

EVOLUCION DE ONDAS GRAVITATORIAS EN LAS REGIONES
E Y F DE LA IONOSFERA

Alberto E. Giraldez
Laboratorio Ionosférico de la Armada
Servicio de Comunicaciones Navales
Vicente López - República Argentina

RESUMEN

Se analiza la propagación de Ondas Gravitatorias internas en un trayecto experimental Sur-Norte de 5700 Km., generadas por una perturbación auroral en la ionósfera media.

Los resultados del análisis espectral de la perturbación para la banda de períodos entre 30 y 200 minutos indica la existencia de una asociación directa entre los efectos observados en la región E (100 Km.) y la región F (300 Km.).

Al mismo tiempo la distribución y evolución espectral de ambas regiones (E y F) muestra una clara perturbación que se propaga de sur a norte.

El análisis teórico de los resultados obtenidos permite obtener información en cuanto a las características de propagación y efectuar estimaciones en cuanto a la influencia de los vientos neutros de base.

ABSTRACT

Gravity waves propagation in a South-North path covering 5700 Km, generated by an auroral disturbance in the mid ionosphere are analyzed.

The spectral analysis results show a direct association between effects at E and F regions in the period range 30-200 minutes.

The spectral distribution and evolution at both regions (E and F) show a clear perturbation travelling equatorward from south.

Theoretical analysis of results provides information concerning the propagation characteristics and gives estimation as to the influence of the underlying neutral winds.

INTRODUCCION

El análisis espectral de secuencias temporales de datos ionosféricos está siendo aplicado exitosamente a diferentes técnicas de diagnóstico ionosférico.

En el presente caso, análisis espectral de Fourier es aplicado a series secuenciales de variación de la frecuencia crítica ordinaria de la capa F ($\Delta f_0 F_2$) y a secuencias simultáneas de variación de la frecuencia de apantallamiento de capas E-Esporádicas ($\Delta f_b E_s$), respecto de los valores medios de predicción, para la misma perturbación y en diferentes ubicaciones geográficas.

Esta técnica fue utilizada para una posición geográfica fija y diferentes alturas; Hearn y Yeh (1977, 1978) y Yeh et al (1979) para diferentes alturas en la región F; Manson y Meek (1980) a alturas de regiones D y F; y Drobojev et al (1979) en las regiones E y F en valores medios sobre largos períodos de tiempo.

Todos los autores mencionados utilizaron en sus estudios técnicas de mediciones diferentes, radar por retrodispersión los dos primeros, drift y sondajes oblicuos los dos últimos, respectivamente.

La aplicación del análisis de diferentes ubicaciones geográficas para una misma altura (Giraldez 1980a) para la región E, indica que un cierto evento productor de ondas internas en la ionósfera se desarrolla aproximadamente como se preve teóricamente en función del tiempo y al alejarse de la fuente de producción.

El uso de secuencias de datos de $f_b E_s$ como trazadores de ondas acústico-gravitatorias en la región E se basa en el mecanismo de producción de capas E-Esporádicas en latitudes medias (Radio Science 1975; Miller y Smith, 1978; Smith y Miller, 1980) y la respuesta esperada de ese tipo de capas frente a una perturbación del sistema de vientos, Chiu y Ching (1978).

Debido a que las ondas gravitatorias internas producen perturbaciones al sistema de vientos (Hines, 1960; Midgley y Liehmon, 1966; Francis, 1975; Yeh y Liu, 1974; Richmond, 1978; Volland, 1969; Tuan y Tadic, 1982), el análisis espectral de las perturbaciones de frecuencia crítica (densidad iónica) de capas E-Esporádicas respecto de las previsiones de valores medios (Giraldez, 1980b) provee información de la composición espectral de la perturbación. El uso de perturbaciones de $f_0 F_2$ respecto a los valores medios esperados como series temporales de datos para analizar las características de las ondas gravitatorias ha sido analizado por muchos autores, algunos de ellos mencionados anteriormente. En la sección correspondiente al análisis teórico se dará un breve esquema de los mecanismos mencionados en relación con la validez de los datos obtenidos y sus limitaciones.

RESULTADOS EXPERIMENTALES

Se efectuó el análisis de ionogramas de una cadena de seis estaciones ionosféricas, prácticamente alineadas en longitud, siguiendo el procedimiento mencionado anteriormente de procesar las diferencias de las mediciones respecto de sus valores esperados en condiciones calmas.

TABLA I

<u>ESTACION</u>	<u>LATITUD GEOGRAFICA</u> (grados sur)	<u>LONGITUD GEOGRAFICA</u> (grados este)
Tucumán	26.9	294.6
Buenos Aires	34.55	301.3
Trelew	43.2	294.7
Port Stanley	51.7	302.2
Ushuaia	54.8	291.7
Base General Belgrano	77.99	321.4

El conjunto de estaciones analizadas figura en la Tabla I. El día elegido es el 15 de diciembre de 1965, por ser un día calmo. Los datos de parámetros geofísicos de importancia para esta calificación de día calmo son: $K_p = 0-01$; $\Delta 2.800GH_z = 76.8$; Nro. de Wolf (R_z) = 14. No fue informada ninguna tormenta geomagnética en este día ni en los anteriores. Esta información es necesaria pues establece fehacientemente que la perturbación analizada fue generada localmente en la región del óvalo auroral antártico y la perturbación corresponde a un evento aislado y de reducidas dimensiones físicas, ya que no genera perturbaciones geofísicas de orden planetario.

