéticas no se propagarían en línea recta sino como en una cavidad resonante. En 1925 Appleton y Barnett en el Reino Unido y

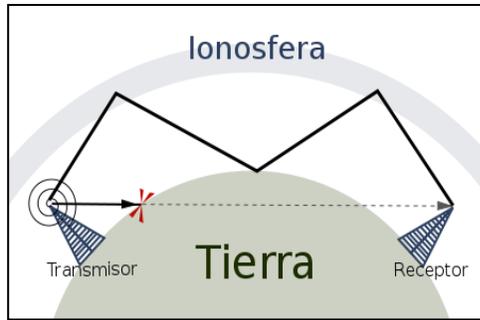


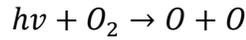
Figura 2.2: Esquema de la transmisión de ondas de radio por medio de múltiples reflexiones (<http://recursostic.educacion.es/secundaria/edad/1esobiologia/1quincena5/paginas/radio.htm>)

Breit y Tuve en los Estados Unidos observaron que ondas electromagnéticas con frecuencias menores a la del plasma se reflejaban en la atmósfera a alturas cercanas a los 300 Km. Este fue el inicio del estudio de aquella capa denominada en un principio capa Heaviside – Kenelly. Posteriormente el nombre “ionósfera” propuesto por Watson – Watt fue aceptado por la comunidad científica. Desde entonces se han detectado un sinnúmero de fenómenos que ayudaron a comprender innumerables mecanismos propios de las interacciones electromagnéticas. En la actualidad la ionósfera representa un desafío en cuanto a lo impredecible que resulta su comportamiento y lo trascendental que se ha vuelto para las telecomunicaciones en los últimos años

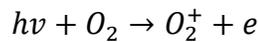
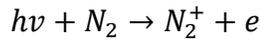
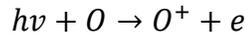
### 2.2.2. Procesos físicos y químicos en la ionósfera

Para que pueda entenderse cómo se mantiene la ionosfera es necesario definir algunos mecanismos que se dan por las interacciones electromagnéticas entre sus componentes. De más está decir que la interacción fundamental es la gravitatoria, pues caso contrario la ionósfera no existiría debido a que sus componentes escaparían hacia el espacio exterior. La formación de iones se da a través de la absorción la cual se manifiesta a través de tres procesos (Memarzadeh, 2009): la fotoionización, la fotodisociación y la combinación de estos, la fotoionización disociativa.

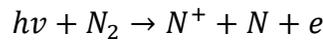
- Fotodisociación: Disocia las moléculas en átomos. Es uno de los mecanismos principales para la producción de oxígeno. Un fotón de energía  $h\nu$  colisiona con una molécula de  $O_2$  produciendo oxígeno monoatómico tal como se esquematiza en la siguiente ecuación:



- Fotoionización: Es la acción de ionizar moléculas o átomos mediante radiación. Un fotón incidente arranca uno o varios electrones. En los ejemplos siguientes se muestran las ecuaciones respectivas de la fotoionización del oxígeno atómico, del nitrógeno y del oxígeno molecular respectivamente.



- Fotoionización disociativa: Es el mecanismo mediante el cual se disocia una molécula en un átomo y un ión. Es una suerte de combinación entre fotodisociación y fotoionización. Un ejemplo característico de la atmósfera es la fotoionización del nitrógeno molecular en un ión nitrógeno y n nitrógeno atómico:



Cabe aclarar que la ionización de los gases neutros también se produce por otros factores, tales como los vientos solares o las partículas de altas energías provenientes del espacio exterior. Sin embargo la porción de gas ionizado generado por estos métodos resulta despreciable.

Puede entenderse además que la producción iónica  $q$  dependerá de la altura, hecho que se expone mediante la llamada fórmula de Chapman, (Tascione, 1994) modelo desarrollado considerando una atmósfera isotérmica y con estratificación esférica:

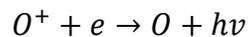
$$q(\chi, h) = \frac{\eta \phi_{\infty}^{\text{fotón}}}{H e \sec(\chi)} \exp\left(1 - \frac{h - h_{\max}}{H} - \exp\left(-\frac{h - h_{\max}}{H}\right)\right) \quad (2.4)$$

donde  $\chi$  el ángulo cenital,  $\eta$  es la eficiencia iónica, es decir número de iones producidos por fotón absorbido,  $e$  es el número de Neper,  $\phi_{\infty}^{\text{fotón}}$  el flujo de fotones provenientes del sol,  $h$  y  $h_{\text{max}}$  la altura y la altura máxima respectivamente y  $H$  es la denominada altura de escala definida anteriormente como  $H=k_bT_0/m_0g$ .

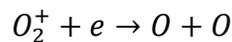
Al minimizar la expresión (2.4) puede estimarse la altura de la concentración máxima. Debido a que  $h$  depende de la especie es evidente que la formación iónica dará como resultado una estratificación. Para cálculos en la atmósfera real se realizan ciertas correcciones con factores numéricos. Sin embargo para fines prácticos, la fórmula de Chapman expuesta anteriormente da muy buenos resultados.

Los iones, sin embargo, tienen una vida media finita debido a que los mismos se recombinan con los electrones libres, convirtiéndose nuevamente en partículas neutras. Los electrones pueden disminuir en la ionósfera por alguno de los siguientes mecanismos:

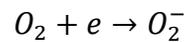
- Recombinación radiactiva: un electrón se combina con un ion atómico positivo produciendo energía y un átomo neutro:



- Recombinación disociativa: un electrón se combina con un ion molecular, produciendo dos átomos neutros:



- Acoplamiento: un electrón es atrapado por un átomo neutro produciendo un ion.



Puede considerarse, de forma análoga a la producción iónica, una fórmula matemática que permita inferir cual es la razón de pérdida iónica  $L$ :

$$L(h) = -\alpha(h)n^2(h) \tag{2.5}$$

donde  $\alpha$  es el coeficiente de recombinación y  $n$  es la concentración iónica.

Para poder estudiar efectivamente los niveles de concentración iónica debe considerarse los posibles equilibrios de fotoionización, es decir, cuando la razón de

producción iónica es equivalente a la de pérdida  $q = L$ , sin considerar los efectos dinámicos.

### 2.2.3. Regiones ionosféricas

Como se mencionó anteriormente, en la ionósfera se presenta mayor densidad electrónica durante el día, hecho que resulta evidente por causa de la ionización del gas neutro producido por la radiación solar. Según los resultados expuestos en la sección anterior, las concentraciones estarán estratificadas según la especie iónica. Este proceso junto a la distribución descrita por (2.3) da como resultado la creación de zonas homogéneas con características bien definidas (Fig.2.3). Dichas zonas reciben el nombre de *regiones*. Algunos autores (Prolss, 1994; Tascione, 1994) utilizan el término *capas* para referirse a estas zonas, sin embargo es preferible la primera denominación por el hecho de que la transición entre estos sectores no resulta ser tan marcada. La formación de estas regiones se debe gracias a dos procesos fundamentales: el balance fotoquímico (la razón de producción iónica es igual a la de pérdida iónica) y el balance de difusión (debido al balance entre el flujo de aire que desciende por acción gravitatoria y el flujo ascendente por causa de la energía interna del gas). Mientras que el primero da cuenta de la sustentabilidad

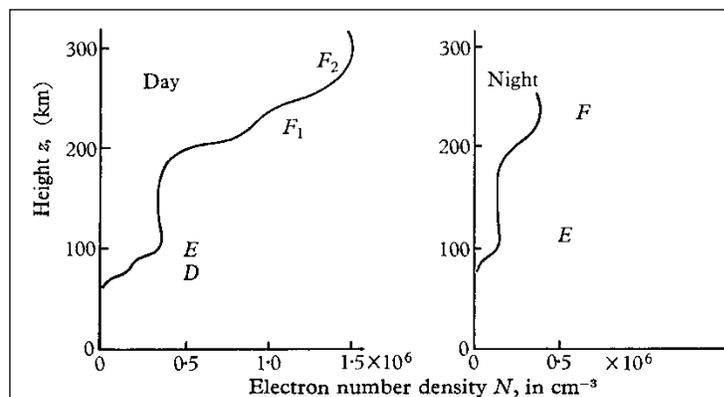


Figura 2.3: Perfil de concentración electrónica. Puede notarse el incremento de concentración durante el día debido a la radiación solar (Budden, 1967)

iónica en la ionósfera, el segundo interviene en los fenómenos de transporte que se da en gas neutro o en lugares de la ionósfera en el que las colisiones iónicas son mínimas.

Si bien en una primera aproximación se pueden considerar a estas regiones con alta simetría esférica, para estudios más detallados se debe analizar las dependencias con ángulos azimutal y zenital. A continuación se enlista las principales regiones ionosféricas y se especifican algunas de sus propiedades, en base a alturas aproximadas. En esta categorización no solo se tiene en cuenta las composiciones sino también los procesos mediante los cuales se generan dichas regiones:

- **La región D (60 – 90 Km):** Es la región más baja de la ionosfera, en donde se encuentran los iones poliatómicos. Los valores de densidad electrónica oscilan entre  $10^2$  y  $10^3 \text{ cm}^{-3}$ . La capa prácticamente desaparece durante el día. Su génesis se basa principalmente en la ionización de  $\text{N}_2$  y  $\text{O}_2$  originada por los rayos X y en la ionización de NO causada por la radiación de Lyman- $\alpha$  ( $\lambda=1216 \text{ \AA}$ ) proveniente del sol. Las colisiones entre electrones y partículas neutras son frecuentes lo que da como resultado una mayor concentración de iones negativos por el acoplamiento resultante.
- **La región E:** Se forma entre los 90 y 170 km. Se encuentra conformada principalmente por iones  $\text{O}_2^+$  y  $\text{NO}_2^+$ . Mientras que el ion de oxígeno se forma por fotoionización, el ion  $\text{NO}_2^+$  se forma por un proceso de intercambio entre los iones  $\text{O}_2^+$  y  $\text{NO}^+$ . A diferencia de la región D esta capa se mantiene durante la noche ya que es susceptible a las radiaciones cósmicas. Debido al alto grado de colisiones que hay no se generan fenómenos de transporte. Este hecho sin embargo tiene como consecuencia el incremento de la conductividad eléctrica, lo que permite la producción de corrientes y la formación de la capa dinamo central. La densidad electrónica encuentra su máximo a los 110 km de altura alcanzando un valor numérico de  $10^5$  electrones por centímetro cúbico durante el día en latitudes medias. En comparación con la densidad de moléculas neutras ( $10^{11} \text{ cm}^{-3}$ ) la razón de ionización resulta despreciable respecto a las otras regiones de la atmósfera.

- **La región F:** Debido a que en esta región tiene procesos de formación diferentes en los cuales se dan actividades bien definidas, se la subdivide en dos zonas distintas:
  - **La región F1:** Se encuentra formada por iones de  $O^+$  y  $N_2^+$  producidos por fotoionización. La molécula de oxígeno neutro se ioniza y posteriormente se disocia por recombinación. Este proceso permite distinguir la capa F1 de la E ya que mientras que en la primera se genera recombinación disociativa indirecta, en la última el proceso es recombinación disociativa directa. El máximo de densidad electrónica se puede entender como una “protuberancia” que se ve al graficar la densidad electrónica en función de la altura; esta se genera por debajo del pico más importante (el pico F2). La aparición de este pico depende de los ciclos solares, así como también del ángulo cenital.
  - **La región F2:** Se encuentra entre los 200 y 600 km siendo la capa que tiene los valores más altos de densidad electrónica. Desde el punto de vista de la navegación y las comunicaciones espaciales es la región más importante. Debido a la diversidad de fenómenos que allí se desarrolla es la capa más variable e irregular de la ionósfera. Se encuentra compuesta mayormente por iones  $O^+$ . El valor máximo de densidad electrónica es de  $10^6$  electrones por centímetro cúbico, lo que la convierte en la capa con mayor contenido electrónico por centímetro cúbico. Cabe destacar sin embargo que pese a la gran concentración iónica que posee, la mayor parte de esta capa se encuentra compuesta por gas neutro siendo la densidad del mismo de  $10^8$  partículas por centímetro cúbico. Debido a esto la producción de iones se maximiza, ya que disminuye las recombinaciones al disminuir las colisiones con gas neutro. Por arriba de esta capa la concentración electrónica decrece exponencialmente con la altura.
- **La región de alta atmosfera y la protonosfera:** por arriba de la región F2, desde los 600 a los 1000 km se encuentra el tope de la ionósfera, con un grado bajo de densidad, y en consecuencia un bajo grado de producción iónica. Se forma

prácticamente debido al equilibrio de difusión. Contiene principalmente iones monoatómicos de oxígeno. Por arriba de esta región, entre los 1000 y los 2000 km. los iones de hidrogeno y helio forman una región totalmente ionizada conocida como la protonosfera. La particularidad de esta capa es que el ion constituyente primordial es el de  $H^+$  en vez del de oxígeno.

En términos generales, la producción de estas regiones puede entenderse considerando los procesos de producción y recombinación, que dan como resultado final que la vida media de los iones moleculares sea menor que la de los iones atómicos. Al anochecer la producción de iones disminuye lo que da lugar a que la recombinación disminuya y en consecuencia también la concentración de iones moleculares. En capas altas se encuentran los iones atómicos cuya velocidad de recombinación es menor. Con respecto a la fotoionización cabe remarcar que no solo se produce por radiación solar, sino también por partículas energéticas.

De forma resumida se puede entender que en las capas D, E y F1 prima el balance fotoquímico, mientras que en la capa F2 y las de más arriba el proceso dominante es el balance por difusión.

#### **2.2.4. Irregularidades en la ionósfera**

Luego de describir cualitativamente la estructura ionosférica se debe aclarar que la misma se encuentra sometida a numerosas irregularidades, tanto espaciales como temporales. La concentración electrónica en una misma región muestra dependencia con respecto a los distintos ciclos solares, a la latitud, a la longitud y a la actividad geomagnética:

- **Variaciones Diurnas:** Las variaciones diarias en la ionosfera son el resultado de la rotación de la Tierra alrededor de su eje. Los procesos físicos que controlan la variación diurna de la densidad electrónica dependen de la hora local, la altura y la latitud, aunque no se manifiestan de forma lineal. En teoría el máximo valor se debería dar cerca de las 12:00 hora local. En el caso de la región F2 el máximo de

concentración electrónica se da a las 14:00 hora local debido a varios mecanismos, entre ellos los efectos térmicos de la alta atmósfera. El hecho de que el pico no se dé al mediodía es considerado una anomalía.

- **Variaciones Estacionales:** Las variaciones estacionales son el resultado de la traslación de la Tierra alrededor del Sol. Las variaciones estacionales más significativas de las capas D, E y F1 corresponden a altas latitudes, siendo la densidad de ionización más grande en verano que en invierno. La capa F2, sin embargo, no sigue este patrón; su ionización es más grande en invierno y menor en verano. Este fenómeno ocurre debido a los cambios estacionales en la atmósfera neutra ya que se genera un incremento del cociente O/N<sub>2</sub> en el hemisferio de invierno y un decrecimiento en el hemisferio de verano. Este desbalance cambia las razones de pérdidas y recombinaciones iónicas.

Los comportamientos que no son regulares se los conoce como *anomalías* (Memarzadeh, 2009). La región atmosférica que presenta anomalías más acentuadas, es la de mayor concentración electrónica, es decir la F2. Las anomalías clásicas más comunes son:

- **Anomalía ecuatorial (anomalía de Appleton):** Entendida como un mínimo en la concentración electrónica en el ecuador y dos máximos (uno a cada lado). Durante el día el campo eléctrico está orientado hacia el este, lo que produce un flujo  $\vec{E} \times \vec{B}$  en el ecuador que empuja el plasma hacia grandes alturas. Posteriormente, por efectos de la gravedad y la presión el plasma empieza a deslizarse hacia abajo por las líneas de campo magnético, generándose el llamado efecto fuente (Kelley, 2012). Esta fuente está ubicada en el ecuador magnético y envía plasma a latitudes mayores, tanto para el norte como para el sur. Los picos se ubican en los  $\pm 16^\circ$  de latitud geomagnética aproximadamente.
- **Esporádicas E:** Está asociada con tormentas, meteoritos, actividad solar y geomagnética. Se trata de un aumento irregular muy marcado y rápidamente variable de la densidad de electrones en la capa E. Pueden ocurrir durante el día o la noche y cambian significativamente con la latitud. Cuando ocurren estas variaciones, las reflexiones en la capa esporádica E hacen posible la comunicación de ondas de mayor frecuencia que habitualmente no son percibidas.

- **Spread F:** Es un fenómeno que se da en latitudes cercanas al ecuador. Su nombre deriva del patrón que es observado mediante ionogramas cuando este fenómeno ocurre, pues se observan en el mismo patrones de líneas difuminadas (spreading). Básicamente es la reestructuración del plasma luego del atardecer que se produce por inestabilidades propias del plasma (Perkins, 1973). Este cambio puede darse en pocos segundos o en horas, mostrando además variabilidad en su escala espacial, pues puede cubrir algunos metros como decenas de kilómetros.

### 2.3. El sol y la ionósfera

Puede decirse que el sol es la causa motor de cualquier tipo de actividad que ocurra en la ionósfera, amén de que resulta ser el responsable de su formación como se explicó anteriormente. El sol es el cuerpo de mayor masa del sistema solar (representa el 99% de la masa del mismo) y posee un radio de 690000 Km (Kelley, 2009). Compuesto primordialmente por H y He, en su interior se llevan a cabo reacciones nucleares de fusión que además de una enorme cantidad de energía, da como resultado una gran cantidad de materia que es expulsada al espacio exterior. Pueden distinguirse tres estructuras: el núcleo, la fotosfera (superficie), la cromosfera (baja atmósfera) y la corona (alta atmósfera). Se estima que en el interior del sol la temperatura alcanza los  $15 \times 10^{-6}$  K, siendo este el pico, ya que la misma empieza a decrecer hacia el exterior. En la fotosfera por causas complejas muchas veces se generan zonas con temperaturas más bajas que en el resto de la superficie, denominadas *manchas solares*. La aparición de manchas indica una fuerte actividad magnética solar, respetando un ciclo de aproximadamente equivalente a 11 años.

Debido a las grandes cantidades de radiación liberada como consecuencia de la actividad nuclear, la radiación solar se encuentra definida dentro de un amplio rango de frecuencias. Sin embargo el sol no solo emite radiación: por causa de la presión interna a veces expulsa gran cantidad de plasma hacia el espacio exterior con velocidades supersónicas. Este flujo de materia es conocido como viento solar, y puede llegar a alcanzar los confines del sistema solar. Los vientos solares son más frecuentes cuando el sol se encuentra en su pico de actividad. Al llegar a la atmósfera terrestre el viento solar interactúa

con el campo magnético terrestre. Uno de los fenómenos más vistosos es el de las auroras que se presentan en las zonas polares. Por lo general luego de las auroras se generan TIDs de larga escala. Sin embargo el estudio de dicho fenómeno no es tenido en cuenta en la presente tesis.

## 2.4. El campo geomagnético

Pese a que el campo geomagnético al parecer no influye directamente en la formación de las MS TIDs (Hernandez – Pajares, 2012; Fedorenko , 2011) resulta acertado mencionar algunas características y magnitudes claves involucradas en el estudio del mismo. El motivo de ello es que el campo magnético se encuentra involucrado en diversos procesos que interfieren en las dinámicas ionosféricas. Este campo se genera como resultado de las corrientes del núcleo terrestre. En primer orden el campo magnético es similar al de un dipolo magnético, encontrándose el eje del mismo inclinado con respecto al eje de rotación  $11,5^\circ$  (Walt, 1994). En base a esta simetría bipolar pueden definirse las siguientes magnitudes:

- $X, Y, Z$ , valores de campo magnético en un sistema geográfico ortogonal.
- $B$  y  $H$ , *intensidades total y horizontal* del campo magnético respectivamente.
- $D$ , *ángulo de declinación*, es decir el ángulo formado entre el eje bipolar y el eje de rotación.
- $I$ , *ángulo de inclinación*, es decir el ángulo que forma la horizontal con el campo magnético.

Se puede definir además una *latitud geomagnética* en función al eje bipolar. Tal latitud puede expresarse como:

$$\varphi = \arctan \left( \frac{1}{2} \tan I \right) \quad (2.6)$$

Aquellas regiones en las que  $\varphi=90^\circ$  se las conoce como *polos magnéticos*, en tanto que  $\varphi=0^\circ$  representa el *ecuador magnético*.

A pesar de lo expuesto anteriormente, se debe explicar que el campo terrestre presenta considerables desviaciones con respecto al dipolo magnético. Para poder predecir las coordenadas antes mencionadas debe hacerse uso de extensos análisis numéricos con un alto grado de precisión. Dicha tarea es llevada a cabo por la IAGA (Internacional Association of Geomagnetism and Aeronomy, ver Fig. 2.4) cada 5 años, ya que existen factores temporales que modifican la forma del campo terrestre.

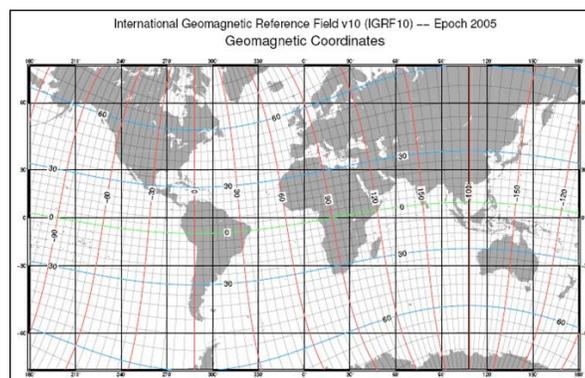


Figura 2.4. Coordenadas magnéticas y geográficas (<http://slideplayer.es/slide/4608615/>). Las forma curvas de las coordenadas geomagnéticas se debe a que los polos magnéticos no coinciden con los polos geográficos.

Debido a los vientos solares, se generan campos magnéticos considerables sobre la superficie terrestre que modifican de forma irregular y abrupta el campo terrestre. Esta situación es conocida como tormenta geomagnética. Esta condición puede durar de unas pocas horas a varios días. Por la geometría del campo bipolar, las tormentas geomagnéticas son más propensas en lo polos. El campo magnético terrestre deflece las partículas de plasma provenientes del sol generando una corriente que a su vez genera un campo magnético secundario. Este campo anula el campo magnético de la tierra fuera de la capa de corriente, y lo refuerza dentro, generando la denominada *magnetosfera*. Debido a interacciones secundarias la magnetosfera presenta una estructura compleja diferenciándose entre la parte correspondiente al día y a la noche terrestre.

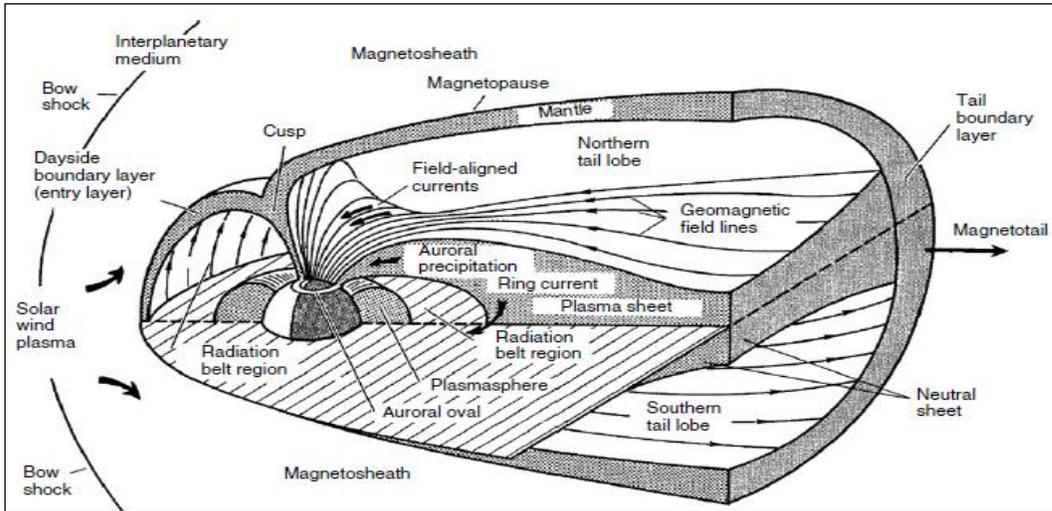


Figura 2.5: Estructura de la magnetosfera terrestre. Pueden observarse las estructuras desarrolladas a partir del impacto de los vientos solares (Kelley, 2009)

## 2.5. El plasma en la ionósfera

Como se ha mencionado anteriormente, la ionósfera se encuentra formada por una mezcla de iones, electrones y neutros. No se consideran a los iones negativos, ya que esta especie se encuentra en proporciones despreciables con respecto a los electrones y a los iones positivos. Tal mezcla puede ser considerada como plasma, es decir como gas de partículas cargadas (Kelley, 2009). Para poder estudiar el plasma ionosférico se han planteado una serie de hipótesis que a su vez conlleva al uso de expresiones matemáticas. Básicamente las propiedades físicas que se consideran en un flujo de plasma, se pueden resaltar las siguientes:

- Conservación de la masa

$$\frac{\partial \rho_j}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho_j V_j) = (P_j - L_j) M_j \quad (2.7)$$

El subíndice  $j$  indica la especie con la que se trabaja (tipo de iones o electrones),  $\rho$  es la densidad,  $V$  la velocidad,  $P$  la velocidad de producción iónica por unidad de volumen,  $L$  la velocidad de pérdida iónica por unidad de volumen y  $M$  la masa

– Ecuación de estado de los gases

$$p_j = \frac{\rho_j k_B T_j}{M_j} \quad (2.8)$$

El subíndice  $j$  indica la especie con la que se trabaja (tipo de iones o electrones),  $p$  es la presión,  $\rho$  es la densidad,  $k_B$  la constante de Boltzmann,  $T$  la temperatura y  $M$  la masa.

– Ecuación de momentos para el plasma

$$\rho_j \frac{dV_j}{dt} = -\nabla p_j + \rho_j \mathbf{g} + n_j q_j (\mathbf{E} + \mathbf{V}_j \times \mathbf{B}) - \sum_{j \neq k} \rho_j v_{jk} (V_j - V_k) \quad (2.9)$$

El subíndice  $j$  indica la especie con la que se trabaja (tipo de iones o electrones),  $\rho$  es la densidad,  $p$  es la presión,  $g$  el vector de campo gravitatorio,  $n$  el número de partículas,  $q$  la carga de la especie,  $E$  y  $B$  los campos eléctrico y magnético que afectan a las especies respectivamente,  $V$  la velocidad y  $v$  la frecuencia de transferencia de momentos en las colisiones entre las partículas. La suma se efectúa sobre el total de especies presentes. Además, puesto que intervienen campos electromagnéticos se hace uso de las ecuaciones de Maxwell:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} \quad (2.10 \text{ a})$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2.10 \text{ b})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = \mathbf{0} \quad (2.10 \text{ c})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{\rho_c}{\epsilon_0} \quad (2.10 \text{ d})$$

Aquí  $\rho_c$  es la densidad de carga,  $J$  la densidad de corriente, y  $\epsilon_0$  y  $\mu_0$  la permitividad y la permeabilidad del vacío respectivamente. También deben incluirse la expresión de la fuerza de Lorenz y la ecuación de la conservación de la carga al listado de ecuaciones necesarias para tratar el plasma:

$$\mathbf{F} = q(\mathbf{V} \times \mathbf{B}) \quad (2.11 \text{ a})$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = -\frac{\partial \rho_c}{\partial t} \quad (2.11 \text{ b})$$

Al hacer uso de las condiciones matemáticas muchas veces se trabajan con expresiones matemáticas acopladas, las cuales son reducidas haciendo uso de hipótesis locales, estableciendo condiciones de contorno y utilizando métodos numéricos complejos. En base a esto pueden formularse modelos que explican las corrientes en la ionósfera, los campos electromagnéticos, los fluidos plasmáticos, las oscilaciones de onda, y otras características del plasma ionosférico.

### 2.5.1. Frecuencias en el Plasma

Debido a la influencia de una onda electromagnética las cargas presentes en la ionósfera son perturbadas generando un movimiento oscilatorio. En consecuencia estas cargas reirradian una onda electromagnética en todas direcciones. La onda electromagnética resultante no tendrá la velocidad de la onda incidente debido a la contribución de las ondas generadas por las cargas. En base a la polarización de la onda incidente puede pensarse en dos situaciones (Koekkoek, 1997):

- Onda polarizada longitudinalmente (dirección de  $\vec{E}$  paralela a la dirección de propagación): En esta situación la onda viajera se cancela a determinada frecuencia denominada *frecuencia característica del plasma* cuya expresión es:

$$\omega = \sqrt{\frac{ne^2}{\epsilon_0 m}} \quad (2.12)$$

donde  $n$  es el número de partículas cargadas por unidad de volumen,  $e$  es la carga del electrón  $\epsilon_0$  la permitividad eléctrica del vacío y  $m$  la masa de la especie. Debido a que la masa iónica es de varios ordenes de magnitud superior a la masa electrónica sus oscilaciones son despreciadas, considerándose únicamente las oscilaciones electrónicas. La frecuencia obtenida a partir de (2.12) es la frecuencia natural de oscilación para un plasma con una densidad electrónica determinada.

- Onda con polarización transversal (dirección de  $\vec{E}$  perpendicular a la dirección de propagación): En este caso debe considerarse el índice de refracción del plasma cuya expresión es:

$$n^2 = 1 - \frac{\omega_p^2}{\omega^2} \quad (2.13)$$

siendo  $n$  el índice de refracción,  $\omega$  la frecuencia de la onda incidente y  $\omega_p$  la frecuencia característica del plasma. El índice de refracción del plasma para una radiación transversalmente polarizada depende de la frecuencia siendo cercana a la unidad para frecuencias mucho más grandes que  $\omega_p$ . Para frecuencias menores el índice de refracción es imaginario, lo que significa que la onda se desvanece.

Pese a que  $\omega_p$  es uno de los parámetros principales del plasma, puede hablarse además de otros dos tipos de frecuencia en el plasma: la frecuencia de colisión  $\nu$  entre las distintas partículas, y la giro frecuencia magnética  $\Omega$ , es decir la frecuencia con la que giran las partículas cargadas a través de las líneas de campo magnético. La frecuencia de colisiones determina la conductividad del plasma a determinadas capas, mientras que la frecuencia giro magnética está asociada a la interacción entre el plasma y el campo magnético. En base a estos parámetros pueden redefinirse regiones atmosféricas (Koekkoek, 1997):

- Neutrosfera: es el lugar donde predominan las colisiones entre gas neutro y electrones y gas neutro e iones. Las giro frecuencias son de ordenes menores. La neutrosfera llega aproximadamente hasta los 85 Km. Se puede entender que  $\nu_{in} > \Omega_i$  y  $\nu_{en} > \Omega_e$ . Los subíndices hacen alusión a iones, gas neutro y electrones.
- Región de dínamo: Esta región coincide con la capa E. Aquí  $\nu_{in} < \Omega_i$  pero  $\nu_{en} > \Omega_e$  es decir que la población de iones dominados por las colisiones coexisten con la de electrones dominados por la acción del campo magnético. Esta característica es propicia para el transporte de corrientes, motivo por el cual esta región recibe su nombre.

- Región magnetosférica: Es la región que se extiende por arriba de los 130 Km de altura hasta los 60000 Km. Debido al decrecimiento exponencial de la densidad las colisiones no son tan frecuentes, por lo que  $v_{in} < \Omega_i$  y  $v_{en} < \Omega_e$ . Durante la noche esta región puede extenderse hasta los 100 radios terrestres en altura.

En general, el plasma ionosférico es considerado “frío”, lo que implica que las colisiones son bajas, pese a su relativa alta densidad.

Puede inferirse a partir de (2.10) que al depender la frecuencia característica de la densidad de cargas y a su vez la densidad de cargas variar con la altura, la frecuencia del plasma variará con esta última. Dependiendo de la frecuencia y de la polarización de la radiación electromagnética, ésta interactuará con la ionósfera de una u otra forma. Si la frecuencia es menor que la frecuencia de plasma, la ionósfera se comportará como un espejo, reflejando la misma. Dicha frecuencia es conocida como frecuencia crítica de la región en cuestión y puede entenderse que es de primordial interés para el radio sondeo. Se puede comprender que realizando un barrido de frecuencias sobre una radiación que impacta en la ionósfera puede conocerse cuál es la densidad electrónica de la ionosfera a una altura determinada sabiendo cual es el tiempo de rebote.

### **2.5.2. Conductividad en el plasma**

La conductividad en el plasma en la ionósfera es un parámetro que se debe tener en cuenta al estudiar las interacciones dinámicas que se dan en esta región. Se consideran a continuación dos casos (Kelley, 2012):

- Conductividad en ausencia de campo magnético: En tal caso, el campo eléctrico será el que acelere las partículas cargadas. Si se considera un medio en el cual las colisiones se dan con una frecuencia  $\nu$  se obtiene la ley de ohm en la siguiente forma:

$$j = \underbrace{ne^2 \left( \frac{1}{m_i v_i} + \frac{1}{m_e v_e} \right)}_{\sigma_0} E \quad (2.14)$$

Aquí  $j$  es la densidad de corriente,  $n$  la densidad electrónica  $m$  representa la masa de las especies,  $E$  el campo eléctrico y  $\sigma_0$  es la conductividad específica. Los subíndices  $i$  y  $e$  hacen alusión a iones y electrones respectivamente. En la deducción de la expresión anterior se trabaja con el supuesto de que la velocidad térmica es de un orden superior a la velocidad que imprime el campo eléctrico en las partículas.

- En presencia de campo magnético se trabaja con la componente paralela al campo  $E_{\parallel}$  y con la perpendicular  $E_{\perp}$ . Puesto que el campo magnético y la componente paralela al mismo no generan ninguna fuerza, la conductividad en tal caso será la de la expresión (2.14)

$$j_{\parallel} = \sigma_0 E_{\parallel} \quad (2.15)$$

Por este motivo  $\sigma_0$  es denominada a veces como *conductividad paralela*.

En el caso de que se considere la interacción entre campo magnético y componente perpendicular de campo eléctrico en un medio de altas colisiones se llega a las siguientes expresiones; la conductividad para una corriente que se mueve de forma paralela a la componente  $E_{\perp}$

$$j_x = \underbrace{ne^2 \left( \frac{v_i}{m_i(v_i^2 + \omega_i^2)} + \frac{v_e}{m_e(v_e^2 + \omega_e^2)} \right)}_{\sigma_P} E_{\perp} \quad (2.16)$$

Donde  $j_x$  es la densidad de corriente paralela a  $E_{\perp}$ ,  $n$  la densidad electrónica,  $m$  representa la masa de las especies,  $\omega$  es la giro frecuencia y  $\sigma_P$  es la *conductividad de Pedersen*.

Si se evalúa la conductividad de la corriente perpendicular al campo magnético y a  $E_{\perp}$ , el resultado es:

$$j_y = \underbrace{ne^2 \left( \frac{|\omega_e|}{m_e(v_e^2 + \omega_e^2)} - \frac{\omega_i}{m_i(v_i^2 + \omega_i^2)} \right)}_{\sigma_H} E_{\perp} \quad (2.17)$$

Donde  $j_y$  es la densidad de corriente paralela a  $E_{\perp}$ ,  $n$  la densidad electrónica,  $m$  representa la masa de las especies,  $\omega$  es la giro frecuencia y  $\sigma_H$  es la *conductividad de Hall*.

Las expresiones anteriores están basadas bajo dos supuestos adicionales, a saber, que los campos B y E, así como las densidades iónicas y electrónicas son localmente homogéneas y que la probabilidad temporal entre colisiones tiene una distribución exponencial decreciente. En la figura 2.6 se observa como varían las conductividades con la altitud. Además puede verse la variación de la conductividad de Pedersen nocturna.

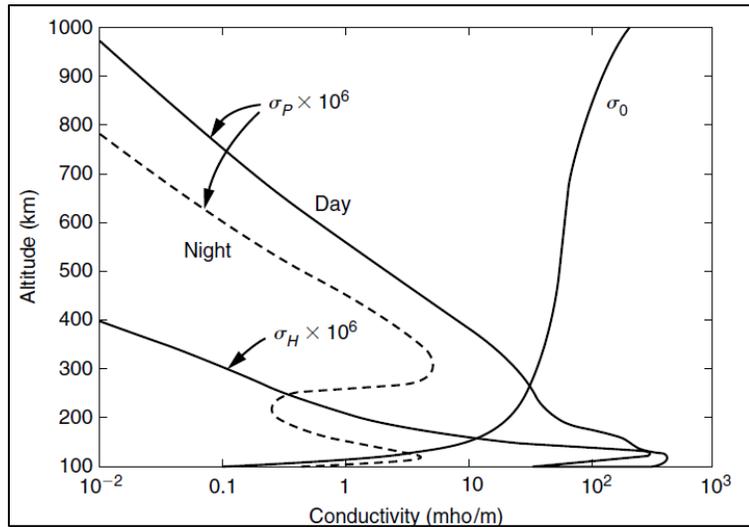


Figura 2.6: Variación de las conductividades específicas, de Pedersen y de Hall con la altura. Para las alturas cercanas a los 300 km la conductividad de Hall resulta despreciable en comparación a las otras (Kelley, 2012)

### 2.5.3. Mecanismos de transporte en el plasma ionosférico

Es evidente que las partículas cargadas que conforman la ionosfera se ven afectadas por el campo magnético terrestre. El entorno de una partícula, a su vez se encuentra constituido por otras partículas que generan un campo eléctrico total. Para los fines, se supondrá que este campo resulta constante (Prolss, 1994). El análisis del movimiento de las partículas se logra a través de la segunda ley de Newton:

$$F_{\perp} = m \frac{dv_{\perp}}{dt} = q(\mathbf{v} \times \mathbf{B} + \mathbf{E}) \quad (2.18)$$

$$F_{\parallel} = m \frac{dv_{\parallel}}{dt} = qE_{\parallel} \quad (2.19)$$

Puede deducirse a partir de (2.7) que las partículas afectadas por el campo geomagnético y por algún campo eléctrico se mueven con una velocidad perpendicular a  $\mathbf{B}$  y  $\mathbf{E}$ , cuyo módulo es:

$$\mathbf{v} = \frac{\mathbf{E} \times \mathbf{B}}{\|\mathbf{B}\|^2} \quad (2.20)$$

En conjunto, si varias partículas se encuentran afectadas localmente por el mismo  $\mathbf{B}$  y  $\mathbf{E}$ , el resultado será un flujo cuya velocidad quedará determinada por (2.14).

La conductividad de la ionósfera varía con la altura encontrando su máximo a 100 Km de distancia aproximadamente. Este pico de conductividad es conocido como *capa dinamo central*. Su existencia se debe a que la frecuencia de colisiones es mayor a la frecuencia angular del movimiento de las partículas cargadas afectadas por el campo. El movimiento de esta capa conductora se da por múltiples factores tales como vientos atmosféricos y la atracción gravitatoria de la luna. Al moverse esta capa cargada a través del campo magnético genera un campo eléctrico induciéndose en la ionósfera corrientes eléctricas. Dichas corrientes se establecen acorde a un patrón, que se mantiene fijo si se considera un sistema de referencia exterior a la tierra. Tales corrientes se denominan *electro chorros*. Al interactuar las corrientes con el campo magnético se genera un flujo perpendicular a  $\mathbf{B}$  y  $\mathbf{E}$  llamado *flujo  $\mathbf{E} \times \mathbf{B}$*  o flujo electromagnético. El flujo electromagnético resulta ser uno de los principales mecanismos de transporte de plasma en la ionósfera.

El transporte de plasma también se realiza mediante difusión. El mecanismo se da de la siguiente manera: debido a que las líneas del campo geomagnético atraviesan la ionósfera, las partículas restringen sus trayectorias a dichas líneas. A lo largo de las mismas experimentan dos fuerzas opuestas: el gradiente de presión y la fuerza gravitatoria. Otro factor que interviene en el movimiento de plasma es el viento termosférico. El mismo se produce por la diferencia de temperatura atmosférica entre la zona nocturna y diurna del planeta. El viento sigue un sentido desde el lado diurno hacia el nocturno. Este viento no puede mover las partículas en las líneas de campo magnético, pero les imprime un movimiento de manera que se deslizan a través de ellas. Debido a la geometría de las líneas

de campo, si el viento se dirige hacia el ecuador el plasma tiende a acumularse en la parte alta de la ionósfera, mientras que si lo hace hacia los polos el plasma tiende a acumularse en bajas alturas.

### **3. Las ondas atmosféricas de gravedad (AGW) y las perturbaciones ionosféricas viajeras (TIDs)**

#### **3.1. Perspectiva histórica**

Cerca de 1920 los ingenieros en telecomunicaciones empezaron a tener inconvenientes a causa de un ruido presente en las señales reflejadas por la ionósfera, lo que daba a entender que la misma no era un medio homogéneo (Waldock, 1981). Las irregularidades ionosféricas causaban un desenfoque gradual de las señales de radio. El comportamiento de dichas irregularidades fue analizado midiendo el contenido electrónico total o TEC por sus siglas en inglés (Total Electron Content). El TEC resulta ser una magnitud de fundamental importancia para el estudio de la ionósfera definiéndose como la cantidad de electrones que existe en una columna de  $1 \text{ m}^2$  de sección transversal en la ionósfera a través del camino receptor – satélite. Luego de varias mediciones se llegó a la conclusión de que las irregularidades detectadas eran de carácter cuasi senoidal. Numerosos investigadores estudiaron estas variaciones denominándolas TIDs (Travelling Ionospheric Disturbance), siendo Munro uno de los pioneros, realizando mediciones durante 9 años (1948 – 1957) detectando cerca de 14000 TIDs. En los años 60 se establece una clasificación de las TIDs dependiendo de si eran originadas o no por auroras polares, tratando de establecer una posible relación con la actividad geomagnética. De esta clasificación surgieron las MS TIDs como aquellas perturbaciones que no eran producidas por actividad geomagnética. En un clásico trabajo publicado por Hines en 1960 se propuso las AGW (Acoustic Gravity Waves) como posible mecanismo de generación de las MS TIDs explicando que la ionósfera exhibía un rastro por el paso de las AGW que era generado por el movimiento acoplado entre el gas neutro y las partículas de la ionósfera. Muchos investigadores encuentran esta propuesta satisfactoria. En los años 90 se han realizado varias simulaciones numéricas de MS TIDs inducidas por AGWs.

Si bien se ha logrado una sistematicidad concreta en el estudio de las MS TIDs, aún no se cuenta con una teoría que pueda englobar todos los aspectos de las mismas. Por ejemplo,

en la actualidad hay dudas teóricas con respecto al origen de las TIDs, ya que en ocasiones no se detectó correlación alguna con las AGWs (Fedorenko, 2011). Otro inconveniente que se suma a dicho objetivo es la diferencia en magnitudes que se obtienen entre un método de medición y otro. Así, por ejemplo, al medir velocidades mediante dispersión por radar incoherente las velocidades obtenidas oscilan entre los 50 y 150 m/s, mientras que por análisis de TEC se obtienen valores cercanos a 300 m/s (Hernandez – Pajares, 2006, Hickey, 2011). Actualmente se siguen perfeccionando herramientas de medición, de procesamiento de datos y reformulando hipótesis y modelos a fin de sortear estos obstáculos y lograr formular una explicación satisfactoria de este fenómeno.

### **3.2. Las ondas atmosféricas de gravedad (AGW)**

Por diversas causas en la atmósfera se generan fluctuaciones que mantienen una estructura oscilante de las partículas de gases neutros, de plasma o una combinación de ambas. Las oscilaciones de gas neutro se denominan ondas atmosféricas de gravedad o AGW por su nombre en inglés (Atmospheric Gravity Waves), y en términos generales puede decirse que son generadas por factores que producen un incremento local en la densidad de la atmósfera. Estas ondas reciben tal denominación por el hecho de que es la interacción gravitatoria de la Tierra la que mayormente influye en ellas. Las mismas pueden ser generadas en la mesosfera y estratósfera y dirigirse hacia las zonas altas de la termósfera, o generarse por diversas causas directamente en la termósfera. Además, la fuerza de Coriolis y los vientos neutros, afectan su comportamiento.

Otro factor de fundamental importancia es la temperatura; esta variable determinará si una AGW será conducida o reflejada por las distintas estratificaciones atmosféricas.

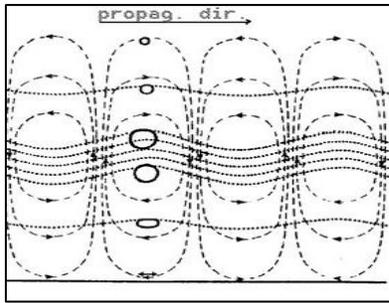


Figura 3.1: Esquema de la propagación de una onda de gravedad a través de tres capas de la atmósfera, suponiendo una estratificación homogénea. Las líneas de punto son isotermas, mientras que la línea de trazos representa las líneas de corriente de los vientos. ([https://earth.esa.int/documents/10174/2008152/Figure\\_1\\_Gravity\\_Waves.jpg](https://earth.esa.int/documents/10174/2008152/Figure_1_Gravity_Waves.jpg))

Un ejemplo análogo a la onda de gravedad es la ola oceánica ya que la misma es producida por acción de la gravedad y de las fuerzas restitutivas internas del fluido. El fenómeno es el similar en la atmósfera con la diferencia de que la misma resulta ser un medio estratificado. Dentro de las distintas ondas gravitatorias, las que conciernen al presente estudio son las que cumplen con las siguientes características:

- la componente vertical de fase y de velocidad de grupo se encuentran en sentidos opuestos
- son dispersivas
- la velocidad de fase se incrementa con el periodo
- su frente de onda se dirige hacia la superficie terrestre lo que genera una eficiente propagación de energía hacia las altas atmósferas, tal como se indica en la siguiente figura:

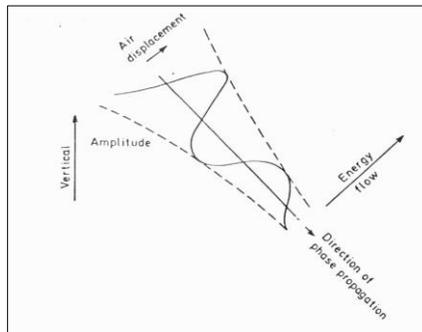


Figura 3.2: Esquema de onda atmosférica de gravedad (Waldock, 1993). Pese a que la progresión de fase está orientada hacia abajo, la energía se propaga hacia arriba.

Para poder analizar los mecanismos de las AGW se suele utilizar un modelo de atmósfera estratificada, no rotativa, isotérmica, neutra y no disipativa (Hines, 1960). Además la escala de manifestación debe ser tal que la curvatura de la Tierra resulte irrelevante. Bajo estos supuestos puede concluirse una de las propiedades más interesantes de las AGWs a saber, que su amplitud se incrementa con la altura de forma exponencial (Hines, 1960). Esta peculiaridad se desarrollará formalmente en el próximo apartado. Esto puede entenderse como un mecanismo de conservación de la energía. La densidad atmosférica disminuye con la altura siguiendo la expresión  $e^{-\frac{z}{H}}$ , mientras que la amplitud se incrementa en función de  $e^{\frac{z}{2H}}$  siendo  $H = \frac{kT}{mg}$  la altura de escala definida en (2.1). En el balance la energía de la onda se conserva ya que si bien aumenta la amplitud disminuye el número de partículas que transportan la energía.

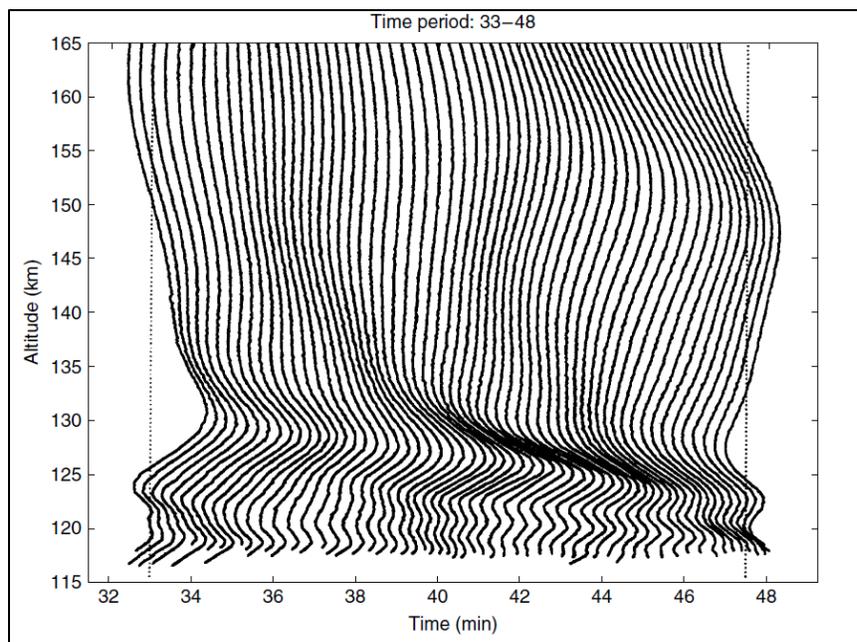


Figura 3.3: Contenido electrónico total en función de altura para diferentes tiempos. En este diagrama puede verse como la fase se propaga hacia abajo mientras la amplitud se incrementa a medida que asciende (Kelley, 2012)

### 3.2.1. Desarrollo teórico sobre las AGWs

En la atmósfera pueden darse circuitos de puntos entre presiones bajas y altas. Los vientos se desplazan de zonas de baja presión a las de alta presión. Para un observador de la tierra esto se le manifiesta como un patrón de puntos de altas y bajas presiones debido al movimiento atmosférico. Si la distancia entre zonas de baja y alta presión es pequeña, se deben incluir efectos rotacionales. Si por el contrario estas zonas son muy grandes las variaciones meridionales se vuelven importantes, generando las llamadas ondas Rossby. Estas ondas fueron modeladas por Rossby en 1939, suponiendo que la atmósfera no presenta divergencias de velocidad, es incompresible, con viscosidad nula e isotérmica. La generalización de las ondas de Rossby para coordenadas polares se denomina ondas planetarias. Estas ondas son transversales por lo que cumplen la relación  $\mathbf{K} \cdot \mathbf{U}_1 = 0$ , donde  $\mathbf{K}$  es el vector número de onda y  $\mathbf{U}$  la velocidad de movimiento de la onda. Se considera el movimiento vertical de estas ondas despreciables, por lo que pueden analizarse en dos dimensiones. Las ondas Rossby pueden dividirse en dos tipos: Libres y focalizadas. Las libres son formadas por depresiones aleatorias del equilibrio geostrófico (equilibrio entre fuerzas de Coriolis y gradiente de presión) tales como alteraciones baroclínicas (las superficies de igual presión no son paralelas a las de igual densidad), barotrópicas (superficies de igual presión y densidad paralelas) o térmicas mientras que las focalizadas son producidas por montañas u otras formaciones orográficas. Las ondas de Rossby libres pueden producirse por flujos que se dirigen tanto hacia el este como al oeste, mientras que las focalizadas se producen por vientos que soplan hacia el este.

A partir de estas ondas pueden analizarse ondas de menor periodo y longitud de onda en las cuales no se consideran la influencia de la fuerza de Coriolis. Para ello se definen ciertas variables: la velocidad  $\mathbf{U} = \left( \frac{\partial A_x}{\partial t}, \frac{\partial A_y}{\partial t}, \frac{\partial A_z}{\partial t} \right)$  en coordenadas cartesianas, la densidad  $\rho$ , y la presión  $p$ . Cada una de estas variables puede desarrollarse hasta un primer orden, es decir:

$$\mathbf{U} = \mathbf{U}_0 + \mathbf{U}_1 \quad (3.1 \text{ a})$$

$$\rho = \rho_0 + \rho_1 \quad (3.1 \text{ b})$$

$$p = p_0 + p_1 \quad (3.1 \text{ c})$$

Se supone además que dichas variables tienen un comportamiento oscilatorio que responden a la siguiente forma:

$$\frac{\rho_1}{\rho_0 P} = \frac{p_1}{p_0 R} = \frac{U_{1i}}{U_{0i} X} = A. \exp[i(\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{x})] \quad (3.2)$$

Es decir, tienen un comportamiento oscilatorio. Los términos P, R y X son términos denominados de polarización y se los comprende como cantidades complejas que relacionan los desfases entre las distintas magnitudes. A continuación se puede considerar la ecuación de movimiento:

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} \quad (3.3)$$

Donde  $\mathbf{U}$  es la velocidad  $\left(\frac{\partial A_x}{\partial t}, \frac{\partial A_y}{\partial t}, \frac{\partial A_z}{\partial t}\right)$  en coordenadas cartesianas,  $\rho$  es la densidad,  $\mathbf{g}$  la constante gravitatoria y  $p$  la presión

Aquí D/Dt es la derivada de Stoke cuya forma vectorial es

$$\frac{D\mathbf{A}}{Dt} = \frac{\partial \mathbf{A}}{\partial t} + \frac{1}{2} \{ \nabla(\mathbf{U} \cdot \mathbf{A}) + (\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{A} + (\nabla \times \mathbf{A}) \times \mathbf{U} - \nabla \times (\mathbf{U} \times \mathbf{U}) + \mathbf{U}(\nabla \cdot \mathbf{A}) - \mathbf{A}(\nabla \cdot \mathbf{U}) \} \quad (3.4)$$

De modo que

$$\frac{D\mathbf{U}}{Dt} = \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \frac{1}{2} \nabla U^2 + (\nabla \times \mathbf{U}) \times \mathbf{U} \quad (3.5)$$

En coordenadas cartesianas la razón de cambio temporal toma la forma simple

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla \quad (3.6)$$

Lo que finalmente queda

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla(\mathbf{U}) = -\frac{1}{\rho} \nabla p + \mathbf{g} \quad (3.7)$$

Si bien no es correcto expresar un resultado vectorial en coordenadas cartesianas es una forma conveniente de expresar la relación.

Además se utilizan las siguientes ecuaciones

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla p = c^2 \left( \frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{U} \cdot \nabla \rho \right) \quad (3.8 \text{ a})$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \mathbf{U}) = 0 \quad (3.8 \text{ b})$$

Que son las ecuaciones adiabáticas y de conservación de masa respectivamente; donde  $c$  es la constante de la velocidad del sonido. Las soluciones de estas ecuaciones dan como resultado las velocidades de dos tipos de onda, las ondas acústicas y las atmosféricas. Ambas poseen movimientos en tres direcciones. Puede suponerse que la atmosfera se localiza en un plano, siendo  $z$  la dirección perpendicular a la misma. Se puede hacer coincidir el movimiento de la onda sobre este plano con una dirección privilegiada  $x$ . Para el orden cero estas ecuaciones pueden escribirse como sigue:

$$\frac{D\mathbf{U}_{0x}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial x} \quad (3.9 \text{ a})$$

$$\frac{D\mathbf{U}_{0z}}{Dt} = -\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial z} + \mathbf{g} \quad (3.9 \text{ b})$$

Donde se asume además que  $\mathbf{U}=0$ , lo que implica según (3.8)

$$\frac{\partial p_0}{\partial t} = c^2 \frac{\partial \rho_0}{\partial t} \quad (3.9 \text{ c})$$

Se supone además una atmósfera isotérmica, sin vientos

$$\frac{\partial T}{\partial x} = \frac{\partial T}{\partial z} = 0 \quad (3.9 \text{ d})$$

Se cuenta con las siguientes ecuaciones

$$\rho_0 \frac{\partial U_{1x}}{\partial t} = -\frac{\partial p_1}{\partial x} \quad (3.10 \text{ a})$$

$$\rho_0 \frac{\partial U_{1z}}{\partial t} = -\frac{\partial p_1}{\partial z} - \mathbf{g} \rho_1 \quad (3.10 \text{ b})$$

$$\frac{\partial p_1}{\partial t} + U_{1z} \frac{\partial p_0}{\partial t} = c^2 \left( \frac{\partial \rho_1}{\partial t} + U_{1z} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} \right) \quad (3.10 \text{ c})$$

$$\frac{\partial \rho_1}{\partial t} + U_{1z} \frac{\partial \rho_0}{\partial z} + \rho_0 \left( \frac{\partial U_{1x}}{\partial x} + \frac{\partial U_{1z}}{\partial z} \right) \quad (3.10 \text{ d})$$

A partir de este conjunto de ecuaciones puede obtenerse un sistema de 4 ecuaciones con 4 incógnitas,  $\rho_1/\rho_0$ ,  $p_1/p_0$ ,  $U_{1x}$  y  $U_{1z}$  el cual puede ser expresado en forma matricial del siguiente modo:

$$\begin{pmatrix} i\omega & 0 & 0 & -iK_x gH \\ 0 & i\omega & g & iK_z gH - g \\ -iK_x & -\left(\frac{1}{H} + iK_z\right) & i\omega & 0 \\ 0 & \frac{\gamma-1}{H} & -i\gamma\omega & i\omega \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U_{1x} \\ U_{1z} \\ \frac{\rho_1}{\rho_0} \\ \frac{p_1}{p_0} \end{pmatrix} = 0 \quad (3.11 \text{ a})$$

Puesto que el determinante debe ser distinto de cero se obtiene la siguiente relación:

$$\omega^4 - \omega^2 c^2 (K_x^2 + K_z^2) + (\gamma - 1)g^2 K_x^2 + i\omega^2 \gamma g K_z = 0 \quad (3.11 \text{ b})$$

Surgen de aquí dos soluciones que representan el movimiento de las ondas acústicas y de las ondas de gravedad. Se puede reescribir la relación de dispersión asumiendo que no existe atenuación en la dirección x, es decir que  $K_x$  es real, separando las partes real e imaginaria, siendo la primera:

$$\omega^4 - \omega^2 c^2 (k_x^2 + k_z^2 - [\text{Im}(K_z)]^2) + (\gamma - 1)g^2 k_x^2 - \omega^2 \gamma g \text{Im}(K_z) = 0 \quad (3.12 \text{ a})$$

Y la imaginaria:

$$\omega^2 \gamma g \text{Re}(K_z) - 2\omega^2 c^2 \text{Re}(K_z) \text{Im}(K_z) = 0 \quad (3.12 \text{ b})$$

La última ecuación muestra que, al quedar excluida la solución trivial  $\omega=0$ , entonces pueden suceder dos cosas:

$$\text{Re}(K_z)=0 \quad (3.13 \text{ a})$$

o lo que es análogo, que la frecuencia en la dirección vertical es imaginaria pura con lo que se comprende que la amplitud aumenta o decrece exponencialmente con la altura pero no la fase, o bien

$$\text{Im}(K_z) = \frac{\gamma g}{2c^2} = \frac{1}{2H} \quad (3.13 \text{ b})$$

Donde se definió anteriormente  $H=kT/mg$  como altura de escala.

En el primer caso, al trabajar con un vector de onda imaginario puro se obtienen características propias de las ondas superficiales y de las evanescentes. Las ondas superficiales son aquellas cuya energía se encuentra concentrada en la frontera o expresada mediante la discontinuidad de algún parámetro, mientras que las ondas evanescentes son aquellas que pueden propagarse independientemente de frontera alguna, entre el cuerpo de un fluido. Tanto el primer como el segundo tipo de ondas se denomina ondas externas. Estas ondas contrastan con otro tipo de ondas cuya fase varía con la altura, las cuales se denominan ondas internas, cuyo vector de onda puede expresarse por la condición (3.13 b). Son las ondas internas las que tienen relevancia para el presente trabajo. Al trabajar con (3.11 b) pueden obtenerse cuatro valores de  $\omega$ . En tal relación pueden observarse tres variables, por lo que pueden obtenerse tres diagramas distintos:

- $\omega$  vs  $k_x$ , con  $k_z$  constante
- $\omega$  vs  $k_z$ , con  $k_x$  constante
- $k_z$  vs  $k_x$ , con  $\omega$  constante

Al analizar el diagrama  $\omega$  vs  $k_x$  puede verse que existen dos tipos de ondas internas, el primero consiste en ondas cuya frecuencia es mayor a  $\omega_a$  siendo esta igual a:

$$\omega_a = \frac{\gamma g}{2c} \quad (3.14)$$

Dicha frecuencia se denomina frecuencia acústica de corte. Estas son las ondas acústicas, y al igual que las ondas externas no presenta relevancia para el presente trabajo. El otro tipo de ondas consiste en aquellas cuyas frecuencias son menores a la frecuencia denominada frecuencia de Brunt Vaisala:

$$\omega_{BV}^2 = \frac{(\gamma-1)g^2}{c^2} \quad (3.15)$$

Esta frecuencia representa la frecuencia natural de un medio neutro, isotérmico y estratificado. Puede pensarse a  $\omega_{BV}$  como la frecuencia característica del plasma  $\omega_P$ . De las cuatro soluciones de la ecuación (3.11 b) dos corresponden a cada tipo de onda: las dos de cada tipo son equivalentes, pero dependiendo el caso sus fases pueden propagarse en

distintas direcciones. En la atmósfera real  $\gamma < 2$  por lo que la frecuencia acústica de corte resulta ser mucho mayor que la de Brunt Vaisala (bajo los 200 km los gases  $N_2$  y  $O_2$  son predominantes  $\gamma = 1,4$ . Cerca de los 400 km predominan los gases monoatómicos por lo que  $\gamma = 1,67$ ).

Puede reescribirse la ecuación (3.13 b) para ondas internas como sigue:

$$k_z^2 = k_x^2 \left( \frac{\omega_{BV}^2}{\omega^2} - 1 \right) + \frac{(\omega^2 - \omega_a^2)}{c^2} \quad (3.16 a)$$

O

$$k_x^2 = \frac{\omega^2}{c^2} \left[ \frac{\omega^2 - \omega_a^2 - c^2 k_z^2}{\omega^2 - \omega_{BV}^2} \right] \quad (3.16 b)$$

La  $k$  representa la parte real de los números de onda. Se pueden reacomodar estas ecuaciones del siguiente modo:

$$\frac{k_x^2}{l^2} + \frac{k_z^2}{m^2} = 1 \quad (3.17)$$

Donde  $l^2 = \left( \frac{\omega^2 - \omega_a^2}{\omega^2 - \omega_{BV}^2} \right) \frac{\omega^2}{c^2}$  y  $m^2 = \frac{\omega^2 - \omega_a^2}{c^2}$ .

Para ondas acústicas  $l^2 > 0$  y  $m^2 > 0$  donde los puntos de periodo constante son elipses, si se considera un gráfico de  $k_z$  vs  $k_x$ , con  $\omega$  constante. Para las ondas de gravedad  $l^2 > 0$  pero  $m^2 < 0$  siendo la gráfica en este caso una hipérbola. Las ondas con  $m^2 < 0$  son ondas evanescentes .

Para estimar cualitativamente las AGW en la atmósfera se debe considerar los parámetros atmosféricos relevantes al momento de determinar  $\omega_{BV}$ . Si se tienen en cuenta los parámetros tales como la velocidad del sonido en un medio estratificado, la constante adiabática de los gases atmosféricos, se puede determinar que el periodo relacionado con  $\omega_{BV}$  no es mayor a 12 minutos. Cualquier onda superior a este periodo (o en su defecto con  $\omega < \omega_{BV}$ ) será considerada interna. Estas ondas se dan predominantemente a 300 km de altitud, en el tope de la región E y parte de la F.

### 3.2.2. Aproximación de Boussinesq

Para frecuencias menores a las de Brunt – Vaisala y longitudes de onda verticales menores a la escala de altura, es decir  $\omega < \omega_{BV}$  y  $\lambda_z < H$  la tercera fila del producto matricial expresado por (3.11 a) queda

$$K_x U_{1x} + K_z U_{1z} = 0 \quad (3.18)$$

Esta expresión es equivalente a la condición de flujo incompresible  $\nabla \cdot \mathbf{U} = 0$  para bajas frecuencias. Esta es la llamada aproximación de Boussinesq, la cual mantiene la condición de incompresibilidad para bajas frecuencias, pero permite la compresibilidad en las ecuaciones en las que las variables aparecen en orden cero. Una forma análoga de escribir la aproximación es:

$$\left| \frac{U_{1x}}{U_{1z}} \right| = \left| \frac{\lambda_x}{\lambda_z} \right| \quad (3.19)$$

Generalmente,  $\lambda_x \gg \lambda_z$  para los casos de interés por ende  $U_{1x} \gg U_{1z}$ . No se entrará en detalles, pero por sustituciones puede llegarse a una relación de dispersión expresada de la siguiente forma:

$$\omega = \pm \omega_{BV} \cos \phi \quad (3.20)$$

siendo  $\phi$  el ángulo entre la dirección de propagación y la normal. A partir de esta relación puede deducirse que la frecuencia no depende del número de onda ni de la longitud de onda, solo depende del ángulo de propagación. Puede notarse también que la frecuencia de una onda nunca supera a la frecuencia de Brunt Vaisala.

### 3.2.3. Velocidad de fase y de grupo

Se entiende como velocidad de fase a la velocidad con la que se propaga la fase de una onda. Puede decirse que es la velocidad con la que se mueve un pico. La expresión correspondiente es:

$$v_f = \frac{\omega}{k} \quad (3.21)$$

La velocidad de grupo, en cambio es la velocidad con la que viaja la envolvente o amplitud de una onda. Representa el flujo de energía transportado. Se define en función de la relación de dispersión  $\omega(k)$  de la siguiente manera:

$$v_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} \quad (3.22)$$

En las ondas de gravedad las velocidades de fase y de grupo verticales tienen direcciones opuestas, mientras que las velocidades horizontales tienen el mismo sentido. Para obtener una expresión cuantitativa de las velocidades de fase y de grupo se considera que la atmósfera tiene un movimiento lento debido a la presencia del viento neutro. En tal caso se define la frecuencia Doppler  $\Omega$ , esto es la frecuencia de una onda que se está moviendo por causa de un viento neutro con velocidad constante  $U_{0x}$ :

$$\Omega = \omega - k_x U_{0x} \quad (3.23)$$

Se redefine también la frecuencia de Brunt Vaisala

$$\omega_V = \sqrt{\omega_{BV}^2 + \frac{g}{T} \frac{\partial T}{\partial z}} \quad (3.24)$$

Las expresiones para velocidad de fase y de grupo horizontales son, respectivamente

$$v_f = c \left( \frac{\Omega^2 - \omega_V^2}{\Omega^2 - \omega_a^2 - c^2 k_z^2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3.25)$$

$$v_g = \frac{c^2 v_f (\Omega^2 - \omega_V^2)}{\Omega^2 v_f^2 - \omega_V^2 c^2} \quad (3.26)$$

Pueden obtenerse ecuaciones análogas para la propagación vertical, sin embargo para las ondas internas esto resulta irrelevante. De las expresiones anteriores puede deducirse que las velocidades nunca exceden la velocidad del sonido.

### 3.2.4. Mecanismos de excitación de las AGW

Entre las posibles causas que generan una AGW en la baja atmósfera pueden mencionarse las perturbaciones de chorros de aire neutro debido a la presencia de montañas, volcanes, y otros relieves orográficos; descargas eléctricas, erupciones volcánicas, terremotos, y demás factores que perturben la atmósfera neutra. En la atmósfera alta pueden generarse por variaciones energéticas en las partículas, por causa de las fuerzas de Lorenz, por rompimiento de mareas atmosféricas, movimiento del terminador solar, eclipses, y otros. Sin embargo no existe un mecanismo que asegure la generación de una AGW y que posteriormente ésta alcance la zona alta de la alta atmósfera, debido a que en la misma se encuentran modos que producen su desvanecimiento, que se activan apenas se genera. A continuación se menciona detalladamente cuales son las principales fuentes que generan en la mayoría de los casos una AGW:

- Vientos que pasan por irregularidades en la superficie terrestre: Los vientos que pasan por montañas o relieves generan AGW. En la mayoría de los casos estas no poseen velocidades de fases horizontales.
- Cizalladura vertical de vientos horizontales: La cizalladura de los vientos se entiende como el cambio en la dirección de velocidades en distancias relativamente cortas. Es evidente que las cizalladuras contienen energía cinética que bajo ciertas condiciones se transforma en ondas o remolinos. Estas cizalladuras se encuentran presentes en los chorros de corriente de vientos, las cuales se producen en la atmósfera media durante el verano y el invierno, siendo su ocurrencia un tanto espontánea. Bajo esta situación una pequeña perturbación puede generar la formación de AGW.
- El terminador solar (la línea que separa el día y la noche) ha sido propuesto como posible causa de las AGW (Hernández y Pajares, 2006). Esto puede entenderse como consecuencia de los abruptos cambios de temperatura, densidad, y densidad electrónica para una altura dada. Puesto que en la zona del terminador solar no existe un equilibrio fotoquímico, se generan turbulencias que a su vez se desplazan por el movimiento del terminador, generando irregularidades y turbulencias.

### 3.2.5. Mecanismos de disipación de las AGW

Pese a que se tienen varias hipótesis acerca de los procesos que generan las AGW, constatar la relación entre estos y la ocurrencia de una AGW muchas veces resulta complicado. Esto debido principalmente a que existen mecanismos de disipación que no permiten la propagación de las AGW hacia zonas en donde pueden ser detectadas con facilidad. Básicamente los procesos de disipación ocurren por la interacción de una AGW con los vientos neutros mediante los siguientes procesos:

- Reflexión interna: ocurre cuando la componente vertical de fase y la velocidad de grupo desaparecen. Esto se da si la frecuencia de la AGW es similar a la frecuencia de Brunt – Väisälä siempre y cuando no exista viento neutro presente.
- Nivel de absorción crítica: Se da cuando la componente horizontal de la velocidad de fase de la AGW tiene el mismo sentido y magnitud que la componente horizontal del viento atmosférico. La energía es disipada en el viento, ocurriendo un proceso de transferencia de energía y momento.
- Disipación por ruptura de onda: Como se expuso anteriormente la amplitud de las AGW se incrementan con la altura. En ciertas condiciones la amplitud se vuelve tan grande que la onda colapsa. Esto genera transferencia de momento y energía de forma abrupta lo que se manifiesta como turbulencias.
- Arrastre iónico: Los iones se encuentran limitados en su movimiento por causa del campo magnético terrestre, por lo que al experimentar colisiones con el gas neutro, retardan a las partículas en su movimiento. Como consecuencia las AGW empiezan a perder energía, maximizándose este mecanismo si el movimiento de la AGW no tiene componentes paralelas a las trayectorias iónicas.
- La viscosidad produce un amortiguamiento propio de los medios continuos, disipando la energía de las AGW. Sabiendo que la viscosidad depende fuertemente del término  $k_z^2 \left( \frac{\nu}{\rho_0} \right)$  pueden inferirse dos cosas a saber, que las ondas con componentes verticales de propagación pequeñas son más

difíciles de ser atenuadas por viscosidad y que a medida que la densidad disminuye la viscosidad aumenta, lo que explica el hecho de que aumente con la altura.

La complicación adicional es que para estudiar fehacientemente estos mecanismos es necesario tener en cuenta los vientos presentes en la estratósfera, mesosfera y baja termósfera (Koekkoek, 1997). Por tal motivo se realizan promedios zonales de vientos. Los parámetros cuantitativos de estos vientos zonales son los que se toman en cuenta al momento de aplicar métodos numéricos.

Tomando en cuenta estas consideraciones, se ha estimado (Kelley, 1997) que la máxima altura de ocurrencia de las AGW es a los 120 km, es decir en el límite entre la capa E y la F.

### **3.2.6. Propagación de las AGWs a la ionósfera**

Según lo explicado en la sección 2.4.2 la ionósfera puede entenderse, considerando las colisiones y girofrecuencia de las especies presentes, dividida de la siguiente forma:

- Neutrosfera ( $\nu_{in} > \Omega_i$  y  $\nu_{en} > \Omega_e$ )
- Región de dínamo ( $\nu_{in} < \Omega_i$  y  $\nu_{en} > \Omega_e$ )
- Región magnetosférica ( $\nu_{in} < \Omega_i$  y  $\nu_{en} < \Omega_e$ )

Los subíndices  $n$ ,  $i$  y  $e$  hacen alusión a las partículas neutras, iones y electrones respectivamente,  $\nu$  es la frecuencia de colisión y  $\Omega$  la frecuencia giromagnética.

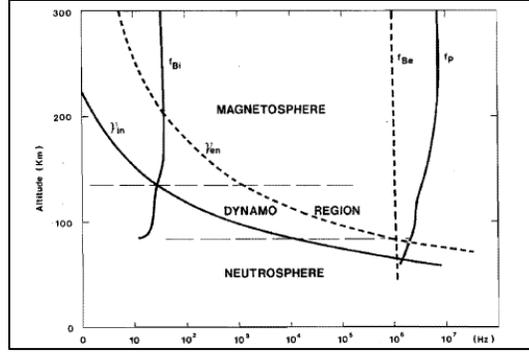


Figura 3.4: Frecuencia en función de la altura. La frecuencia de colisión ión – gas neutro está representada por  $\nu_{in}$ , La frecuencia de colisión electrón – gas neutro está representada por  $\nu_{en}$ , la frecuencia giromagnética iónica y electrónica son  $f_{Bi}$  y  $f_{Be}$  respectivamente y  $f_p$  es la frecuencia del plasma. (Koekkoek, 1997)

El análisis que sigue solo se limita a la región F2, cuya altura se estima alrededor de los 200 km. Se considera la ecuación de continuidad para la densidad iónica

$$\frac{\partial \rho_i}{\partial t} = P - L - M \quad (3.27)$$

Aquí  $\rho$  es la densidad,  $P$  es la velocidad de producción iónica por unidad de volumen,  $L$  es la velocidad de pérdida iónica por unidad de volumen y  $M$  da cuenta de la velocidad de transporte. Luego de relacionar las características físicas de la región F2 se concluye que el único término relevante es  $M$ , por lo tanto (3.27) queda:

$$\frac{\partial \rho_i}{\partial t} = M_w - M_d \quad (3.28)$$

El término  $M_w$  da cuenta del transporte generado por la velocidad inducida por causa de una AGW a lo largo de una línea de campo magnético:

$$M_w = \nabla \cdot (\rho \mathbf{V}) \quad (3.29)$$

$\mathbf{V}$  es la velocidad iónica

$$\mathbf{V} = ((\mathbf{U}_0 + \mathbf{U}_1) \cdot \mathbf{B}) \cdot \mathbf{B} \quad (3.30)$$

siendo  $\mathbf{U}_0$  la velocidad del viento neutro de orden cero y  $\mathbf{U}_1$  la perturbación de primer orden y  $\mathbf{B}$  el vector unitario campo magnético.

El término  $M_d$  se denomina difusión ambipolar, Esta difusión se debe a una suerte de equilibrio hidrostático para partículas con carga. A diferencia de los gases neutros, un

medio con cargas no muestra una disminución de su densidad con la altura, debido a que la polarización del campo eléctrico evita las separaciones de carga. De modo que este mecanismo genera la difusión de iones y electrones simultáneamente evitando la separación de las cargas a nivel macroscópico. Por tal motivo puede definirse un nuevo tipo de altura de escala  $H^* = 2k_b T_i / m_i g$ , suponiendo que los iones y electrones están en equilibrio térmico. Aquí  $k_b$  es la constante de Boltzmann,  $T_i$  la temperatura de los iones,  $m_i$  la masa de los iones y  $g$  el valor de la gravedad. El término  $M_d$  se define de la siguiente manera

$$M_d = \frac{\partial}{\partial \zeta} (\rho_i v_{i\parallel}) \quad (3.31)$$

Aquí la dirección de  $\zeta$  es la dirección del campo magnético. La velocidad de los iones paralela a la línea de campo es:

$$v_{i\parallel} = -\text{sen } I \left( \frac{D_a}{\rho_i} \frac{d\rho_i}{dz} + G \right) \quad (3.32)$$

Donde

$$D_a = \frac{k_b(T_i + T_e)}{m_i \nu_{ni}} \quad (3.33)$$

es el coeficiente de difusión ambipolar:  $I$  es el ángulo de inclinación magnético con respecto a la horizontal,  $T_i$  y  $T_e$  son las temperaturas de iones y de electrones respectivamente,  $m_i$  es la masa iónica y  $\nu_{ni}$  la frecuencia de colisión ion – gas neutro. Mientras que  $G = g / \nu_{in}$ . Para las alturas en las que se encuentra F2,  $\nu_{in}$  toma valores muy pequeños, por lo que puede considerarse despreciable. Por lo tanto  $v_{i\parallel}$  no diverge siempre y cuando

$$\frac{d}{dz} (\rho_i k_b (T_e + T_i)) + m_i \rho_i g = 0 \quad (3.34)$$

La ecuación (3.31) queda

$$M_d = D_a \frac{\partial^2 \rho_i}{\partial \zeta^2} + \left( \frac{\partial D_a}{\partial \zeta} + G \right) \frac{\partial \rho_i}{\partial \zeta} + \frac{\partial G}{\partial \zeta} \rho_i \quad (3.35)$$

Puede expresarse la densidad de la siguiente forma

$$\rho_i = \rho_{i0} + \rho_{i1} \quad (3.36)$$

Los sub índices reflejan la expansión de orden cero y primer orden. De aquí en base a la ecuación (3.28) se obtiene

$$\frac{\partial \rho_{i1}}{\partial t} - \frac{5D_a B_z}{2H.B} \frac{\partial \rho_{i1}}{\partial \zeta} - \frac{D_a}{B} \frac{\partial^2 \rho_{i1}}{\partial \zeta^2} = - \left( \frac{\partial}{\partial \zeta} - \frac{B_z}{H.B} \right) \frac{\partial U_1}{\partial \zeta} - \left( \frac{\partial}{\partial \zeta} - \frac{B_z}{H.B} \right) \frac{\partial \rho_{i1} U_1}{\partial \zeta} \quad (3.37)$$

Se supone por simplicidad que la componente  $x$  del campo magnético es nula. El término  $U_1$  es el término relacionado con el primer orden de la velocidad del viento neutro. Sin embargo en la región F no es suficiente considerar la velocidad y los otros parámetros variables expandidos hasta primer orden. Existen mecanismos propios de esta región basados en interacciones no lineales, por ende conviene tomarlos hasta el tercer orden. Se supone además que las variables son oscilantes, es decir tienen la siguiente forma:

$$X \cdot \exp[i(\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{x})] \quad (3.38)$$

Utilizando las ecuaciones anteriores se puede llegar a la siguientes relaciones:

$$\left| \frac{Q_2}{Q_1} \right| \cong \frac{kA_1}{\omega} \quad (3.39 \text{ a})$$

$$\left| \frac{Q_3}{Q_1} \right| \cong \left( \frac{kA_1}{\omega} \right)^2 \quad (3.39 \text{ b})$$

$Q$  representa la amplitud de  $\rho$  y  $A$  la de la velocidad del viento neutro. Los sub índices indican los órdenes de cada término,  $k$  el número de onda y  $\rho$ . Estas relaciones muestran que los frentes de onda son más importantes para ondas con grandes amplitudes.

### 3.2.7. Efectos de temperatura y vientos neutros en las AGW

Para poder comprender de forma más acertada la propagación de las AGWs en la atmósfera real deben considerarse los efectos de la temperatura y los vientos neutros. La atmósfera no resulta ser isotérmica como estaba implícito en los primeros modelos, y los vientos neutros no son nulos. La principal característica del perfil de temperatura de la alta atmósfera es el repentino incremento que se da al pasar los 100 km, y que se mantiene aproximadamente constante hasta los 200 o 300 km. Este valor considerado como constante se denomina temperatura exosférica, y su valor depende de las condiciones solares, pudiendo variar entre los 1000 a 2000 K. En una primera aproximación la atmósfera puede ser representada según lo mostrado en la figura 3.5

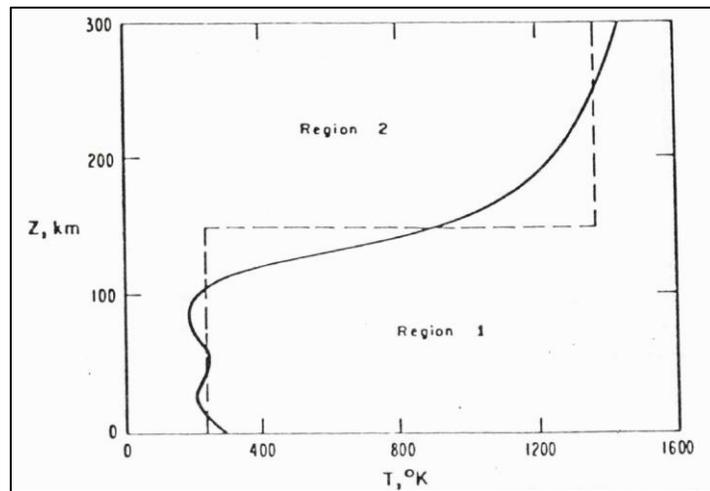


Figura 3.5: perfil de temperatura en función de la altura. En base a esto puede suponerse a la atmósfera dividida en dos regiones

La propagación de una onda puede ser considerada como la de un “rayo” debido a que el tamaño de la estructura de las regiones térmicas es mucho mayor a las longitudes de ondas verticales involucradas. Mediante esta aproximación se supone que la solución para cada región es la misma que tendría la onda en un medio infinito con las mismas propiedades que la región en cuestión. Debido a que ambos medios son distintos, al llegar la onda a la interfase una parte de la misma se propagará y la otra se reflejará. Esto puede entenderse debido a las frecuencias de oscilación de cada medio se encuentran acotadas. La condición puede ser representada gráficamente

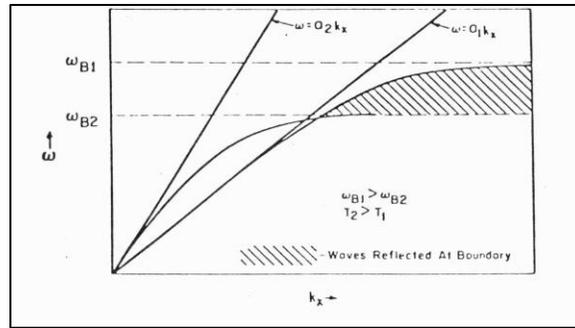


Figura 3.6: Relación de dispersión para dos medios en un modelo de dos regiones térmicas. Las ondas que lleguen al borde de las regiones se reflejarán si sus parámetros se encuentran en la zona sombreada.

En un modelo de dos regiones térmicas en las que las ondas se reflejan mientras se propagan hacia arriba, la conducción de ondas es posible entre la capa superior y la inferior. Esto resulta ser una consecuencia inmediata de lo expuesto anteriormente. Si bien los gradientes térmicos son importantes en la interfase de ambas regiones, también se generan gradientes considerables en la región térmica inferior que afecta la propagación de las ondas.

### 3.3. Las TIDs

Las TID (travelling ionospheric disturbances) son, como su nombre lo indica, perturbaciones viajeras que se manifiestan en la ionósfera, particularmente en la región F, provocando fluctuaciones en el TEC, en la velocidad de iones y en la temperatura de electrones e iones (Aframovich, 1998).

Puede entenderse que las TID son el “rastros” que deja una AGW en la ionósfera (Hernandez – Pajares, 2008) por lo que se encuentran vinculadas teóricamente. Sin embargo en la generación de las TIDs entran en juego otros factores propios de la dinámica ionosférica. Las AGW que son generadas en la baja y mediana atmósfera son las que producirán TIDs debido a que estas incrementan su amplitud a medida que se propagan a mayores alturas, ergo las AGW que se generan en las altas atmósferas no mostrarán TIDs considerables. Las AGW son un fenómeno propio del aire neutro que afecta a la ionósfera, debido a que las partículas neutras colisionan con los iones imprimiéndoles un movimiento

oscilatorio. A bajas altitudes, donde la frecuencia de colisión iónica es baja, no hay una distinción clara entre el movimiento ondulatorio de aire neutro y plasma. A medida que se incrementa la altitud, la frecuencia giro magnética se incrementa, restringiendo el movimiento del plasma generado por las colisiones de partículas neutras a las líneas de campo magnético. Este mecanismo genera además transferencia de momento – energía que se traduce en un cambio en los procesos de recombinación, producción y pérdida ionosféricas, hecho que está correlacionado con la variación del contenido electrónico total

Por los múltiples factores que entran en juego en la generación de una TID no debe sorprender el hecho de que al ser estudiadas no presenten claridad en lo que a estructura se refiere. Las mediciones realizadas por algunos investigadores indican que las TIDs son más similares a un ruido que a una oscilación senoidal (Wanninger, 1993). Sin embargo el correcto procesamiento numérico de la información obtenida por diversos medios, permite distinguir ciertos parámetros periódicos.

Existen diversos modelos que tratan de explicar el mecanismo de interacción entre las AGWs y TIDs sin embargo al ser tan solo modelos los resultados siempre resultan un tanto discordantes con la realidad debiéndose en ocasiones recurrir a varios de ellos a fin de caracterizarlas con mayor exactitud. Entre los métodos que permiten la detección de las TIDs pueden detectarse el método de efecto Doppler de alta frecuencia (High Frequency Doppler Effect), radares de dispersión incoherente, ionosondas, interferometría de señales transionosféricas por medio de radiotelescopios, interferometría de señales de GPS entre otros.

Para el desarrollo teórico de las TIDs se consideran a las mismas como ondas mecánicas, pese a que en realidad se asemejan más a un tren de onda con una longitud total que varía de media a una docena de longitudes de onda (Valladares, 2017). Técnicamente una onda mecánica es una perturbación que se propaga a través de un medio, originada inicialmente por una perturbación, transportando energía. Por lo tanto una TID puede ser caracterizada por una ecuación de onda (Balthazor, 1997):

$$I(t, \vec{r}) = A(t) \text{sen}(\omega t - \vec{K} \cdot \vec{r} + \phi) \quad (3.40)$$

siendo A la amplitud de la onda,  $\omega$  su frecuencia angular,  $\vec{K}$  su vector de onda y  $\phi$  el desfase. Para que la propagación pueda ocurrir debe cumplirse que  $\omega > \omega_p$ , la frecuencia

característica del plasma, y a su vez  $\omega < \omega_{BV}$ , la frecuencia de Brunt – Väisälä, a fin de que la perturbación no sea disipada por la parte neutra de la atmósfera.

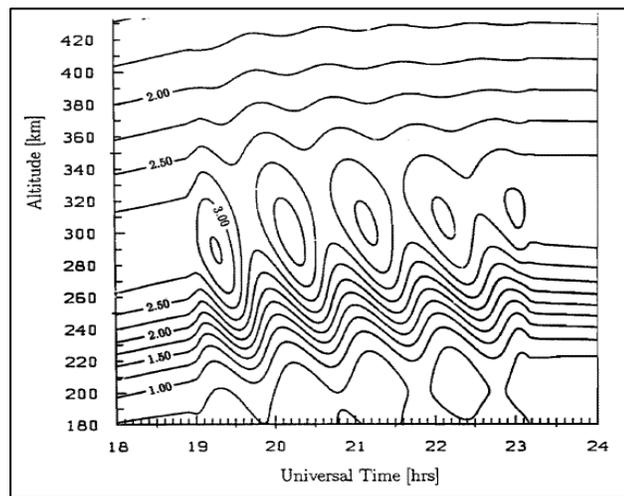


Figura 3.7: Simulación de una TID causada por un onda de gravedad. Las líneas representan contornos de igual densidad electrónica (Koekkoek 1997)

### 3.3.1. Clasificación de las TIDs

En el estudio de las TIDs se han logrado determinar dos clases bien diferenciadas que se exponen a continuación (Aframovich, 1998; Balthazor, 1997; Hernández Pajares, 2012; Kotake, 2007):

- TID de Larga escala: han sido estudiadas y al día de hoy sus mecanismos son entendidos con precisión. Se propagan en la termósfera con velocidades horizontales de entre 400 y 1000 m/s (un poco mayor a la velocidad del sonido en el medio ionosférico) con longitudes de onda horizontales de entre 1000 y 2000 Km y periodos de entre 30 minutos a pocas horas. Se generan en altas latitudes y viajan hacia el ecuador. Su ocurrencia se da mayormente en horas nocturnas y su génesis está fuertemente vinculada con las AGW que se originan debido a la actividad geomagnética y auroral. Se propagan como pequeños trenes de onda, exhibiendo unos cuantos ciclos en cada tren.
- TID de mediana escala: se propagan en la baja atmósfera antes de ser detectada en la ionósfera, tienen velocidades de 100 a 300 m/s, longitudes de onda de varios

cientos de kilómetros y periodos de 15 a 60 minutos. Su dirección de propagación varía con el tiempo local. Con respecto a la horizontal, viajan con un ángulo de inclinación de 45°. Pueden aparecer como varios paquetes de onda de tres ciclos o como perturbaciones no periódicas aisladas. A su vez estas perturbaciones pueden dividirse en dos clases, dependiendo si ocurren de día o de noche.

- A las diurnas se las conoce como *clásicas*, ocurren a las 12:00 hora local y mayormente se propagan hacia el ecuador o hacia el este. Se dan mayormente en otoño – invierno y muestran relación con la actividad solar. Su velocidad de propagación varía entre 100 y 300 m/s, su longitud de onda entre 100 y 200 Km y su periodo en promedio se encuentra en el rango de 12 a 60 minutos.
- Se da un segundo pico de ocurrencia de MS TID entre las 00:00 hora local. Dichas TIDs se denominan *nocturnas* o *no clásicas*, siendo preponderantes en primavera – verano y se mueven mayormente hacia el suroeste en el hemisferio norte y hacia el noroeste en el hemisferio sur, con velocidades de entre 50 y 200 m/s. Su longitud de onda es mayor que la de la MS TID clásica (hasta 250 km) mientras que su periodo varía entre los 10 y 90 minutos en promedio.

<b>Tipos de TID</b>	<b>Longitud de onda horizontal (km)</b>	<b>Velocidad de propagación horizontal (m/s)</b>	<b>Período (min)</b>
Larga Escala	1000 – 2000	400 – 1000	30 – 180
Mediana Escala (diurnas)	100 – 350	100 – 400	12 – 130
Mediana Escala (nocturnas)	100 – 350	50 – 250	30 – 90
Mediana Escala (crepusculares)	100 – 350	80 – 160	20 – 45

Tabla comparativa de los diferentes tipos de TIDs. Los valores detallados son promedios generales cuya finalidad es mostrar el orden de estas magnitudes

- Se ha definido además una tercera clase de MS TIDs denominadas *crepusculares* caracterizadas por mostrar un pico de ocurrencia entre las 17 y 20 hora local en el verano mostrando una propagación preponderante hacia el oeste

### **3.3.2. Las MS TIDs**

Se ha determinado que la generación de LS TIDs está vinculada con la actividad geomagnética (Balthazor, 1997) mientras que las MS TIDs son causadas por varios factores. Por este motivo las LS TIDs muestran un comportamiento más predecible que las MS TIDs. Existen varios modelos que explican cómo se generan estas últimas, sin embargo no existen conclusiones tajantes al respecto. Las mismas muestran un comportamiento irregular dependiendo de la época en la que ocurren, hecho que dificulta su estudio. Al parecer si bien existen similitudes en cuanto a los parámetros de la perturbación propiamente dicha, los factores que la generan pueden llegar a ser totalmente diferentes. De esto se desprende la importancia y necesidad de mejorar y perfeccionar los métodos para detectar las TIDs.

Se mencionó anteriormente que las TIDs pueden considerarse a grandes rasgos como una consecuencia de las AGWs. Se supone que las AGW pueden propagarse tanto hacia arriba como hacia abajo, pero la producción de TIDs es más efectiva cuando las AGWs se propagan hacia abajo (Earle, 2008; Hernandez – Pajares, 2006). El tiempo transcurrido entre una AGW y su TID asociada varía con las latitudes y con la época del año. El mecanismo por el cual se genera la TID por el paso de una AGW es básicamente la colisión entre el gas neutro oscilante y el plasma ionosférico. Las oscilaciones de las partículas de plasma afectadas por gas neutro cuyo momento es paralelo al campo magnético es mayor que las resultantes en otras direcciones. Existe además una fuerza disipativa causada por el arrastre que imprimen los iones al gas neutro oscilante. Se ha demostrado que dicha fuerza de arrastre encuentra su mínimo en la dirección hacia el ecuador (Liu, 1969) lo que contribuye a una preponderancia en las MS TIDs que viajan hacia el ecuador.

Obtener resultados numéricos desde un marco teórico resulta complicado ya que deben hacerse uso de las ecuaciones diferenciales de la magnetohidrodinámica (MHD) con las condiciones de contorno mencionadas lo que da como resultado un problema complejo. Las ecuaciones utilizadas para tal fin son (Francis, 1975):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \rho = -\rho \nabla \cdot \mathbf{v} \quad \text{Continuidad} \quad (3.41 \text{ a})$$

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \mathbf{v} = \mathbf{g} - \frac{1}{\rho} \nabla p \quad \text{Momento} \quad (3.41 \text{ b})$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla p = c^2 \left( \frac{\partial \rho}{\partial t} + \mathbf{v} \cdot \nabla \rho \right) \quad \text{Adiabaticidad} \quad (3.41 \text{ c})$$

donde  $\rho$  es la densidad,  $\mathbf{v}$  es la velocidad,  $\mathbf{g}$  la constante gravitatoria,  $p$  la presión y  $c$  la constante de la velocidad del sonido. Estas ecuaciones deben ser utilizadas para un sistema acoplado de gas neutro y plasma. Normalmente se considera a la ionosfera como un medio pasivo ante el paso de una AGW sin que afecte a la termósfera. En tal caso las ecuaciones de la MHD se resuelven simplemente considerando el movimiento del gas neutro, incluyendo la disipación iónica, la conducción térmica y la viscosidad. Obtenida esta perturbación se realiza un método iterativo, ya que se utiliza los valores resultantes para desarrollar las ecuaciones de MHD del plasma. En general los datos necesarios para trabajar con estas ecuaciones tales como la densidad electrónica, la velocidad de los iones y la temperatura de electrones e iones pueden obtenerse con relativa sencillez mediante mediciones de radares. Esto permite modelizar de alguna manera las TIDs a fin de estudiarlas con parámetros numéricos. Según Hocke (Hocke, 1996) varios investigadores han obtenido valores aceptables.

A continuación se realiza una categorización de las TIDs en función del momento de ocurrencia, en diurnas, nocturnas y crepusculares. Cabe destacar que las causas que se mencionan son las más aceptadas según la bibliografía estudiada, pero no son las únicas propuestas.

### 3.3.2.1. Las MS TIDs diurnas

Son aquellas que ocurren durante el día local. Puede discriminarse su comportamiento en función de la latitud en donde ocurren: Las TIDs con dirección ecuador – este que se dan durante el día en otoño – invierno tienen velocidades de entre 100 y 300 m/s en latitudes medias y bajas y 150 y 250 m/s en altas latitudes (Hernandez – Pajares, 2006). Aunque se dan eventos en los que la propagación se da hacia el oeste con velocidades de entre 50 y 250 m/s. El periodo oscila entre los 700 a 1800 s. El valor mínimo de este rango es equivalente de la frecuencia de oscilación en el gas neutro de la atmosfera, es decir la frecuencia de Brunt – Väisälä para la altura de 300 km, altura aproximada en la que se genera la MS TID. Este es una prueba de que las AGW generan un rastro en la ionosfera que es entendido como una TID (Hocke, 1996).

Al ser un rastro de las AGW se puede decir que las causas originan una MS TIDs son los vientos de chorro, los relieves orográficos, el terminador solar y otros factores que generen cierta perturbación en la densidad atmosférica, tales como tormentas eléctricas, erupciones volcánicas, etc. Sin embargo es posible que se genere una MS TIDs diurna sin mediación de una AGW. Una explicación posible se basa en la fuerza de Lorentz la cual puede escribirse de la siguiente forma:

$$\mathbf{F}_L = \mathbf{j} \times \mathbf{B} = \left( \sigma_P \mathbf{E} - \sigma_H \mathbf{E} \times \frac{\mathbf{B}}{B} \right) \times \mathbf{B} = \sigma_P \mathbf{E} \times \mathbf{B} + \sigma_H \mathbf{E} \mathbf{B} \quad (3.42)$$

$F_L$  es la fuerza de Lorentz,  $j$  es la densidad de corriente,  $B$  es el campo magnético,  $E$  el campo eléctrico,  $\sigma_P$  es la conductividad de Pedersen y  $\sigma_H$  es la conductividad de Hall definidas en la sección 2.4.2 como:

$$\sigma_P = ne^2 \left( \frac{v_i}{m_i(v_i^2 + \omega_i^2)} + \frac{v_e}{m_e(v_e^2 + \omega_e^2)} \right) \quad (3.43 \text{ a})$$

$$\sigma_H = ne^2 \left( \frac{|\omega_e|}{m_e(v_e^2 + \omega_e^2)} - \frac{\omega_i}{m_i(v_i^2 + \omega_i^2)} \right) \quad (3.43 \text{ b})$$

La hipótesis que sostiene a las fuerzas de Lorentz como generadoras de MS TIDs se fundamenta en cambio simultáneo que se da en las direcciones de la fuerza de Lorentz y las MS TIDs en determinados momentos del día. Las conductividades dependen de la cantidad

de iones y electrones, cantidad que varía a lo largo del día, por lo que la fuerza de Lorenz varía no solamente en magnitud, sino en sentido y dirección.

Estos cambios ocurren precisamente en el momento en que las MS TIDs cambian de dirección (entre las 9:00 y 14:00 TL). Sin embargo, por la mañana el campo eléctrico cambia su dirección cerca de las 5:00 TL, mientras que las MS TIDs lo hacen alrededor de las 9:00 TL. Este retardo temporal puede explicarse como alguna falla de criterio al momento de recolectar datos o bien que la hipótesis no es del todo correcta.

### **3.3.2.2. Las MS TIDs nocturnas**

Son aquellas que ocurren en la noche local, pasadas dos o tres horas del ocultamiento solar, hasta una hora antes del amanecer. Ocurren mayormente en primavera – verano muestran un comportamiento diferente propagándose hacia el ecuador teniendo variaciones hacia la dirección ecuatorial – oeste, a velocidades de entre 50 a 200 m/s para latitudes medias, mientras que en las latitudes altas y bajas muestran un alto grado de dispersión. Existen algunas TIDs en medias latitudes que se propagan hacia el oeste con velocidades de entre 100 a 250 m/s (Hernandez – Pajares, 2006, Tsugawa 2007). Se ha determinado que cuando se genera una MS TID nocturna se encuentra la misma estructura en el hemisferio conjugado (Otsuka 2004) diferenciándola de la MS TID clásica y vinculándola con la actividad electromagnética.

Con respecto al periodo se observa que las MS TIDs nocturnas muestran un valor un tanto menor con respecto a las diurnas. En general el rango oscila entre 1000 y 5500 s. (Hernandez – Pajares, 2006).

Se producen por diversos factores entre ellos corriente en chorro, gradientes de vientos y orografía. Se asocia además con causas propias de la electrodinámica ionosférica. Un modelo aceptado para comprender esta hipótesis fue ideado por Perkins (Perkins, 1973) en el cual se hace una simplificación de la ionosfera considerando que la misma puede suponerse como si fuese una partícula. Para esto se realiza la integración de algunos parámetros a lo largo de las líneas de campo. Este modelo se denomina de bola de Ping

Pong o bien modelo ionosférico de líneas de campo integradas. En este modelo las fuerzas de presión desaparecen, así como la producción y pérdidas de iones. Se asume que la ionosfera se encuentra afectada solo por la fuerza generada por  $\mathbf{J}_g$ , la corriente de gravedad. Dicha corriente se define como aquella generada por el movimiento de las partículas debido al gradiente de densidad. La corriente se mueve en un plano perpendicular a la dirección del campo gravitatorio. Al interactuar con el campo magnético terrestre se obtiene que genera una fuerza, la cual se supone equilibra a la ionósfera en el ecuador, siempre que no existan campos eléctricos en la dirección este:

$$\mathbf{J}_g \times \mathbf{B} + \rho \mathbf{g} = 0 \quad (3.44)$$

Dicha condición de equilibrio solo existe en el ecuador, y no es estable (Kelley, 2012). Perkins notó, sin embargo que tal equilibrio puede darse fuera del ecuador, con cierta estabilidad siempre y cuando exista un viento neutro que se mueva en dirección sur (siempre y cuando se analice las latitudes propias del hemisferio sur) o bien un campo eléctrico en dirección este. La inestabilidad se generaría si se presentan además de estos factores un viento neutro con dirección este o bien un campo eléctrico con dirección norte. La tasa de crecimiento de tales inestabilidades puede escribirse como sigue:

$$\gamma = \frac{c \cos D}{BH_n} E_0 \sin(\theta - \alpha) \sin \alpha \quad (3.45)$$

siendo B el campo magnético, c la velocidad de la luz,  $H_n$  la escala de altura de la atmósfera neutra,  $E_0$  es el campo eléctrico en el sistema de referencia fijo de la tierra, D es el ángulo de declinación,  $\theta$  es el ángulo entre y la componente este del campo magnético, y  $\alpha$  es el ángulo entre la perturbación en la conductividad de Pedersen que genera inestabilidad y la componente este del campo magnético. Como resultado se da que las inestabilidades se generan de norte – oeste a sur – este. La aparición de campos eléctricos influye en la inestabilidad de Perkins. Cuando la variación espacial en la densidad de plasma ocurre en la región F, se generan campos eléctricos polarizados por las corrientes ionosféricas a fin de mantener la continuidad de la corriente. La alta conductividad de la región E durante el día mantiene a tales campos en corto circuito. Esta conductividad disminuye en la noche por el aumento de la recombinación, lo que hace posible que tales campos existan en la región F.

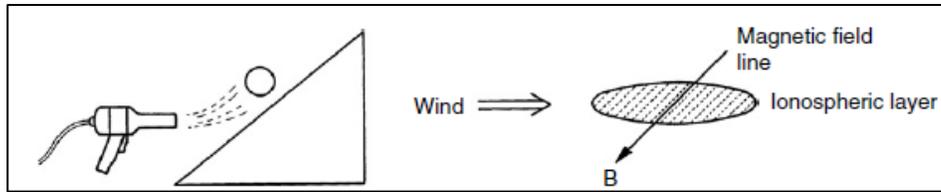


Figura 3.8: Esquema que representa el modelo de ping pong, en el cual la ionósfera es considerada como una partícula afectada por distintas fuerzas.

Las ondas atmosféricas de gravedad producen las estructuras de densidad variable que luego es amplificada por la inestabilidad de Perkins, esto genera direcciones propicias para que las disipaciones de las AGW sean mínimas. Se ha observado que las MS TIDs generadas se producen en latitudes en las que las líneas de campo magnético se encuentran curvadas. La estructura de tales perturbaciones (Valladares, 2012) muestran bandas definidas de densidad aumentada asociadas con largos campos eléctrico elongados de norte – oeste a sur – este. Si bien el modelo de Perkins puede dar una correcta explicación sobre la dirección de las MS TIDs, no explica el rápido ritmo de crecimiento de las mismas por lo que se han aportado diversas modificaciones a este modelo, aunque ninguna resulta ser del todo satisfactoria (Kelley, 2012).

### 3.3.2.3. Las MS TIDs crepusculares

Las TIDs crepusculares muestran un pico en los atardeceres de verano. Tienen frentes de onda elongados de norte a sur, propagándose hacia los polos. La dirección de propagación resulta ser paralela a la del terminador solar, razón por la cual se la vincula a AGW producidas por el mismo. Estas se producen debido al gradiente térmico que existe entre un lado y el otro del terminador solar. (Hernandez – Pajares, 2006, Earle, 2008). Se han obtenido periodos cuyos rangos están entre 20 a 60 min y velocidades de entre 100 y 350 Km/s. Muchos autores consideran a las MS TIDs crepusculares como casos particulares de las MS TIDs diurnas, sin embargo algunas mediciones realizadas muestran características que las hacen distintas de estas últimas (Kotake, 2007).

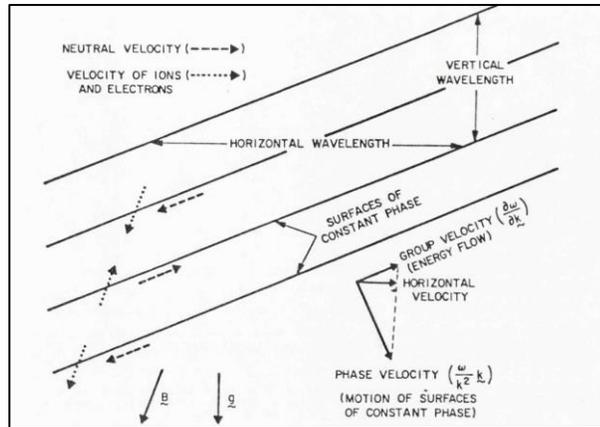


Figura 3.9: representación esquemática de la interacción de una AGW con la ionósfera. El movimiento de la AGW (flechas segmentadas) es aproximadamente paralelo al frente de onda y es prácticamente incompresible. Esto genera compresiones sobre el plasma ionosférico a lo largo de las líneas de campo magnético.

### 3.3.3. Inconsistencia en la velocidad de fase de una TIDs en relación a una AGW

Luego de detallar las posibles causas que originan una AGWs y de haber estudiado el mecanismo mediante el cual dicha perturbación deja su rastro en la ionósfera, se podría suponer que las características ondulatorias generadas son semejantes a las de las AGWs. Sin embargo no es esto lo que sucede. Uno de los efectos notables es que el patrón de oscilación de una perturbación ionosférica no muestra un comportamiento senoidal perfecto (Kotake, 2007, Memarzadeh, 2009) sino más bien algo semejante a un “ruido”, motivo por el que, dependiendo del método, debe sustraerse los efectos de variaciones regulares en la ionósfera a fin de poder analizar la perturbación. Otro hecho incomprensible es que las velocidades de fase de las AGWs estimadas teóricamente y medidas por varios métodos (Kelley, 2012, Koekkoek, 1997) se encuentran en el rango de 100 m/s. Mientras que las velocidades de las TIDs en ocasiones alcanzan los 300 m/s. Este último problema es estudiado considerando la influencia de los vientos producidos en la termósfera. Estos vientos polarizan las cargas presentes en la ionósfera al atravesar las líneas de campo magnético, por lo que sus efectos deben tenerse en cuenta. Los vientos termosféricos se

encuentran influenciados por una serie de factores que permiten su propagación o atenuación. Se enumeran a continuación dichos factores:

- Fuerzas conductoras del viento termosférico: Básicamente, los vientos termosféricos se producen por gradientes de presión que a su vez son generados por cambios en la temperatura. Como principales fuentes de calor que generan estos cambios podemos mencionar:
  - o Absorción de radiación ultravioleta extrema que genera máximos de temperatura cerca de las 1500 LT, lo que genera vientos de hasta 100 m/s.
  - o Corrientes convectivas de las líneas de campo magnético: estas corrientes surgen por causa del plasma atrapado en regiones polares por la interacción de los vientos solares con la magnetósfera. El plasma atrapado es transportado por el campo eléctrico y en este mecanismo se generan altas temperaturas por causa de la fricción entre el contenido neutro de la baja atmósfera y el plasma transportado, dando como resultado importantes gradientes de temperatura.
  - o Disipación energética de las ondas planetarias y acústicas de gravedad producidas en la baja atmósfera. Al disiparse estas ondas la energía se transfiere al medio circundante elevando la temperatura del mismo.
  
- Fuerzas de fricción: Los vientos generados por gradientes térmicos interaccionan constantemente con fuerzas de fricción. En un proceso no lineal dicha fricción interviene en la transferencia energética de la onda, logrando que la misma incremente su velocidad de fase o la disminuya. Las fuerzas de fricción más importantes son:
  - o Fuerza de arrastre: esta fuerza se genera como resultado de la colisión entre partículas neutras e iones. Una partícula neutra con velocidad  $v$  que colisiona con un ión en reposo le imprime una velocidad cuya dirección será la misma que la de  $v$ . Por la presencia

del campo magnético el ión es deflelado en la dirección  $v \times B$ , de modo que no existe una transferencia lineal de momento, lo que puede entenderse como una fuerza de arrastre. Esta fuerza es importante en el caso de iones y despreciable para electrones. La magnitud resulta ser relevante a partir de los 150 km de altura en donde la frecuencia giro magnética iónica es alta. El retardo en el viento termosférico se encuentra en función de la actividad solar.

- Fuerzas de viscosidad: Esta fuerza es relevante en la región F, su efecto hace que el viento termosférico interactue con el arrastre debido a los iones.

Al incluir estos fenómenos en las expresiones cuantitativas se obtienen expresiones cuyas soluciones se obtienen con métodos numéricos (Koekkoek, 1997). Los resultados obtenidos sin embargo no se encuentran en consistencia con lo observado. Puede agregarse además ciertos fenómenos electrodinámicos que afectan el movimiento de las partículas cargadas.

- Campo eléctrico vertical: Un campo eléctrico vertical es producido por el movimiento de las partículas cargadas (generado por los vientos zonales) a través de las líneas de campo magnético. Durante el día este campo es delineado por arriba a lo largo de las líneas de campo magnético dentro de la región F, y produce allí un flujo vertical de ionización. El fenómeno se comprende al considerar la curvatura de las líneas de campo. Por este motivo, cerca del ecuador las líneas tienen mayor altura que en los polos. Las partículas solo pueden moverse a lo largo de las líneas de campo. Los vientos con dirección al ecuador generan un incremento en la altura de los iones, mientras que los vientos con direcciones polares producen lo opuesto.
- Flujo  $E \times B$ : En la región F2 los electrones e iones experimentan una fuerza producida por el campo magnético y el campo eléctrico vertical polarizado  $E_{Vpol}$  (flujo  $E \times B$ ). Este flujo iguala en velocidad a los vientos neutros, siempre que el campo  $E_{Vpol}$  no se encuentre en “cortocircuito” con la región E por medio de las líneas de campo magnético. Cuando esto ocurre la velocidad de este flujo es mucho

menor, lo que genera una amplia diferencia entre las velocidades de las partículas neutras y el viento neutro y en consecuencia la fuerza de arrastre iónico se incrementa. Por lo tanto al existir la región E de día, a fuerza de arrastre iónico es mayor que durante la noche, lo que explica la presencia de vientos termosféricos nocturnos de altas velocidades en la región F. Estos vientos pueden transportar las MS TIDs a velocidades cercanas a los 300 m/s, lo que explica la inconsistencia en las velocidades de fase de las AGW y las MS TIDs

#### **3.3.4. Cambio en la velocidad de las TIDs**

Existe una tendencia de las TIDs diurnas en cambiar su dirección rotando en el sentido anti horario durante el día en el hemisferio sur, mientras que en el hemisferio norte se nota una tendencia de rotación en el sentido horario. Una posible explicación está vinculada a la dirección seguida por los vientos neutros. Los mismos generarían direcciones preferenciales para que se generen TIDs. Se ha propuesto además (Hernandez – Pajares, 2006) que la dirección de movimiento de las TIDs muestran dependencia con las estaciones anuales.

### **3.4. Ocurrencia de las MS TID**

Se han logrado recolectar una importante cantidad de datos que una vez procesados deben ser analizados a la luz de criterios estadísticos y físicos. Uno de los errores cometidos tiempo atrás a la hora de estudiar la ocurrencia de TIDs es que existe una presunción de que cualquier MS TIDs, en cualquier fecha, en cualquier horario, tiene la misma probabilidad de ser detectada. Para algunos autores (Balthazor, 1997; Hickey, 2011, Hernandez – Pajares, 2012) esto no resulta verdadero; la naturaleza de la ionósfera genera inestabilidades tales como periodos de máxima absorción, capas E esporádicas, spread – F y modos multimodales de propagación por mencionar solo algunos. Esto se traduce en pérdida o distorsión de datos, pese a que el fenómeno esté presente. De esto estriba la

importancia en recolectar una gran cantidad de resultados, y alternar los métodos en el estudio de las TIDs. A sabiendas de lo anterior, puede enunciarse lo que en general arrojan como resultado los distintos estudios (Aframovich, 1998; Crowley, 2012; Fedorenko, 2010; Hernandez – Pajares, 2012; Kirchengast, 1996):

- Las MS TIDs en otoño e invierno son más frecuentes entre las 9 y 16 horas del tiempo local
- Las MS TIDs en primavera y verano son más frecuentes entre las 20 y 24 horas del tiempo local

Este resultado no es propio de las medianas latitudes, sino también de las altas y bajas latitudes. Cabe destacar que en las bajas latitudes existe una excepción ya que el tiempo de mayor ocurrencia en verano se da entre las 24 y las 4 hs. tiempo local (Valladares, 2017)

Asimismo se da una marcada relación entre los ciclos solares y las MS TIDs. Esto es fácil de entender ya que al ser las MS TIDs el resultado de colisiones entre las partículas neutras y las cargadas, es de esperar que las mismas sean más efectivas cuando el sol muestre su máximo de intensidad.

Algunos autores (Fedorenko, 2011; Francis, 1975) sostienen que las supuestas diferencias entre las TIDs nocturnas y diurnas surgen como consecuencia de no contar con un amplio rango temporal y espacial de mediciones, motivo por el que postulan que las MS TIDs no deberían catalogarse en diurnas o nocturnas, ya que son parte del mismo fenómeno y que si se recolectase una considerable cantidad de datos y se trabajase con métodos complementarios se obtendrían parámetros similares sin importar el tiempo en el que ocurren. Bajo este supuesto la hipótesis más aceptada para explicar la génesis de las TIDs es la precipitación de protones y partículas alfa desde la magnetósfera terrestre.

A pesar de las discrepancias sobre las ocurrencia de las MS TIDs existe coincidencia entre todas las teorías que tratan de explicar el origen de las mismas, en que no se encuentran influenciadas por actividad magnética.

## **4. Detección de TIDs**

### **4.1.Introducción**

Existen diversos métodos que permiten la detección de TIDs tales como el uso de ionosondas (Morgan, 1978), sonido Doppler de alta frecuencia (Waldock, 1981), análisis de señales transionosféricas mediante radiotelescopios, (Koekkoek, 1997), dispersión incoherente con radar (Kirchengast, 1996), entre otros. En este trabajo se sigue el método utilizado por Valladares (Valladares 2012) quien desarrollo un software basado en el método de Aframovich (Aframovich, 1998). El mismo se denomina interferometría GPS, y permite la detección de MS TIDs utilizando los datos del sistema GPS. Antes de explicar en qué consiste el método se hará una breve descripción del sistema GPS, así como de las características de la señal que transmite

### **4.2.GPS: Introducción y perspectiva histórica**

El sistema de posicionamiento global, o GPS por sus siglas en inglés (Global Positioning System) es un complejo sistema comprendido por satélites, procesadores y receptores, que permite conocer el posicionamiento de una de sus partes (receptor) en tiempo real con un elevado grado de exactitud, en cualquier lugar del mundo y bajo cualquier condición climática (Huerta, 2005).

Para ello el sistema cuenta, nominalmente, con una flota de 24 satélites colocados en seis planos orbitales y con un radio de giro de 26500 km. Desde que se lanzó el primer satélite en 1978 se han sucedido un total de 5 generaciones satelitales, a fin de mantener actualizado el sistema con los avances tecnológicos en boga (ESA).

Existen además otros sistemas de posicionamiento: el GLONASS desarrollado por Rusia, casi en simultaneo con GPS; el sistema Galileo, desarrollado por la unión europea, por mencionar los más importantes. Estos sistemas conforman el denominado Global Navigation Satellite System o como se lo conoce mayormente GNSS. Puesto que los datos

utilizados en la presente tesis son obtenidos a través de GPS se pondrá atención únicamente en este sistema.

Fue la armada estadounidense la que desarrollo el sistema GPS, a fin de dotar sus elementos de aviación y navegación de un sistema de posicionamiento preciso que no dependa de las condiciones climáticas. Como predecesor de GPS se puede considerar al sistema TRANSIT, cuyo funcionamiento comenzó en 1964. Este sistema constaba de 6 satélites que orbitaban la tierra a unos 1024 km de altura. La desventaja del TRANSIT consistía en que las mediciones no podían llevarse a cabo de forma continua, pues el paso de los satélites era intermitente por lo que había que esperar más de una hora. Con el desarrollo de los relojes atómicos se pusieron en órbita satélites con dicho dispositivo, todos sincronizados a una referencia común. En 1973, la armada estadounidense en conjunto con las Fuerzas Aéreas de los Estados Unidos desarrolla un programa en la que se aunan las técnicas de posicionamiento y de transmisión – codificación de señales. Así surge el denominado Programa de Navegación Tecnológica que devino en lo que se conoció como NAVSTAR GPS. Dicho sistema alcanzo su capacidad operacional total en 1993. Posteriormente, en 1995 se permitió el uso del sistema para civiles. Las señales recibidas de GPS tienen otros tipos de utilidades, pues gracias a ella puede conocerse algunas características de la atmósfera y en particular de la ionósfera.

#### **4.2.1. Generalidades sobre GPS**

La finalidad del sistema consiste en la ubicación de posiciones en sistemas referenciados (Usandivaras, 1992). El GPS brinda dos variantes de posicionamiento: Posicionamiento absoluto y relativo. Se denomina *posición absoluta* a aquella que esta referenciada con respecto a un sistema definido. El sistema de referencia utilizado por GPS se denomina WGS84 (World Geodetic System). El mismo brinda un conjunto de coordenadas basándose en parámetros propios de la tierra, entendida como un geoide (longitud el semi eje mayor, aplastamiento). En dicho sistema se toma el centro de masa de la tierra como el origen.

Podríamos esquematizar el sistema GPS como sigue:

- Segmento espacial
- Segmento de control
- Segmento del usuario

El *segmento espacial* comprende la flota de satélites que orbitan la tierra que son en total 24. Existen más satélites en órbita pero no son considerados parte de la constelación. Cada satélite pesa aproximadamente 2000 Kg, con un tiempo de vida de 15 años. Se encuentran ubicados en 6 órbitas cada una con cuatro satélites a una altura de 20000 km. Los satélites se reponen cada determinada cantidad de tiempo en bloques. Actualmente han ocurrido 5 recambios tecnológicos que han permitido las actualizaciones y mejoras del sistema. La órbita de los satélites están inclinadas  $55^\circ$  respecto al ecuador. Los satélites envían señales codificadas que son recibidas por los receptores. Intencionalmente se realizó una degradación en la señal que solo puede ser reconstituida por usuarios militares calificados. Además cuentan con relojes atómicos de cesio a fin de evitar retardos (se evitan retardos inclusive de índole relativista). Todos los satélites emiten dos ondas portadoras en la banda L (1000 – 3000 Mhz). Una de ellas se encuentra modulada por el código C/A y P y la otra solamente por el código P.

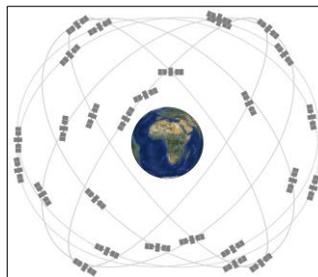


Figura 4.1 Esquema del segmento espacial GPS (<https://lidiakonlaquimica.wordpress.com/2015/11/27/el-gps-y-la-relatividad/>)

El funcionamiento del GPS se basa en la “observación de satélites” por parte de los receptores. El posicionamiento será posible si se conoce la posición de un receptor con respecto al satélite. Resulta imprescindible conocer las *efemérides* o información de la órbita del satélite a fin de determinar su posición en cualquier instante. Sin embargo, la posición de los satélites no son conocidas con total exactitud. En principio mediante métodos numéricos pueden obtenerse buenas aproximaciones que sin embargo, resultan

obsoletas al cabo de unas semanas por las perturbaciones a la que se encuentra sometido el sistema. Existe por lo tanto un conjunto de estaciones denominadas *segmento de control* (operational control segment OCS), distribuidas en longitud a lo largo del globo, siendo la estación maestra la de Colorado Springs en EE.UU. Además cuenta con otras 15 estaciones de monitoreo permanente. El segmento de control se encarga de rastrear continuamente los satélites a fin de estimar con precisión sus efemérides, además sincroniza los relojes y transmite a los satélites información procesada. Las estaciones tienen coordenadas conocidas con elevada precisión y cuentan además con relojes atómicos de cesio.

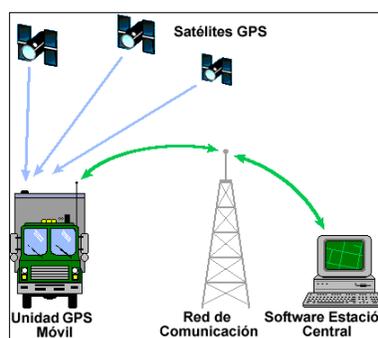


Figura 4.2: Esquema de GPS donde se muestra la idea del posicionamiento satelitario  
(<http://digital.ni.com/public.nsf/allkb>)

El segmento usuario consta de receptores GPS pueden ser aparatos móviles, que actualmente pueden adquirirse de forma libre o fijos, como los que se instalan en estaciones experimentales. Este segmento cuenta además con una antena la cual se conecta al receptor y de un software integrado que permite el procesamiento de las señales recibidas. Debe tenerse consideración de no tener obstrucciones tales como edificios o árboles ya que estos dificultan la visión del satélite.

#### 4.2.2. La señal GPS

Básicamente las mediciones de posición se efectúan gracias a la información que brindan al menos cuatro satélites sobre la posición respecto a cada uno de ellos de un punto en el que se encuentra un receptor (basta con solo tres pero un cuarto permite determinar el error de retardo). La posición puede determinarse conociendo el tiempo que tarda en viajar la señal a través de la distancia satélite receptor (Huerta, 2005). A fin de conocer esta

distancia se debe analizar la frecuencia de la señal transmitida. La señal generada en el satélite GPS cuenta con información codificada en dos bandas de frecuencia perteneciente a las UHF (ultra high frequency), denominadas por la IEEE (Institute of Electrical and Electronics Engineers) banda L. Estas frecuencias son múltiplos de una frecuencia fundamental igual a 10.23 Mhz:

- $L1=10.23\text{Mhz}\times 154=1575.42\text{ Mhz}$
- $L2=10.23\text{Mhz}\times 120=1227.60\text{ Mhz}$

Las señales están compuestas de tres partes:

- Portadora: centrada en las dos opciones fundamentales, la L1 y la L2.
- Datos de navegación: contienen información acerca de las órbitas satelitales; esta información se envía a todos los satélites desde las estaciones del segmento de tierra del GPS. La tasa de bits de los datos de navegación es de 50 bps.
- Secuencia de ensanchado: como ocurre en el caso de las comunicaciones móviles, la señal GPS contiene un código o secuencia que ensancha el espectro más allá de lo que le correspondería de acuerdo a la información que transporta; este código tiene la forma de un pseudo ruido, que modula la portadora de tal forma que aumente el ancho de banda de la transmisión y reduzca la densidad de potencia espectral (es decir, el nivel de potencia en cualquier frecuencia dada); la señal resultante tiene un espectro muy parecido al del ruido, de tal forma que a todos los radiorreceptores les parecerá ruido menos al que va dirigida la señal; este tipo de modulación se conoce como DS-SS (acceso múltiple por división de código en secuencia directa); cada satélite utiliza dos de estos códigos (Fernandez Plazaola, 1998):
  - Código de Adquisición Aproximativa o C/A (course acquisition code) que da lugar al servicio estándar civil SPS (standard positioning service): se trata de una secuencia de 1023 chips (un chip es equivalente al concepto de un bit, pero recibe este nombre porque no pertenece a una palabra o byte de información sino a un código de identificación); este código se repite cada milisegundo, lo que da lugar a una tasa de chipping de 1.023 MHz modulando únicamente la señal L1 y es diferente para cada satélite.

- Código de Precisión (P(Y)), que se encuentra encriptado y permite el servicio para fines militares y de seguridad PSP (precision positioning service); es un código de mayor longitud, de unos  $2.35 \cdot 10^{14}$  chips, con una tasa de chips de 10.23 MHz (es decir, los chips son diez veces más cortos que para el C/A); este código, en lugar de repetirse cada milisegundo como el C/A, se repetiría siguiendo una tasa de 10.23 MHz cada 266.4 días pero se realiza un reset a las cero horas del domingo y cada satélite utiliza un fragmento diferente para que se pueda producir la identificación del mismo a través del código (así se pueden llegar a tener 38 satélites en funcionamiento simultáneo ( $266.4/7 \approx 38.06$ ); el código P(Y) es militar y está encriptado, como hemos dicho, y modula tanto la L1 como la L2

#### **4.2.3. Obtención de datos GPS**

En el uso del sistema GPS la señal transmitida debe ser procesada a fin de que los usuarios puedan identificar los parámetros de interés (Sardón 1997). El decidir que es lo que se quiere capturar constituye una parte crítica de la operación de colección de datos.

Cada receptor conserva la información que recibe de una manera particular. El software de procesamiento de una marca determinada se adapta especialmente al formato y al concepto con el cual los datos fueron grabados. Esta peculiaridad no es práctica, por lo cual en los últimos años se creó un formato único denominado RINEX (Receiver INdependent Exchange). Mediante el mismo puede compatibilizarse y procesarse información registrada con diferentes equipos. En su versión más completa RINEX permite tener en el mismo archivo datos de otros sistemas satelitarios (Usandivaras, 1992). En general una sesión de trabajo GPS provee tres tipos de archivos con características diferentes, todos los cuales tienen su representación en RINEX. Ellos son:

- El archivo con los datos de observación.
- El archivo con el mensaje de navegación (efemérides y comportamiento del reloj del satélite).
- El archivo con datos relacionados a estados meteorológicos de la época.

Los receptores cuentan con un software especializado que llevará a cabo la decodificación e interpretación de la señal. Una vez realizada dicha tarea es posible obtener por ejemplo las coordenadas espaciales precisas del lugar en el que se encuentra el receptor. Para el manejo del receptor de GPS, el aparato incluye diferentes teclas, las cuales pueden variar de una marca o modelo a otro; sin embargo, las funciones se mantienen en todos, excepto en aquellos receptores que fueron creados con mayor complejidad de operación, con el objetivo de lograr obtener más información que la recopilada con aquellos que sólo disponen de las funciones básicas. En los receptores de GPS pueden visualizarse varias pantallas o páginas con información relacionada a la configuración y los puntos registrados, en el mismo. Los receptores de GPS tienen la posibilidad de mostrar datos e información, a través de varias pantallas.

Para la mayoría de las utilidades de GPS en el estudio de la ionósfera interesa sin embargo obtener los datos “crudos” de las estaciones GPS. Los mismos pueden obtenerse con relativa facilidad en formatos que son fáciles de manejar.

```

2.11 OBSERVATION DATA G (GPS) RINEX VERSION / TYPE
teqc 2009Mar23 20130124 04:59:49UTC PGM / RUN BY / DATE
MSXP|IAx86-PII|bcc32 5.0|MSwin95->XP|486/DX+ COMMENT
teqc 2009Mar23 20130124 04:59:43UTC COMMENT
teqc 2009Mar23 Diego Pinon 20130124 04:59:39UTC COMMENT
BIT 2 OF LLI FLAGS DATA COLLECTED UNDER A/S CONDITION COMMENT
TUC1 MARKER NAME
MARKER NUMBER
Agrim.C.Giobellina Direccion General de Catastro Tucuman OBSERVER / AGENCY
00011309 TRIMBLE 4000 SSE 7.29 REC # / TYPE / VERS
0220026987 TRM22020.00+GP ANT # / TYPE
2389463.8668 -5170247.1948 -2861894.1597 APPROX POSITION XYZ
0.0205 0.0000 0.0000 ANTENNA: DELTA H/E/N
1 1 WAVELENGTH FACT L1/2
7 L1 L2 C1 P2 D1 S1 S2 # / TYPES OF OBSERV
15.0000 INTERVAL
16 LEAP SECONDS
-----
RAMSAC COMMENT
COMMENT
Red Argentina de Monitoreo COMMENT
Satelital Continuo COMMENT
Instituto Geografico Nacional COMMENT
Cabildo 381, Ciudad Autonoma COMMENT
de Buenos Aires, Argentina COMMENT
www.ign.gob.ar COMMENT
For more information contact: COMMENT
Carlos Giobellina: estgeoma@uolsinectis.com.ar COMMENT
Sergio Cimbaro: scimbaro@ign.gob.ar COMMENT
Diego Pinon: dpinon@ign.gob.ar COMMENT
-----
SNR is mapped to RINEX snr flag value [1-9] COMMENT
L1: 3 -> 1; 8 -> 5; 40 -> 9 COMMENT
L2: 1 -> 1; 5 -> 5; 60 -> 9 COMMENT
Forced Modulo Decimation to 15 seconds COMMENT
2013 1 23 0 0 0.0000000 GPS TIME OF FIRST OBS
END OF HEADER
13 1 23 0 0 0.0000000 0 9G21G16G30G14G18G22G29G 3G 6
-21653137.85646 422576.09546 22550001.0764 22550007.3954 -1925.3164
13.0004 13.7504
-24168850.01047 -17594367.14047 21253892.6864 21253898.5874 958.1474
26.5004 26.7504
-24806019.04947 -19121863.62746 21620575.6934 21620584.1324 -1115.4864
24.5004 24.5004
-858518.53545 -476398.82445 24652798.0434 24652806.0314 3280.9804
8.2504 7.7504
-29347530.63347 -22703812.94846 20599163.3854 20599169.0084 -971.4144

```

Figura 4.3: Ejemplo de un archivo RINEX. Las primeras filas constituyen el encabezamiento del archivo, el cual contiene información del sitio en el que se obtuvo, tipo de receptor utilizado, tipos de observables registrados, etc. Luego del encabezamiento siguen los datos propiamente dichos. Un conjunto típico para GPS tendrá una línea con la época (el instante en tiempo local en el que se realizaron las medidas), el número de satélites registrados en esa época, la identificación de los satélites y otros datos opcionales. En la imagen puede verse que la primera época es 23/1/2013, a Hs. 00:00. Luego sigue un 9 (número de satélites registrados) y las respectivas identificaciones de los satélites. La primera línea contiene información sobre el primer satélite, la segunda del segundo, etc. Las primeras dos columnas muestran la diferencia de fase en ciclos de las portadoras L1 y L2.

#### 4.2.4. Propagación de la señal GPS a través de la ionósfera

Las ondas electromagnéticas viajan a través de un medio con una velocidad igual a  $c/n$  donde  $c$  es la velocidad de la luz y  $n$  el índice de refracción del medio de propagación. Debido a que la ionósfera presenta una estructura inhomogénea en su perfil vertical, la trayectoria de la señal atravesará distintas sus distintas capas, cada una con diferentes  $n$  lo que dará como efecto neto una línea curva.

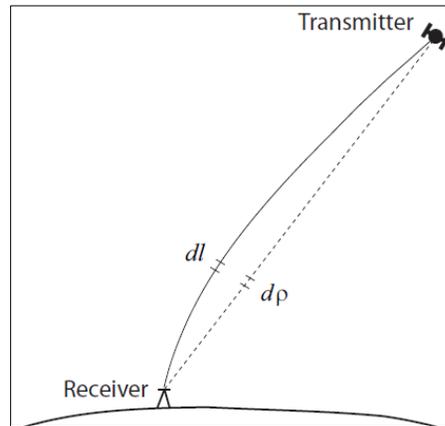


Figura 4.4: Trayectoria de la señal curvad por causa de distintos índices de refracción en capas distintas (Memarzadeh, 2009)

En base a esto puede definirse la longitud del camino recorrido  $l$  por la señal entre receptor y satélite. Tal magnitud se expresa como sigue:

$$l = c \int dt = \rho + \underbrace{\int (n - 1) d\rho}_\iota + \underbrace{\int n dl - \int n d\rho}_\kappa \quad (4.1)$$

El camino recorrido puede entenderse como la suma del efecto de propagación  $\iota$  y el efecto de curva  $\kappa$ . Dicho camino depende del índice de refracción. A su vez este índice será distinto puesto que la señal atraviesa un medio dispersivo y en consecuencia dichos índices dependerán de la frecuencia. En tal caso la onda muestra la velocidad de grupo (velocidad de la modulación de amplitud) y la velocidad de fase (velocidad de un “punto” de la onda). En consecuencia se consideran dos índices de refracción y por ende dos caminos recorridos por la señal.

Además de dispersiva, la ionósfera es un medio anisotrópico por causa de las líneas de campo magnético y en consecuencia el índice de refracción depende de la dirección de

propagación, motivo por el cual la señal se transmite circularmente polarizada. De este modo las fluctuaciones causadas por la interacción ionosférica se minimizan.

Se define el índice de refracción ionosférico, (Wanninger, 1993) que surge de la teoría de Appelton – Hartree:

$$n_{j,\varphi,\pm} = \sqrt{1 - \frac{X_j}{1 - \frac{Y_{T,j}^2}{2(1-X_j)} \pm \sqrt{\frac{Y_{T,j}^2}{4(1-X_j)^2} + Y_{L,j}^2}}} \quad (4.2)$$

Aquí  $X_j = \frac{f_p^2}{f_j^2}$  y  $Y_{T,j}$ ,  $Y_{L,j}$  son las componentes transversales y longitudinales respectivamente de  $Y_j = f_g/f_j$ . La frecuencia  $f$  es la frecuencia de la radiación,  $f_p$  es la frecuencia del plasma y  $f_g$  es la frecuencia giro magnética del electrón. Los sub índices  $\varphi$  y  $g$  hacen alusión a las magnitudes derivadas de la velocidad de fase y de grupo respectivamente. Existe una relación que vincula los respectivos índices de refracción:

$$n_g = n_\varphi + f \frac{\partial n_\varphi}{\partial f} \quad (4.3)$$

En la ecuación (4.2) se observa la birrefringencia ionosférica, que se nota en el signo  $\pm$  debido al campo magnético de la tierra. Sin embargo la señal extraordinaria tiene una potencia muy baja, por lo que solo se considera la señal ordinaria (signo +).

Pueden hacerse algunas simplificaciones sobre (4.2) lo que da como resultado:

$$n_{j,\varphi} = 1 - \frac{1f_p^2}{2f_j^2} - \frac{f_p^2 f_g |\cos\theta|}{2f_j^3} - \frac{1f_p^4}{8f_j^4} \quad (4.4)$$

Y utilizando (4.3):

$$n_{j,g} = 1 + \frac{1f_p^2}{2f_j^2} + \frac{f_p^2 f_g |\cos\theta|}{f_j^3} + \frac{3f_p^4}{8f_j^4} \quad (4.5)$$

Se puede notar que  $n$  de grupo será siempre mayor que la unidad en tanto que  $n$  de fase será menor. Como resultado la ionósfera retarda la velocidad de grupo.

A su vez esto permite aproximar  $I$  con mayor precisión, sustituyendo (4.4) y (4.5) en la expresión correspondiente a los efectos de propagación:

$$l_{j,\varphi} = -\frac{1}{2f_j^2} \int f_p^2 d\rho - \frac{1}{2f_j^3} \int f_p^2 f_g |\cos\theta| d\rho - \frac{1}{8f_j^4} \int f_p^4 d\rho \quad (4.6)$$

$$l_{j,g} = \frac{1}{2f_j^2} \int f_p^2 d\rho + \frac{1}{f_j^3} \int f_p^2 f_g |\cos\theta| d\rho + \frac{3}{8f_j^4} \int f_p^4 d\rho \quad (4.7)$$

Puede verse que los efectos de propagación están expresados en función de términos semejantes, denominados retardos de primer, segundo y tercer orden:

$$l_{j,g}^{(1)} = \frac{1}{2f_j^2} \int f_p^2 d\rho \quad \text{retardo de primer orden} \quad (4.8)$$

$$l_{j,g}^{(2)} = \frac{1}{f_j^3} \int f_p^2 f_g |\cos\theta| d\rho \quad \text{retardo de segundo orden} \quad (4.9)$$

$$l_{j,g}^{(3)} = \frac{3}{8f_j^4} \int f_p^4 d\rho \quad \text{retardo de tercer orden} \quad (4.10)$$

De este modo la longitud de camino recorrido queda expresada como sigue:

$$I_{j,\varphi} = -l_{j,g}^{(1)} - \frac{1}{2} l_{j,g}^{(2)} - \frac{1}{3} l_{j,g}^{(3)} + \kappa_j \quad (4.11)$$

$$I_{j,g} = l_{j,g}^{(1)} + l_{j,g}^{(2)} + l_{j,g}^{(3)} + \kappa_j \quad (4.12)$$

Se puede ver con claridad en estas últimas expresiones que en general los retardos tienen signos opuestos.

#### 4.2.5. Contenido electrónico total (TEC)

En capítulos anteriores se había mencionado esta magnitud, a continuación se dará una definición formal de la misma. El retardo ionosférico de primer orden puede expresarse como

$$l_{j,g}^{(1)} = \frac{1}{2f_j^2} \int f_p^2 d\rho = \frac{A}{2f_j^2} \int n_e d\rho \quad (4.13)$$

El último miembro es la expresión para la frecuencia del plasma que depende de la densidad electrónica  $n_e$ . La integral  $\int n_e d\rho$  a lo largo de la línea que une el receptor con el satélite representa el contenido electrónico total (TEC). El TEC es la cantidad de electrones que existe en una columna de 1 m<sup>2</sup> de sección transversal en la ionósfera a través del

camino receptor – satélite. Se la expresa en TECU (unidad TEC) siendo 1 TECU=10<sup>16</sup> electrones/metro<sup>3</sup>. Puede considerarse que el TEC es la magnitud principal al momento de estudiar los procesos propios de la ionósfera.

Para tener una simplificación en el modelo a fin de estudiar las magnitudes involucradas en los procesos ionosféricos se supone que los electrones se encuentran en una única capa, ubicada a 350 Km con respecto a la superficie, es decir que el TEC mantiene un valor constante a una altura de 350 Km (Aframovich, 2013). Además se considera que no existen gradientes horizontales de densidad electrónica. Esta simplificación de la atmósfera recibe el nombre de *modelo de la capa delgada*.

A partir de la definición de TEC pueden derivarse dos magnitudes análogas:

- STEC (Slant TEC): Es el TEC presente a través de un camino que atraviesa la ionósfera
- VTEC (Vertical TEC): Es el contenido de TEC en una columna vertical que pasa por IP (Punto de intersección entre la *capa delgada* y la distancia satélite – receptor , Fig. 4.5). La ventaja de usar el VTEC es que el mismo depende de las latitudes y longitudes.

Existe una relación entre STEC y VTEC:

$$STEC = \frac{1}{\cos\xi} VTEC \quad (4.14)$$

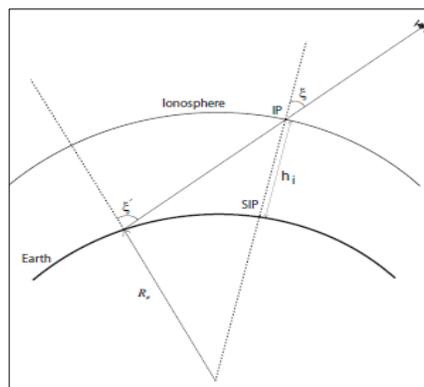


Figura 4.5: El STEC se calcula a través del camino receptor – satélite, mientras que el VTEC se calcula a través de h<sub>i</sub>. Se pone énfasis en que estas magnitudes se desarrollan considerando el modelo de capa fina. (Sardon, 1997)

El ángulo  $\xi$  es el llamado ángulo zenital satelital, siendo su vértice el punto de intersección entre la distancia receptor – satélite y la capa ionosférica

Para un análisis más detallado de los fenómenos ionosféricos, se puede analizar los mecanismos presentes en función del VTEC. Por ejemplo, se puede considerar un modelo atmosférico que comprende la formación de dos capas en la ionósfera, la capa E y La F. La variación total de VTEC sería la suma de la variación VTEC en la capa E y F. De este modo se pueden estudiar características propias de ambas regiones en función de las latitudes.

Otra magnitud de interés es el dTEC, magnitud que resulta de realizar un *detrending* sobre los valores de TEC recolectados en un intervalo de tiempo. El *detrending* es un procedimiento matemático en el cual se promedia la tendencia de los datos en un intervalo temporal determinado. A esta tendencia media se le resta los datos medidos en un intervalo temporal igual, y la diferencia obtenida son los datos obtenidos por *detrending*.

#### 4.2.5.1. Estimación del TEC a partir de datos GPS

Al reformular (4.1) puede deducirse una expresión en aproximación de primer orden para la longitud de camino recorrido (Ciraolo, 2013):

$$l = \rho - \frac{40.3}{f^2} TEC \quad (4.15)$$

siendo  $l$  el camino recorrido y  $\rho$  la distancia satélite – receptor. Se puede definir el retardo de código como  $\delta = \frac{\partial \Lambda}{\partial f}$  donde  $\Lambda = \frac{l}{\lambda}$  siendo  $\lambda$  la longitud de onda de la señal y  $f$  su frecuencia. Se tiene en base a esto la siguiente relación:

$$c. \delta = \rho + \frac{40.3}{f^2} TEC \quad (4.16)$$

De esto modo, al considerar dos frecuencias distintas se tiene el siguiente sistema de ecuaciones:

$$M_1 = \rho \pm \frac{40.3}{f_1^2} TEC \quad (4.17 a)$$

$$M_2 = \rho \pm \frac{40.3}{f_2^2} TEC \quad (4.17 \text{ b})$$

Las variables  $M$  representan el producto  $c \cdot \delta$  para cada satélite. Ambas magnitudes pueden obtenerse mediante observaciones experimentales, pudiéndose conocer por lo tanto el valor  $\rho$  y el TEC. Si bien este sería el principio existen varias complicaciones. Se puede realizar manejos de diversos tipos para salvar algunas de ellas: si se trabaja con una única señal se deberá utilizar algún modelo apropiado tales como el modelo de Klobuchar, (Klobuchar, 1986), NeQuick, o el GIM (Global Ionospheric Map). El sistema GPS en particular utiliza el método Klobuchar, basado en el modelo de capa delgada definido anteriormente. Se realiza un mapeo del VTEC mediante expansión trigonométrica de 8 coeficientes que son transmitidos en la señal GPS con un grado alto de precisión a los satélites. Se entiende que este proceso es de fundamental importancia en la calibración del sistema. Es de esperar por lo tanto que se lleven a cabo una gran cantidad de mediciones y por ende realizar un detallado estudio sobre las perturbaciones de la ionósfera por más insignificantes que puedan parecer.

### **4.3. Interferometría GPS con el método SADM**

Se detalla a continuación el método empleado para la detección de TIDs. En la presente tesis se han procesado datos utilizando el método de interferometría de GPS desarrollado por Aframovich (Aframovich, 1998). Anteriormente se había utilizado interferometría con radiotelescopios, sin embargo existen múltiples limitaciones en este método entre las que se pueden mencionar la limitación espacial (las señales recibidas provienen de satélites geo estacionarios) y la pronunciada dependencia de sensibilidad en la detección de TIDs con respecto al ángulo azimutal. Aframovich desarrollo un modelo que permite estimar los principales parámetros de las TIDs siempre y cuando existan tres receptores GPS dispuestos en forma triangular los cuales harán las veces de interferómetros. El método derivado de tal sistema se denomina método de ángulo estatico de llegada y frecuencia doppler para interferometria GPS o abreviadamente SADM – GPS por sus siglas en inglés (statical angle of arrival and doppler method for GPS interferometry). La validez del método depende de la existencia de una única TID al

momento de realizar las mediciones, es decir no deben existir superposiciones de ondas. Además la distancia entre los receptores debe ser mucho menor que la longitud de onda de la TID, así como también el tiempo de muestreo de las muestras tiene que ser menor al periodo de la TID. El modelo supone que la ionósfera cambia de forma no dispersiva como consecuencia del paso de una TID, considerando a la misma como una perturbación del tipo  $I(x, y, t) = \delta \text{sen}(\Omega t - k_x - k_y + \varphi_0)$ , siendo  $\delta$ ,  $\Omega$ ,  $k_x$ ,  $k_y$  y  $\varphi_0$  la amplitud de la perturbación, su frecuencia angular, las componentes x e y de su vector de onda y el desfase inicial respectivamente. Esta perturbación debe ser “vista” por los tres receptores como monocromática.

A continuación se explica algunos aspectos acerca de un interferómetro que detecta TIDs. Para ello debe considerarse el esquema de la figura 4.6.

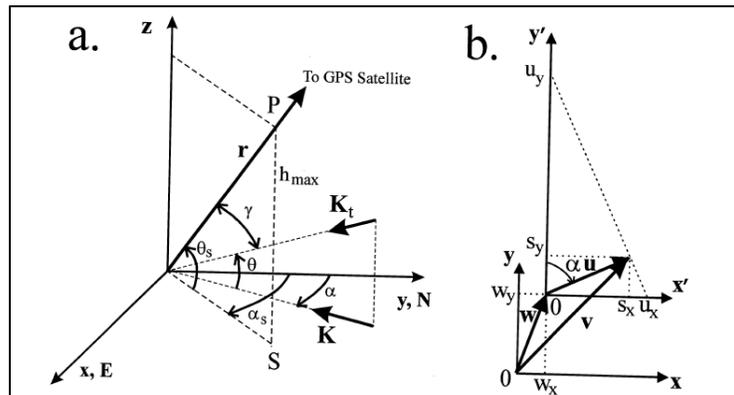


Figura 4.6: a) Representación geométrica de transmisión de señales GPS. Los ejes z, y, x representan la dirección zenital, norte y este respectivamente. P es el punto de intersección entre la recta satélite – receptor y el plano horizontal a la máxima altura considerada parte de la ionósfera (región F2). S se denomina *punto sub ionosférico* y  $\alpha_s$ ,  $\theta_s$  son los ángulos azimutal y de elevación respectivamente del vector  $\mathbf{r}$  orientado a lo largo de la distancia receptor – emisor;  $\alpha$ ,  $\theta$  son los ángulos azimutal y de elevación del vector de onda de la TID,  $\mathbf{K}_t$ ;  $\mathbf{K}$  es la proyección horizontal de dicho vector;  $\gamma$  es el ángulo entre  $\mathbf{r}$  y  $\mathbf{K}_t$ . En b) se puede observar el sistema de referencia del radio interferómetro en movimiento, (xOy) así como el sistema fijo equivalente (x'Oy') de una porción de ionósfera ubicada a la máxima altura  $h_{\max}$ . La velocidad de la TID medida respecto al sistema en fijo es  $\mathbf{u}$ , mientras que  $\mathbf{w}$  es la velocidad relativa entre ambos sistemas.

En un interferómetro, la fase de la señal recibida por los receptores puede expresarse como sigue (Ciraolo, 2013):

$$\phi = 8,42 \times \frac{10^{-7}I}{f} + \phi_0 \quad (4.18)$$

siendo  $\phi$  la fase detectada por el receptor,  $f$  la frecuencia de la señal,  $I$  el TEC a lo largo del camino receptor – emisor y  $\phi_0$  es la fase de la señal en el espacio vacío. De esta expresión resulta evidente que la variación de fase entre receptores está relacionada con el gradiente de TEC a lo largo de la distancia entre ellos,  $G_x = I' = \Delta I / \Delta x$ . Algunas veces, para fines prácticos resulta indistinto utilizar variaciones de fase y variaciones de TEC.

Una de las conclusiones más importantes relacionada a las características espacio – temporales de las TIDs es que la perturbación producida a lo largo de la distancia receptor – emisor  $\Delta I$  mantiene el mismo valor en su componente horizontal, independientemente del ángulo de elevación. No sucede lo mismo con el ángulo azimutal, ya que los valores de TEC perturbado muestran una fuerte dependencia con esta magnitud. En una primera aproximación mediante este método solo pueden detectarse TIDs perpendiculares a  $\mathbf{r}$ , y el ángulo de elevación debe cumplir con

$$\theta = \arctan \left( -\frac{\cos(\alpha_s - \alpha)}{\tan \theta_s} \right) \quad (4.19)$$

Esta última forma permite saber cuál es el ángulo de elevación para un dado valor del ángulo azimutal. Como se mencionó anteriormente, la variación de  $I$  es proporcional a  $\Delta\phi$ , por lo que dicha variación puede ser representada como la función que da la fase resultante de una interferencia en un medio *no dispersivo*:

$$\Delta I = F \left( t - \frac{x}{u_x} - \frac{y}{u_y} \right) \quad (4.20)$$

Las  $u$  representan las velocidades de fase en las direcciones cuyos subíndices muestran. Un caso especial de (4.20) es

$$\Delta I = A \text{sen} (\Omega t - K_x - K_y + \phi_0) \quad (4.21)$$

Esta es la expresión de una onda viajera senoidal ( $A$  es la amplitud,  $\Omega$  es la frecuencia angular,  $K$  es el vector de onda y  $\phi_0$  es la fase inicial). Este resultado dista de la situación real, debido a que las AGWs que originan las TIDs se mueven en un medio dispersivo en

forma de paquete con un rango de frecuencia finito, pero en una primera aproximación este paquete se mueve sin cambios sustanciales si se compara con los tiempos de las variaciones de TEC que son filtradas de antemano, por lo que (4.221) es una expresión válida para análisis de las TIDs. Al expresar la perturbación en términos senoidales puede caracterizarse la misma con periodo, longitud de onda, amplitud, velocidad de fase y velocidad de grupo.

Mediante la interferometría de método estático de señales utilizando radiotelescopios se podían obtener ciertos parámetros de las TIDs, por ejemplo la dirección de la elongación de la irregularidad detectada. Con el método de Aframovich se han podido calcular otros parámetros ya que no solo se consideran las variaciones espaciales de fase, sino también la variación temporal  $\phi'_i(t)$  la cual es proporcional al cambio de frecuencia debido al efecto Doppler. Esto permite obtener no solo la dirección sino el sentido de la propagación (ángulo azimutal  $\alpha$ ).

Las ventajas de la interferometría GPS son varias; la infraestructura resulta mucho más rentable que aquella necesaria para realizar interferometría astronómica, existe mayor disponibilidad de recursos tecnológicos, además que la señal GPS cuenta con dos frecuencias en la señal de transmisión y múltiples emisores de señales (en todo momento, pueden “verse” alrededor de 4 satélites desde cualquier parte del planeta). El cambio de fase para las frecuencias  $f_1$  y  $f_2$  se escriben como la suma de diferentes componentes

$$\phi_{\Sigma} = \phi_s + \phi + \phi_0 \quad (4.22 \text{ a})$$

$$\phi_s = 2\pi D/\lambda \quad (4.22 \text{ b})$$

donde  $\phi_s$  es el componente fundamental y representa el cambio de frecuencia causado por el desplazamiento de los satélites a lo largo de sus órbitas,  $\phi$  es la magnitud proporcional al TEC a lo largo de la distancia receptor – satélite y  $\phi_0$  es la fase inicial. El término  $\phi_s$  puede obtenerse del pseudorange de cada satélite. El TEC a lo largo del camino receptor – satélite  $I$  es:

$$I = \frac{1}{40,308} \frac{f_1^2 f_2^2}{f_1^2 - f_2^2} [(L_1 \lambda_1 - L_2 \lambda_2) + const. + nL] \quad (4.23)$$

$L\lambda$  es la longitud de camino adicional causada por el retardo ionosférico,  $m$  es la fase inicial, llamada también ambigüedad; y  $nL$  la suma de errores realizados al calcular la

longitud de camino total. De la expresión anterior puede realizarse un análisis a fin de estimar la sensibilidad del método. No se ahondará en detalles, solo se mencionará que la frecuencia dual puede tomarse como una sola frecuencia. En principio puede suponerse que la doble frecuencia de la señal no supone una ventaja frente a la única frecuencia de la interferometría astronómica. Sin embargo, la expresión (4.23) permite conocer el TEC sin necesidad de saber el movimiento del satélite emisor, lo que facilita la detección de irregularidades causadas por las TIDs (las cuales no superan el 6% del valor absoluto de TEC).

Mediante este método se han desarrollado una serie de algoritmos que permiten calcular parámetros relevantes tales como:

$$\alpha(t) = \arctan\left(\frac{I'_x}{I'_y}\right) = \arctan\left(\frac{G_x}{G_y}\right) \quad (4.24)$$

Siendo  $\alpha$  el ángulo azimutal medido desde el norte en el sentido de las agujas del reloj,  $I'=G$  son los gradientes de TEC (el subíndice indica la dirección)

$$u_x(t) = \frac{I'_t(t)}{I'_x(t)} \quad (4.25 \text{ a})$$

$$u_y = \frac{I'_t(t)}{I'_y(t)} \quad (4.25 \text{ b})$$

$$u_t(t) = \frac{|u_x(t) \cdot u_y(t)|}{(u_x^2(t) + u_y^2(t))^{\frac{1}{2}}} \quad (4.25 \text{ c})$$

Aquí  $u(t)$  es la velocidad de fase a lo largo de x (este) e y (norte) con respecto a lo que se toma como sistema de referencia, es decir uno de los tres receptores;  $I'$  es la derivada de TEC con respecto a las variables que muestran los subíndices (espaciales y temporales)

$$V_h(t) = u(t) + w_x(t) \text{sen } \alpha(t) + w_y(t) \text{cos } \alpha(t) \quad (4.26)$$

$v$  es la velocidad corregida al restar las respectivas componente del movimiento satelital. Esta expresión solo se usa cuando dicho movimiento es significativo,  $w$  es la velocidad de desplazamiento del satélite

$$G_x = \frac{[Y_A(TECP_B - TECP_C) - Y_C(TECP_B - TECP_A)]}{X_A Y_C - X_C Y_A} \quad (4.27 \text{ a})$$

$$G_Y = \frac{[X_C(TECP_B - TECP_A) - X_A(TECP_B - TECP_C)]}{X_A Y_C - X_C Y_A} \quad (4.27 \text{ b})$$

La variable TECP es la perturbación TEC, se refiere a la medición de TEC con respecto a un valor no perturbado, es decir el TEC que se supone debería tener la porción de ionósfera analizada en función de las coordenadas espaciales y temporales si no existiese ninguna perturbación. Este valor se obtiene del modelo ionosférico, (por ejemplo el modelo Klobuchar), la X e Y indican las distancias de las coordenadas de las otras dos estaciones con respecto a aquella estación tomada como referencia.

La ventaja de este método respecto a otros queda en evidencia debido a la disponibilidad de datos GPS a los que cualquier usuario puede acceder. Existen sitios web desde los cuales pueden bajarse datos referidos a varias estaciones receptoras. Además de esto cabe destacar la gran estabilidad de los generadores de señales satelitales y el avance en la tecnología relacionada a GPS que permitió el desarrollo de herramientas para el procesamiento de las señales a fin de estimar los parámetros relevantes para el cálculo de las magnitudes antes mencionadas.

#### **4.4. Método de correlación cruzada (CCM)**

El objetivo del método de correlación cruzada (Cross Correlation Method) es calcular la función de correlación cruzada usando el gráfico de TECP de una señal generada por un satélite GPS pero recibida por dos estaciones distintas. La función de correlación cruzada da información sobre la similitud entre dos señales. Esto se realiza en un intervalo de tiempo apropiado. La correlación cruzada se define como

$$(f \star g)(x) = \int f^*(x)g(x + t) dt \quad (4.28)$$

La correlación en este contexto permite conocer cuál es el desfase de la señal entre distintas estaciones, lo que permite conocer velocidad y dirección de la perturbación. Es necesario por lo tanto contar con al menos tres receptores a fin de evaluar direcciones norte – sur o este – oeste.

Se utiliza un único transmisor GPS a fin de simplificar los cálculos ya que debido al movimiento del satélite se genera el mismo retardo en receptores espaciados hasta unos 500 kilómetros. El efecto de movimiento puede ser corregido luego de calcular la velocidad de

fase. El método permite calcular el ángulo azimutal y la velocidad de fase mediante las siguientes expresiones:

$$\alpha(t) = \arctan\left(\frac{Y_C T_{B-A} - Y_A T_{B-C}}{X_C T_{B-A} - X_A T_{B-C}}\right) \quad (4.29 \text{ a})$$

$$V_h(t) = \frac{Y_C \cos \alpha(t) - X_C \operatorname{sen} \alpha(t)}{T_{B-C}} + w_x(t) \operatorname{sen} \alpha(t) + w_y(t) \cos \alpha(t) \quad (4.29 \text{ b})$$

Aquí  $T_{B-A}$  y  $T_{B-C}$  representan el tiempo de retardo entre las perturbaciones medidas entre la estación A, B y C, B respectivamente,  $w$  es la velocidad de desplazamiento del satélite. Los subíndices indican la dirección del desplazamiento. Un desfase positivo indica que la perturbación es detectada primero por el receptor de referencia siendo lo opuesto para un desfase negativo.

## 5. Datos obtenidos y conclusiones

En el software utilizado para procesar datos fue desarrollado por Valladares (Valladares, 2012) en el lenguaje FORTRAN. En el mismo se han empleado el método de correlación cruzada y el SADM lo que permite una mayor fiabilidad en la detección de TIDs. El primer método permite determinar la velocidad de fase y el ángulo azimutal utilizando el promedio de parámetros durante una hora, recolectando la información de todos los satélites con una elevación mayor a  $35^\circ$  que sean visibles por los receptores, mientras que el método CCM muestra ciertas ventajas tales como no mostrar deficiencias ante el paso de más de una TID. La utilización de ambos métodos como base del software utilizado permite validar los valores obtenidos.

Los datos procesados se obtuvieron de las siguientes estaciones receptoras GPS:

- JBAL, ubicada en la localidad de Juan Bautista Alberdi, provincia de Tucumán, Argentina, en las coordenadas  $-27^\circ 35' 03.86988''$  de latitud y  $-65^\circ 37' 21.89874''$  de longitud.
- TUC1, ubicada en la ciudad de San Miguel de Tucumán, provincia de Tucumán, Argentina, en las coordenadas  $-26^\circ 49' 57.55517''$  de latitud y  $-65^\circ 11' 44.40868''$  de longitud.
- TERO, ubicada en la ciudad de Santiago del Estero, provincia de Santiago del Estero, Argentina, en las coordenadas  $-27^\circ 47' 20.92260''$  de latitud y  $-64^\circ 15' 24.41061''$  de longitud.

El software utilizado necesita datos tomados con un muestreo de no más de 30 segundos, además de que las distancias entre receptores no deben superar los 500 km. Los datos se han recolectado de las tres estaciones mencionadas, con un rango temporal entre el 2 y el 31 de enero del 2013, durante las 24 horas, tomando un muestreo de 15 segundos.

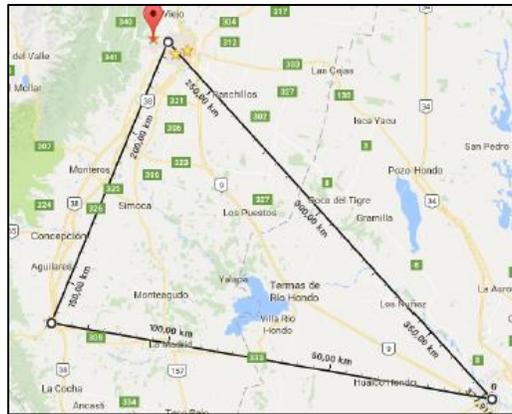


Figura 5.1 Las distancias entre las distintas estaciones no superan los 500 km, lo que asegura la fiabilidad del método. En el vértice inferior izquierdo se encuentra la localidad de Alberdi, en la que se encuentra instalado JBAL, en el vértice inferior derecho se encuentra TERO (Santiago del Estero), en el vértice superior está TUC1 (San Miguel de Tucumán)

## 5.1. Tipos de gráficos obtenidos

El software genera diversos gráficos que permiten analizar las principales características de las TIDs

- Mapa referenciado con coordenadas geomagnéticas: En la figura 5.2 se observa dos mapas; el programa genera mapas en intervalos de una hora, pudiendo ser más frecuente si se lo configura de manera adecuada. Los trazos rojos indican la posición en la cual se detecta perturbación en el TEC. La perturbación en este caso se está desplazando hacia el sur. Cada trazo rojo muestra un punto negro, que representa

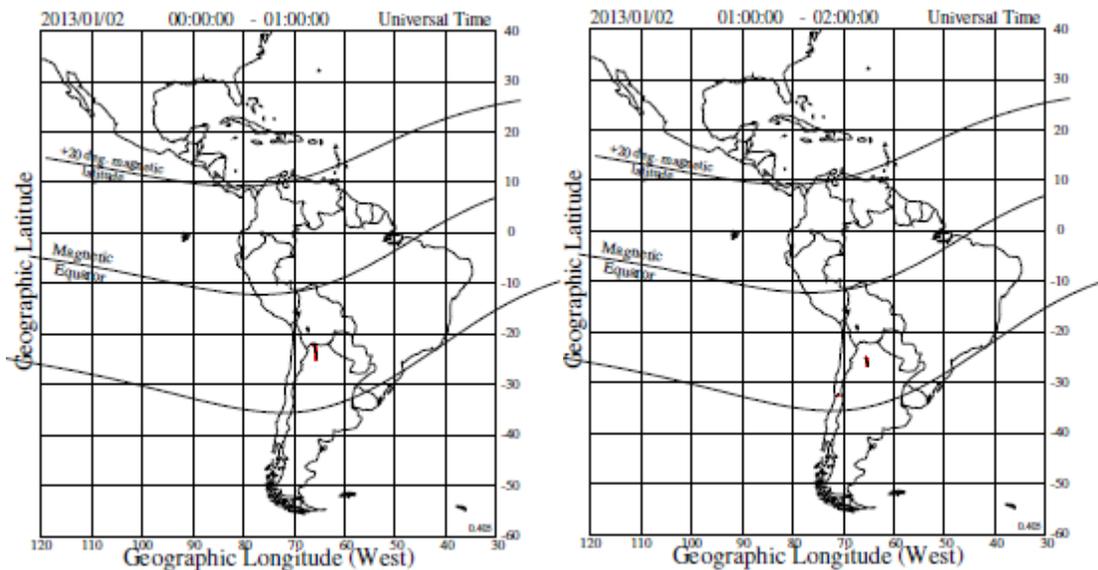


Figura 5.2 : mapa geomagnético, el trazo rojo indica la posición de la MS TIDs. La misma se está desplazando hacia el sur.

- Gráfico de aproximación senoidal: permite visualizar cual es la aproximación senoidal de la MS TID detectada por las tres estaciones. En base a esta aproximación se realiza la correlación cruzada.
- Gráfico de correlación: Indica cual es la correlación del método mediante una escala de colores, donde la máxima correlación se da para el rojo (igual a 1). Este gráfico se encuentra en función del tiempo universal.
- Gráfico de las velocidades: Indica el sentido de las velocidades, así como su valor mediante flechas representadas a escala, en función del tiempo universal

## 5.2. Analisis de los datos obtenidos

Se ha corrido el programa para los días 1 al 31 de enero de 2013. En base a esto se obtuvieron varios valores sobre velocidad y ángulos azimutales de propagación. Se remarca que estas son las variables principales que se obtienen con el método y que son las más relevantes para el estudio de las TIDs.

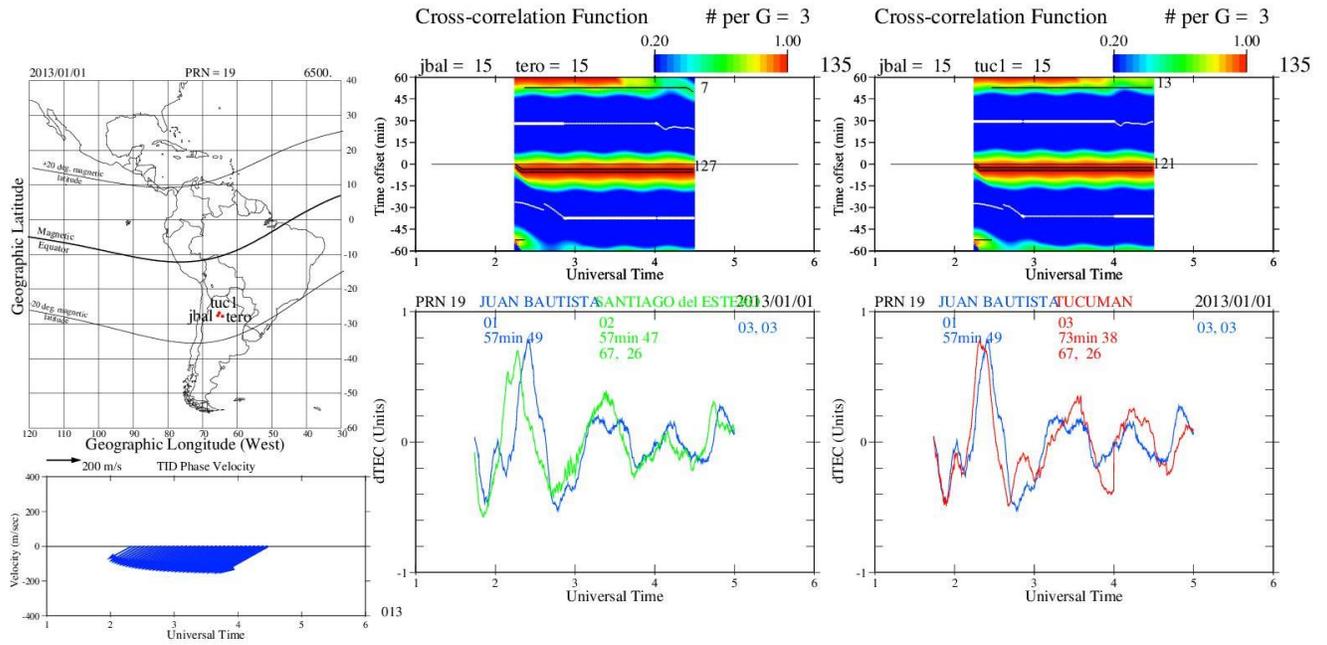
Se detalla a continuación lo observado para algunos días:

- Día 1 (1/1/2013): MS TID detectada cerca de las 23:30 hs TL. La misma muestra velocidades de fase en incremento que no superan los de 200 m/s. La MS TID se propaga en dirección SO. La perturbación fue detectada hasta las 1:30. Los cambios en el ángulo azimutal se dan en el sentido anti – horario.
- Día 3 (3/1/2013): MS TID detectada cerca de las 2:30 hs TL. La misma fue detectada hasta las 3:30. Se muestran velocidades que van en aumento desde los 50 a los 130 m/s, sin que lleguen a superar este último valor. Muestran una dirección de propagación hacia la zona NE y una rotación en el sentido horario.
- Día 4 (4/1/2013): MS TID detectada a las 13:30 hs TL. Los valores obtenidos muestran que la MS TID duró cerca de 4 horas, mostrando velocidades cercanas a los 370 m/s, alcanzando por momento los 400 m/s. Se puede observar disminuciones en la velocidad, aunque siempre se mantiene en torno al valor mencionado. La dirección de propagación es hacia el sur, mostrando una leve rotación anti – horaria.
- Día 9 (9/1/2013): MS TID detectada a las 15:30 hs TL. Con una duración de 3 horas, muestra una velocidad cercana a los 230 m/s que disminuye levemente, y una dirección de propagación sur que se mantiene constante
- Día 11 (11/1/2013): MS TID detectada a las 17:30. La duración de la misma fue de 3 horas. Muestra una velocidad pico cercana a los 430 m/s que disminuye hasta los 380 m/s. La dirección de propagación es SO, mostrando un giro anti – horario.
- Día 13 (13/1/2013): MS TID detectada a las 19:30 hs TL. Esta perturbación fue detectada por 2 horas, mostrando una velocidad de 200 m/s que alcanzó un valor máximo de 350 m/s. La dirección de propagación se mantuvo constante hacia el SO
- Día 14 (14/1/2013): MS TID detectada a las 22:30 hs TL. La duración de la misma fue de dos horas. Muestra una velocidad con tendencia creciente cuyos valores son cercanos a los 350 m/s. Muestra una dirección de propagación hacia el sur este.
- Día 16 (16/1/2013): MS TID detectada a las 00:30 hs TL. La perturbación fue detectada hasta las 3:00 hs. La velocidad detectada fue de 200 m/s, manteniéndose prácticamente constante. Exhibe una leve rotación en la dirección de propagación la cual es hacia el sur.

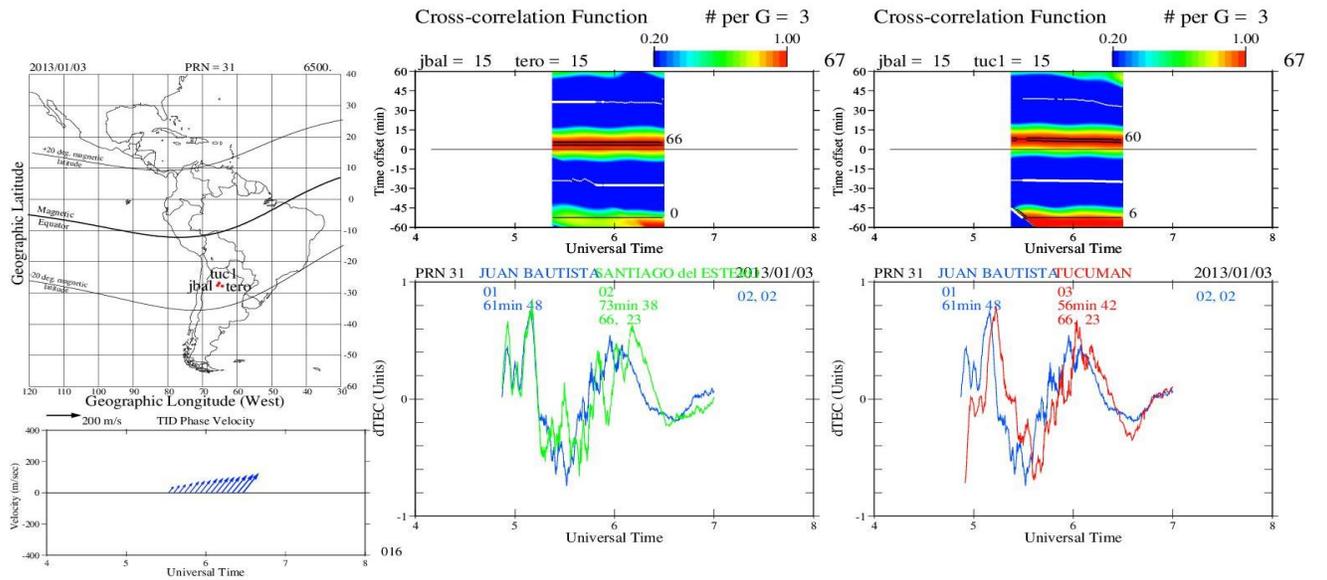
- Día 18 (18/1/2013): MS TID detectada a las 17:30 hs TL. La misma se detectó hasta las 19:30. La velocidad se mantiene cercana a los 160 m/s, subiendo y luego decreciendo levemente. Se mueve en dirección sur de forma constante.
- Día 25 (25/1/2013): MS TID detectada a la 17:30. Fue detectada hasta las 16:30, mostrando una velocidad que va creciendo de los 70 m/s hasta alcanzar los 160 m/s. Muestra inicialmente una dirección de propagación sur – oeste que luego de una rotación en el sentido anti – horario pasa a ser sur – este.
- Día 28 (28/1/2013): MS TID detectada a las 16:30 hs TL. Se obtiene registro hasta las 19:00. La velocidad de la perturbación muestra un crecimiento, desde los 220 m/s hasta los 300 m/s. La dirección de propagación es NO, mostrando una rotación en el sentido horario.
- Día 29 (29/1/2013): MS TID detectada a las 21:30 hs hasta las 22:30 hs TL. La perturbación muestra un crecimiento en la velocidad, desde 300 m/s hasta los 400 m/s. La dirección de propagación es SE.

Se agrega a continuación algunos de los gráficos generados por el software

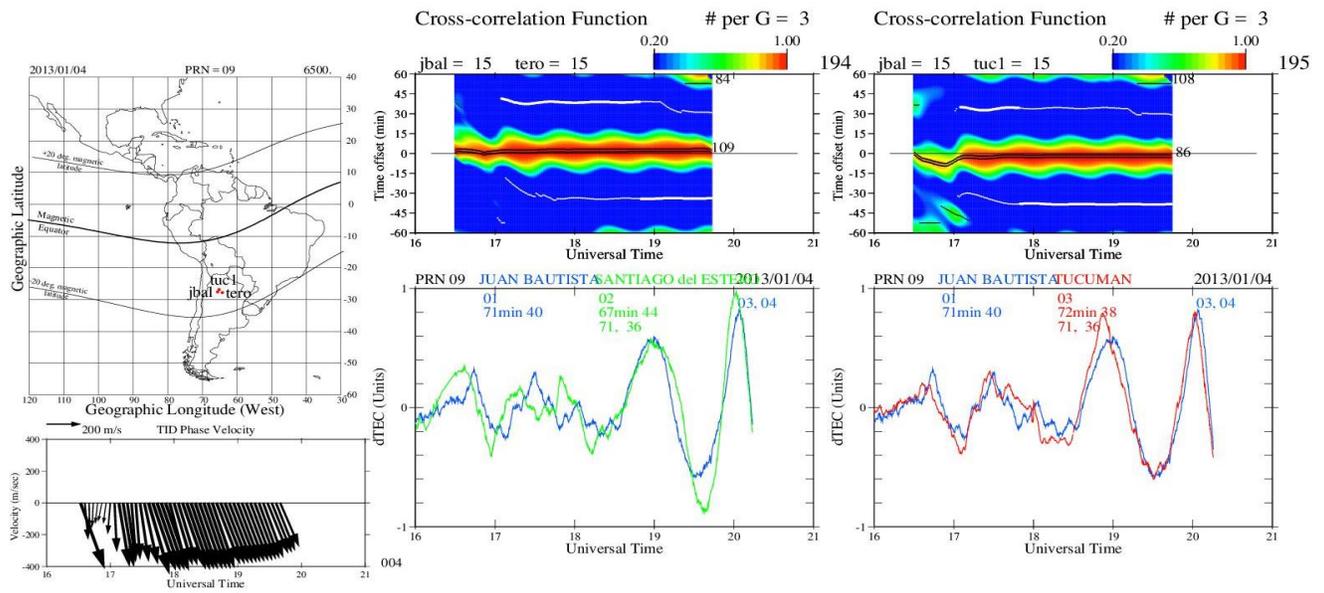
Día 1



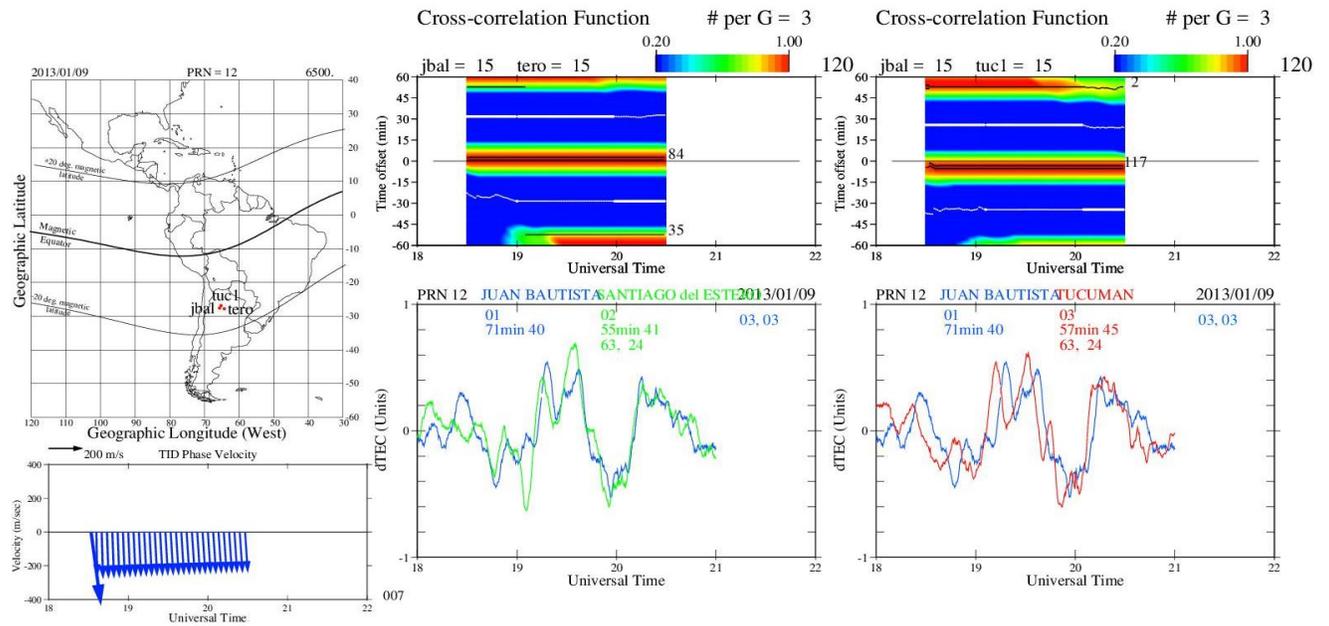
Día 2



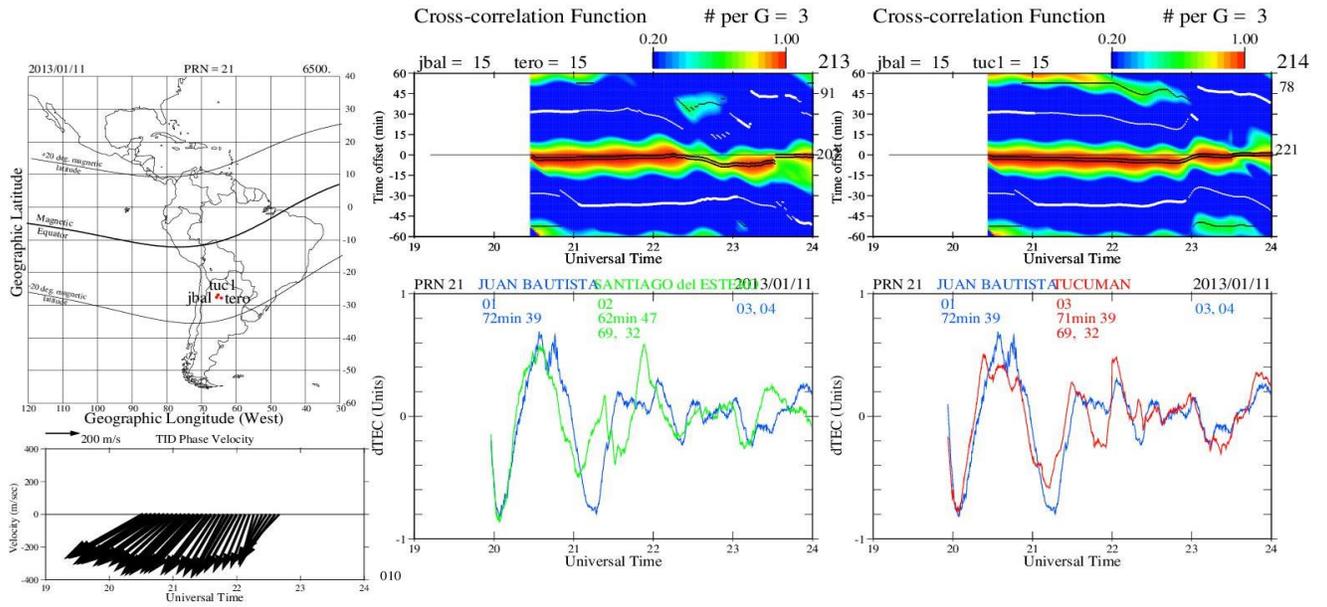
Día 3



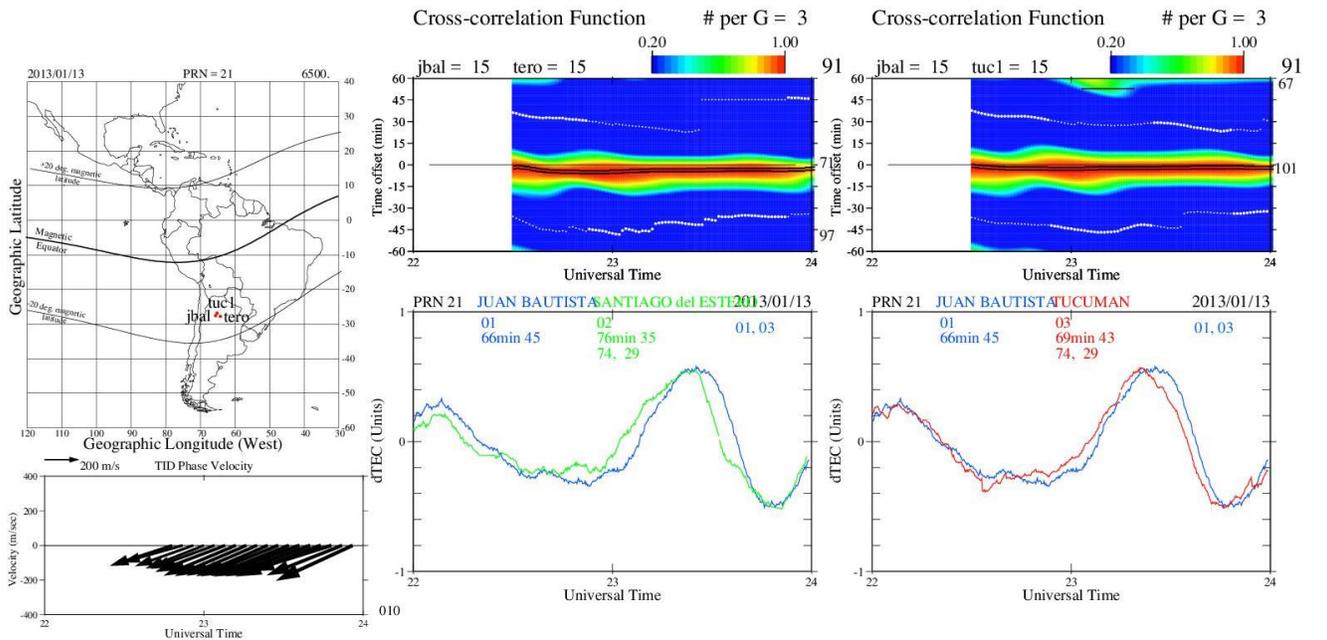
Día 4



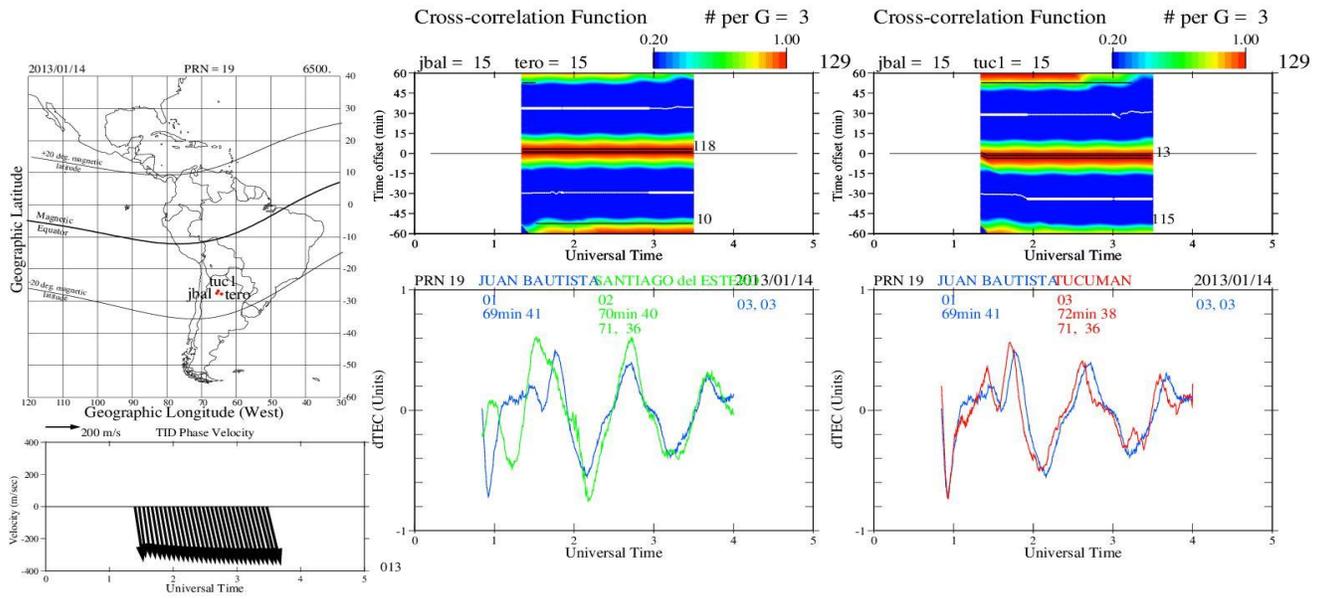
Día 5



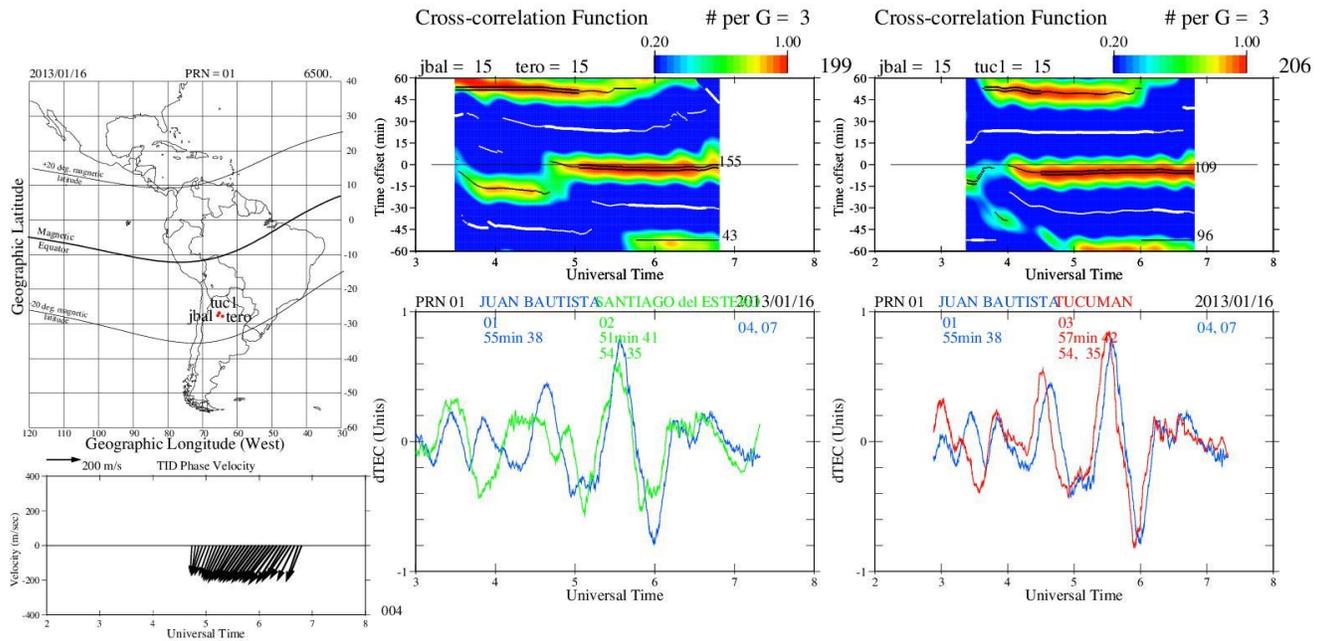
Día 6



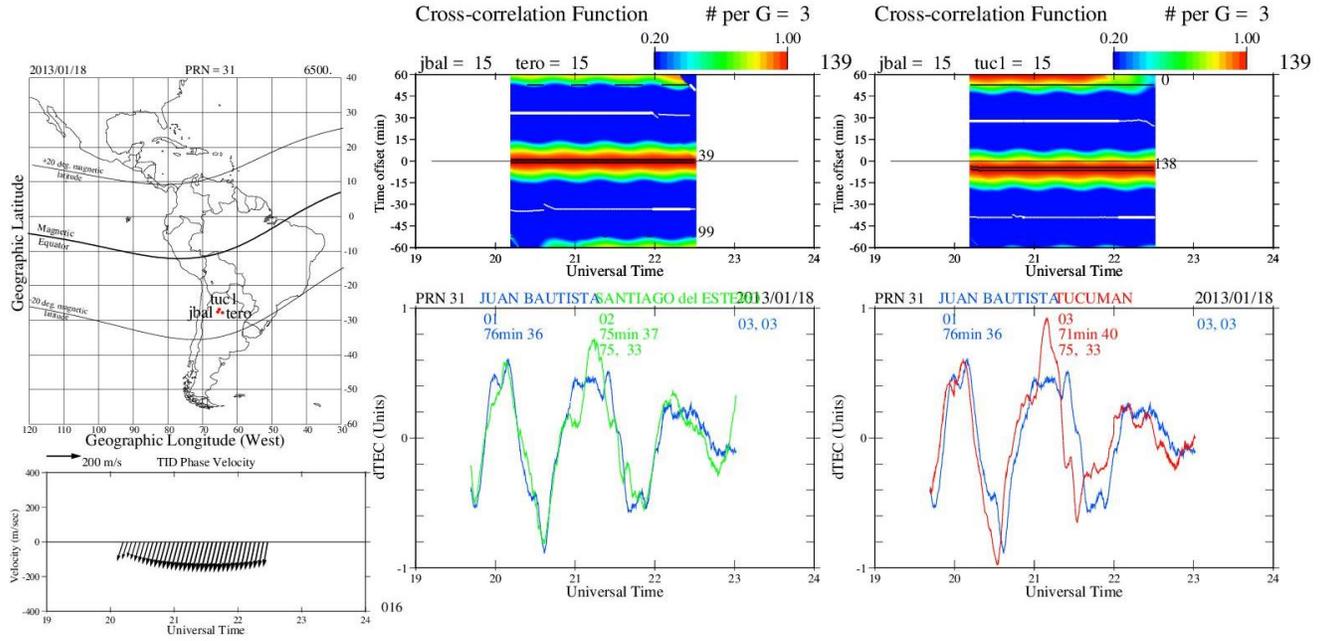
Día 7



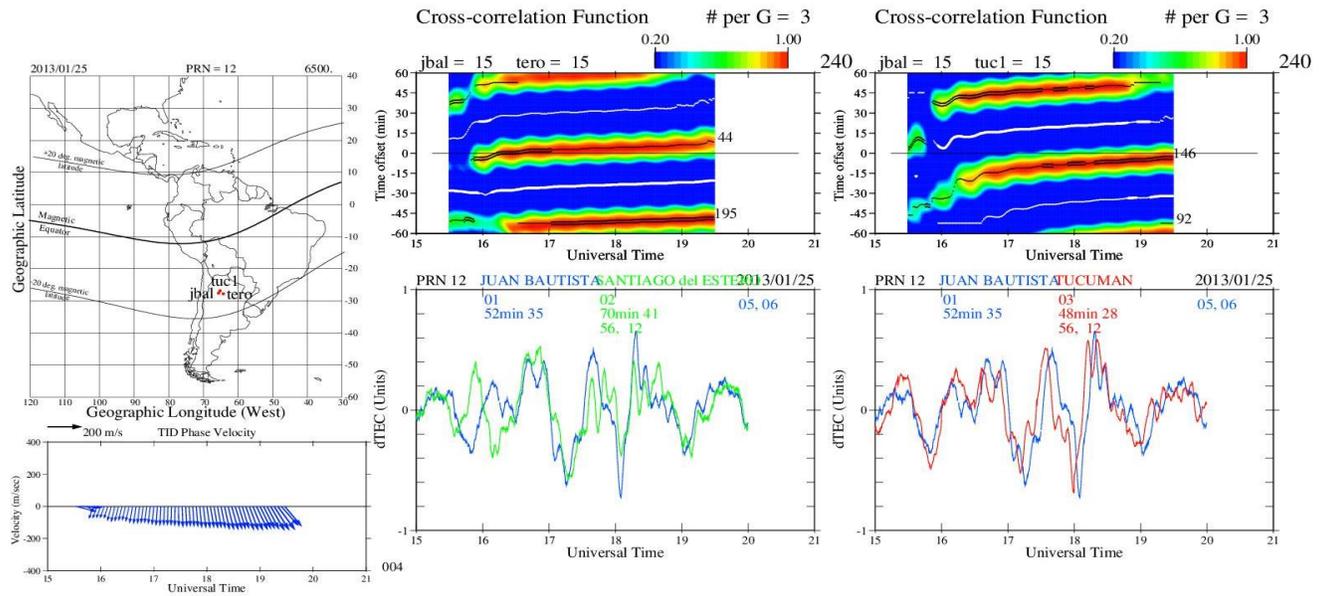
Día 8



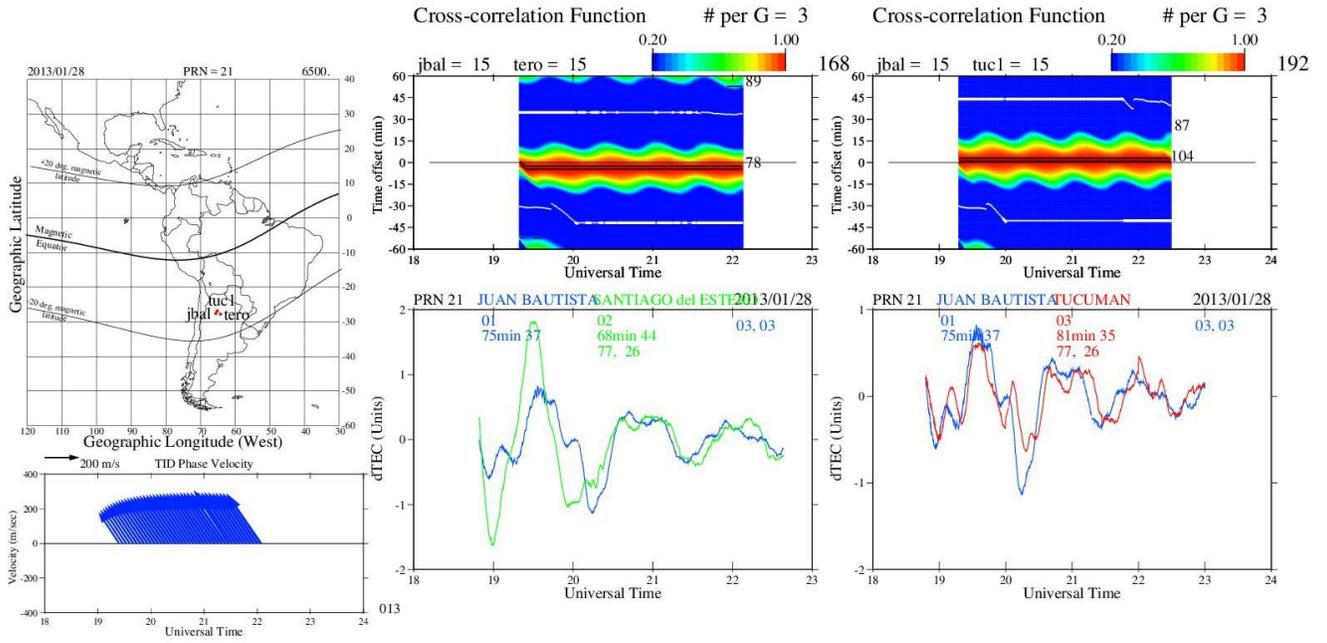
Día 9



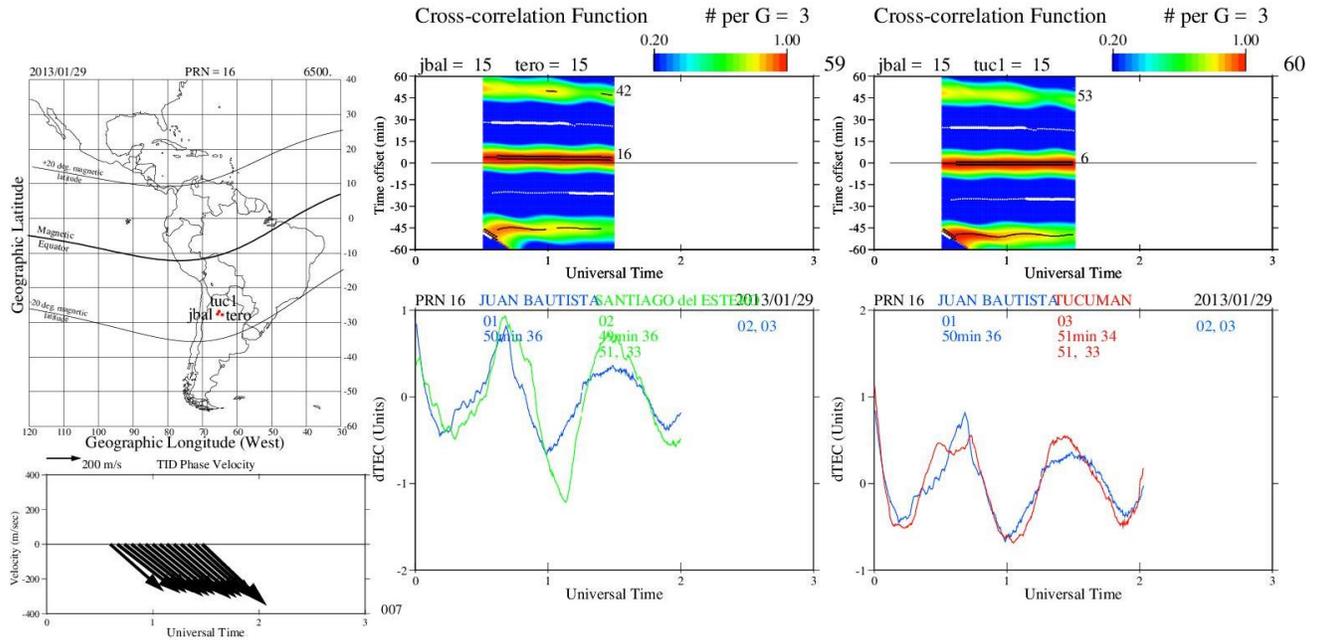
Día 10



Día 11



Día 12



## 6. Conclusiones

### 6.1. Análisis de los principales parámetros

Las MS TIDs han sido detectadas durante el verano del hemisferio sur del 2013. La región corresponde a la provincia de Tucumán, y de forma más abarcativa a la región noroeste de la Argentina. Entre los parámetros destacados observados se puede sintetizar lo siguiente:

- Ocurriencia: El mayor pico de ocurriencia se da en el rango horario 22:00 – 2:00 tiempo local, mostrando concordancia con lo esperado teóricamente (mayor ocurriencia de TIDs nocturnas en primavera verano). Las TIDs exhibían una duración de entre 1 y 4 horas mostrando un pico en torno a las 00:00 hs. Existe sin embargo la presencia de TIDs diurnas lo que da valor a la hipótesis que sostiene la multi causalidad de este fenómeno. Se obtuvieron además mediciones de TIDs crepusculares mostrando que tienen una ocurriencia superior a las TIDs diurnas.
- Velocidad: Las velocidades resultan del orden esperado para las MS TIDs. Llama la atención velocidades superiores a los 400 m/s. Algunos autores (Tsugawa, 2007, Hernandez – Pajares, 2011) sostienen que dichas velocidades no son posibles; según ellos las MS TIDs según los modelos existentes no pueden superar los 300 m/s y que valores mayores se deben a falencias en el método utilizado. En el presente trabajo no se pudo contrastar los resultados con otros métodos. Atendiendo a los distintos modelos existentes y a las diversas hipótesis expuestas en la presente tesis, consideramos que estos valores son aceptables, pudiendo ser explicados por la interacción de las MS TIDs con vientos termosféricos (ver sección 3.3.4). El hecho de que sean comunes los vientos neutros de altas velocidades en la noche refuerzan esta hipótesis (Koekkoek, 2007).

- Amplitud: Las amplitudes mostradas resultan ser variables, mostrando un máximo alcanzado de 1 TECU. La variabilidad de las amplitudes es propia del comportamiento cuasisenoidal de las MS TIDs.
- Periodos: Los periodos observados se encuentran entre los 30 min y 1 hora, entrando dentro del rango aceptado para definir la perturbación como de mediana escala. La determinación de este parámetro queda en función de la aproximación senoidal que pueda realizarse de la perturbación.

## 6.2.Causas

Contextualizando las MS TIDs en las latitudes en la cuales fueron medidas, de las posibles causas que las originan, se pueden mencionar las siguientes como las más probables:

- La turbulencia que se da en la atmósfera neutra debido a la actividad meteorológica y a los vientos. Resulta tentador proponer un trabajo en el que se aúnen los estudios ionosféricos con los meteorológicos a fin de profundizar en este tópico.
- La presencia de estructuras orográficas. La presencia de la cordillera de los andes puede ser la causante de las MS TIDs al interactuar con los vientos zonales. En tal sentido sería interesante complementar en futuros trabajos la detección de MS TIDs con el estudio de los vientos zonales y con modelos computacionales que recreen la interacción de los mismos con accidentes orográficos.
- El gradiente de irradiancia vertical generado por el terminador solar, que explicaría las MS TID originadas en la noche o a tempranas horas de la mañana. Este gradiente genera transferencia de momento que muestra sus resultados pasadas ciertas horas. Algunas veces sus efectos se manifiestan de forma inmediata formando las MS TIDs crepusculares.

Con respecto a la inestabilidad de Perkins como causa, solo puede inferirse que posiblemente produjo las del día 14 y 29, ya que la dirección de propagación coincide con la dirección de la inestabilidad. Para un estudio más elaborado, se podría realizar

mediciones en el hemisferio opuesto, ya que las MS TIDs nocturnas generadas por esta causa muestran una perturbación conjugada (Valladares, 2017).

### **6.3. Comentarios sobre los datos obtenidos**

Las velocidades en momentos parecían alcanzar velocidades poco comunes para las MS TIDs (400 m/s), hecho que puede ser explicado por la presencia de vientos termosféricos, o bien por alguna inconsistencia generada en el procesamiento de datos. Resultaría interesante utilizar otro tipo de métodos a fin de procesar MS TIDs y controlar las variaciones de este parámetro.

La ocurrencia en el espacio muestral trabajado es variada, no puede hablarse de una preponderancia nocturna, o diurna. En ese sentido se tiene un alineamiento teórico con Fedorenko (Fedorenko, 2012) quien argumenta que no hay una preponderancia de MS TIDs diurnas en invierno, ni MS TIDs nocturnas en verano. Sin embargo, sería interesante trabajar con un rango de datos más amplio.

Por lo demás existe una amplia coincidencia en los valores obtenidos, con los que proponen los diferentes autores consultados en la bibliografía.

Con respecto al impacto que la presente tesis pueda llegar a tener en la comunidad científica se puede mencionar lo siguiente:

- Resulta ser un resumen teórico completo y fiable sobre el estudio actual de las MS TIDs.
- Propone diversas líneas de trabajo teórico experimental relacionadas a la ionósfera – atmósfera.
- Dicho estudio es propuesto no de forma casual. Atiende a las necesidades generadas en torno a las telecomunicaciones, al uso de los sistemas GNSS, y a los factores meteorológicos, todos ellos elementos de fundamental importancia en el desarrollo de la actividad socio – económico del mundo.

Finalmente se puede agregar que el estudio de la ionosfera se encuentra en boga, Pese a la monstruosa cantidad de estudios y publicaciones realizadas hasta hoy día, su estudio resulta ser una fuente inagotable de material para investigación. Hasta el presente su estudio permitió la comunicación mediante el uso de radio, la posibilidad de localizar puntos en el globo con elevada exactitud, la corrección de las señales espaciales emitidas de otros satélites, etc. Solo en el futuro puede hallarse la respuesta de lo fructífero que puede llegar a ser embarcarse en el estudio de la misma.

## 7. Bibliografía

- **Aframovich**, E., K. Palamartchouk, L. Perevalova, (1998) GPS radio interferometry of travelling ionospheric disturbances, *Journal of Atmospheric and Solar – Terrestrial Physics*, 60, pp 1205 – 1223
- **Aframovich** E., E.A. Kosogorov, L.A. Leonovich, K.S. Palamartchouk, N.P. Perevalova, O.M. Pirog, (2000), Determining parameters of large-scale traveling ionospheric disturbances of auroral origin using GPS-arrays, *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 62, pp 553 – 565
- **Aframovich**, E., Astafyeva, E., Vladislav, V., (2013), A review of GPS/GLONASS studies of the ionospheric response to natural and anthropogenic processes and phenomena, *J. Space Weather, Space Clim*, 3(2013) A27
- **Artru**, J., Ducic, V., Kanamori, H., Lognonné, P., Murakami, M., (2005), Ionospheric detection of gravity waves induced by tsunamis, *Geophysic J. Int* 160, pp 840 – 848
- **Balthazor**, R.L., R.J. Moffet, (1997) A study of atmospheric waves and travelling ionospheric disturbances at equatorial latitudes, *Am. Geophysics* 15, pp 1048 – 1056
- **Bhonsle**, R., A. da Rosa, O. Garriot, (1965), Measurement of the total electron content and the equivalent slab thickness of the midlatitude ionosphere, *Radioscience Laboratory, Stanford University, Radioscience Journal of Research* Vol. 69, 7
- **Bravo**, S., *Plasma en la Atmósfera*, Biblioteca Digital Ilce, [http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/126/htm/sec\\_7.htm](http://bibliotecadigital.ilce.edu.mx/sites/ciencia/volumen3/ciencia3/126/htm/sec_7.htm)
- **Budden**, K. (1967), *Radio Waves In The Ionosphere*, Cambridge, Cambridge University Press
- **Ciraolo**, L., (2013), TEC estimation from GNSS observation, *ICTP, Workshop on GNSS data application to low latitude ionospheric research*
- **Crowley**, G., F. Rodrigues, (2012), Characteristic of traveling ionospheric disturbances observed by the TIDDBIT sounder, *Radio Science*, Vol 47, RSOL22
- **Davies**, K. (1965). *Ionospheric Radio Propagation*. Dover Publications Inc., Manufactured in the United States of America.

- **Earle**, G. D., A. Musumba, L. Vadas (2008), Satellite – based measurement of gravity waves induced midlatitude plasma density perturbations, *Journal of Geophysical Research*, Vol 113, A03 303
- **European Space Agency**, ESA Earth Online, Atmospheric Gravity Waves, [https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers/instruments/sar/applications/tropical/-/asset\\_publisher/tZ7pAG6SCnM8/content/atmospheric-gravity-waves](https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions/ers/instruments/sar/applications/tropical/-/asset_publisher/tZ7pAG6SCnM8/content/atmospheric-gravity-waves)
- **Fedorenko**, Yu.P., O.F. Tyrnov, and V.N. Fedorenko, (2008), Parametres of empirical model of traveling ionospheric disturbances, *Elektromagnitnye volny i elektronnye sistemy*, 13, 21–46
- **Fedorenko**, Yu.P., O.F. Tyrnov, and V.N. Fedorenko, (2010) Parameters of traveling ionospheric disturbances estimated from satellite beacon observations in low Earth orbit, *Geomagn. Aeron.*, 50, 489–503
- **Fedorenko**, Yu.P., O. Tymov, V. N. Fedorenko, V. Dorohov, (2011), Model of travelling ionospheric disturbances, *J: Space Weather, Space Clim.* 3 A30, EDP Sciences 2013
- **Francis**, S.H., (1975), Global propagation of atmospheric gravity waves: A review, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 37 (6–7), 1011–1054.
- **Gordon Little**, C., R. Lawrence, (1960), The use of polarization fading of satellite signal to study the electron content and irregularities in the ionosphere, *Journal of Research of National Bureau of Standards – D Propagation*, Vol. 64D, 4
- **He**, L. P. Dyson, M. Parkinson, W. Wan (2004), Studies of medium scale travelling ionospheric disturbances using TIGER SuperDARN radar sea echo observations
- **Hernández-Pajares**, M., J.M. Juan and J. Sanz (2006), Medium-scale traveling ionospheric disturbances affecting GPS measurements: Spatial and temporal analysis, *J. Geophys. Res.*, 111, A07S11
- **Hernández Pajares** M., J.M. Juan, J. Sanz, A. Aragon Ángel, (2008), MSTID detection, caracterizacion and modelling: a key point to improve the precise GNSS navigation, *Revistas científicas complutenses*, Vol 20
- **Hernández Pajares** M., J.M. Juan, J. Sanz, A. Aragon Ángel, (2012) Propagation of médium scale travelling ionospheric disturbances at different latitudes and solar cycle conditions, *Radio Science*, Vol 47, RS0K05

- **Hines, C.**, (1960), Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights, *Can J. Phys.* 38, pp 1441
- **Hickey, M.**, (2011), Atmospheric gravity waves and effects in the upper atmosphere associated with tsunamis
- **Hocke, K.**, K. Schlegel, (1996), A review of atmospheric gravity waves and travelling ionospheric disturbances *Am. Geophysics* 14., pp 917-940
- **Huerta, E.**, Mangiaterra, A., Noguera, xG., (2005), *GPS Posicionamiento Satelital*, Primera edición, Rosario, UNR Editora, Universidad Nacional de Rosario, pp 148
- **Instituto Geográfico Nacional**, República Argentina, Ministerio de Defensa, Presidencia de la Nación, <http://www.ign.gob.ar/>
- **Kelley, M.**(2009), *The Earth's Ionosphere, Plasma Physics & Electrodynamics*, Second Edition, Oxford, Elsevier
- **Kirchengast, G.**, K. Hocke, and K. Schlegel, (1996) The gravity wave-TID relationship: insight via theoretical model-EISCAT data comparison, *J. Atmos. Terr. Phys.*, 58, 233–243
- **Klobuchar, J.**, (1986), Design and characteristic of the GPS ionospheric time delay algorithm for single frequency users, proceeding of the PLAN – 86 conference, Las Vegas, 280 - 286
- **Kotake, N.**, Y. Otsuka, T. Ogawa, T. Tsugawa, A. Saito, (2007) , Statistical study of medium-scale traveling ionospheric disturbances observed with the GPS networks in Southern California, *Earth Planets Space*, 59, 95–102,
- **Koekkoek, H. S.** (1997). Excitation mechanisms of medium scale travelling ionospheric disturbances, PhD. Thesis, Technische Universiteit Eindhoven
- **Liu, C. H.** and K. C. Yeh, (1969), Effect of ion drag on propagation of acoustic gravity waves in the atmospheric F region, *J. Geophys. Res.*, 74, 2248– 2255
- **Memarzadeh, Y.** (2009). Ionospheric modeling for precise GNSS applications. PhD thesis, Delft University of Technology
- **Morgan, M. G.**, C. H. J. Calderon, and K. A. Ballard, Techniques for the study of TID's with multi-station rapid-run ionosondes, *Radio Sci.*, 13, 729–741, 1978

- **Munro, G.**, (1948), Short period changes in the F – region of the ionosphere, Nature, 162, 886
- **Official U.S. Government** information about the Global Positioning System (GPS) and related topics, GPS.gov, <http://www.gps.gov/systems/gps/control/>
- **Prolss, G. W.** (2004). Physics of the Earth's space environment, An introduction. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- **Perkins, F.W.**, (1973), Spread F and ionospheric currents, J. Physics, Res 78, 218
- **Sardon, E., N. Zarraoa**, (1997), Estimation of total electron content using GPS data: how stable are the differential satellite and receiver instrumental biases
- **Seemala, G., C. Valladares**, (2011), Static of total electron content depletion observed over the south American continent for the year 2008, Radio science, Vol. 46, RS004722
- **Schunk, R., A. Nagy**, (2000), Ionospheres Physics, Plasma and Chemistry, Cambridge, Atmospheric and Space science series
- **Sierdazky, R. , Paziewsky, J.** (2015), MSTIDs impact on GNSS observations and its mitigation in rapid static positioning at medium baselines, Annals of Geographics 58, 6, 2015, A0661
- **Tascione, T.**, (1994), Introduction to the space environment, Krieger publishing company, Malabar, Florida, Second Edition
- **Tsugawa, T., Y. Otsuka, A. Coster, A. Saito**, (2007), Medium scale travelling ionospheric disturbances detected with dense and wide TEC maps over North America, Geophysical Research Letters, Vol. 34, L22101
- **Fernández Plazaola, U.**, (1998), Técnicas de resolución de la ambigüedad de las medidas de fase en sistemas de navegación por satélite, Tesis Doctoral Universidad de Málaga
- **Usandivaras, J., R. Perdomo, D. del Cogliano, C. Brunini**, (1992) Seminario GPS 1992, Fac. Cs. Astron. Y Geof., Universidad Nacional de La Plata, CONICET
- **Valladares, C., Doherty, P.**, (2011), Identification of TIDs and plasma depletions using the LISN observatory, IEEE
- **Valladares, C., Hei, M.**, (2012), Measurement of the characteristic of MS TIDs using small and regional networks of GPS receivers during the campaign of 17 – 30 July of 2008,

Hindawi Publishin Corp., International Journal of Geophysics, Vol 2012, Article 548784, pp 14

- **Valladares, C., Sheehan, R., Pacheco, E., (2017)** Observation of TIDs over central an south america, *Ionospheric Space Weather: Longitude and Hemispheric Dependences and Lower Atmosphere Forcing, Geophysical Monograph 220*, American Geophysical Union.
- **Waldock, J., (1981)**, A study of medium scale travelling ionospheric disturbances observed at mid lattitudes”, Philosophical Doctor Tesis, Departament of Physics, University of Leicester
- **Walt, M. (1994)**. Introduction to Geomagnetically Trapped Radiation. Cambridge, Atmospheric and Space science series.
- **Wanninger L., (1993)**, Ionospheric monitoring using IGS data, IGS Workshop, Berne, 25 – 26 March 1993, Astronomic Institute, University of Berne, pp 351 – 360
- **Woodman, R., (2009)**, Spread F – an old equatorial aeronomy problem finally solved?, *Am. Geography* 27, 1915 - 1934