La perturbación en alta latitud se observa en el gráfico f de la Base General Belgrano para este día como se muestra en la figura 1, donde se puede observar una muy intensa perturbación en la región E.

La observación de los gráficos-f, en las restantes ubicaciones de la Tabla I muestran una propagación de las perturbaciones de f_oF_2 y f_bE_s hacia el ecuador.

La determinación de la amplitud de la perturbación en la región F se efectuó utilizando la diferencia entre los valores medios mensuales obtenidos por el método de predicción del CCIR y las observaciones, mientras que para la capa Es, la diferencia utilizada es entre los valores obtenidos del método de predicción, Giraldez, (1980b) y las observaciones.

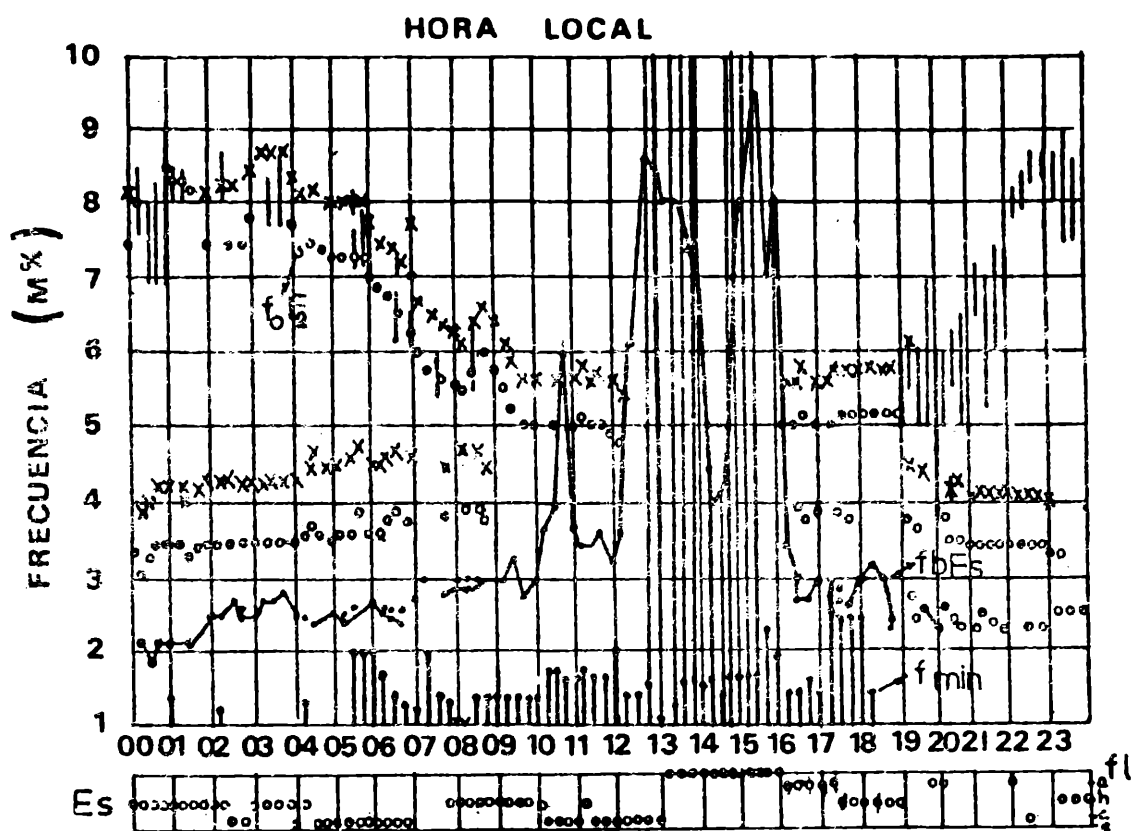


Figura 1: Gráfico f para la estación Base Gral. Belgrano del 15 de diciembre de 1965. Las características de interés (F_0 , F_2 y F_b , E_s) medidas, se muestran cada 15 minutos en función de hora local.

La determinación de la hora de comienzo de la perturbación en las distintas estaciones indica que la velocidad de propagación es aproximadamente de 300 m/seg. sur-norte en ambas regiones (E y F).

Para el análisis espectral de Fourier de las perturbaciones se utilizaron datos secuenciales a razón de un dato cada 15 minutos en cada ubicación geográfica para períodos de observación de más de cinco horas; se utilizó además una ventana de Hanning como filtro de las componentes de alta frecuencia, ajustada al número de datos utilizados.

De los espectros resultantes, se efectuó el estudio de líneas espectrales con períodos entre 30 y 200 minutos tanto en la región E como en la F para todas las estaciones excepto la Base General Belgrano, ya que en ésta estación los datos de región F están completamente enmascarados por los de la región E, como se observa en la figura 1.

Las líneas espectrales obtenidas se analizan a partir de suponer que las mismas corresponden a la superposición de ondas ionosféricas viajeras en cada región además de ser oscilaciones asociadas en las diferentes alturas. Algunos espectros obtenidos se muestran en la Figura 2.

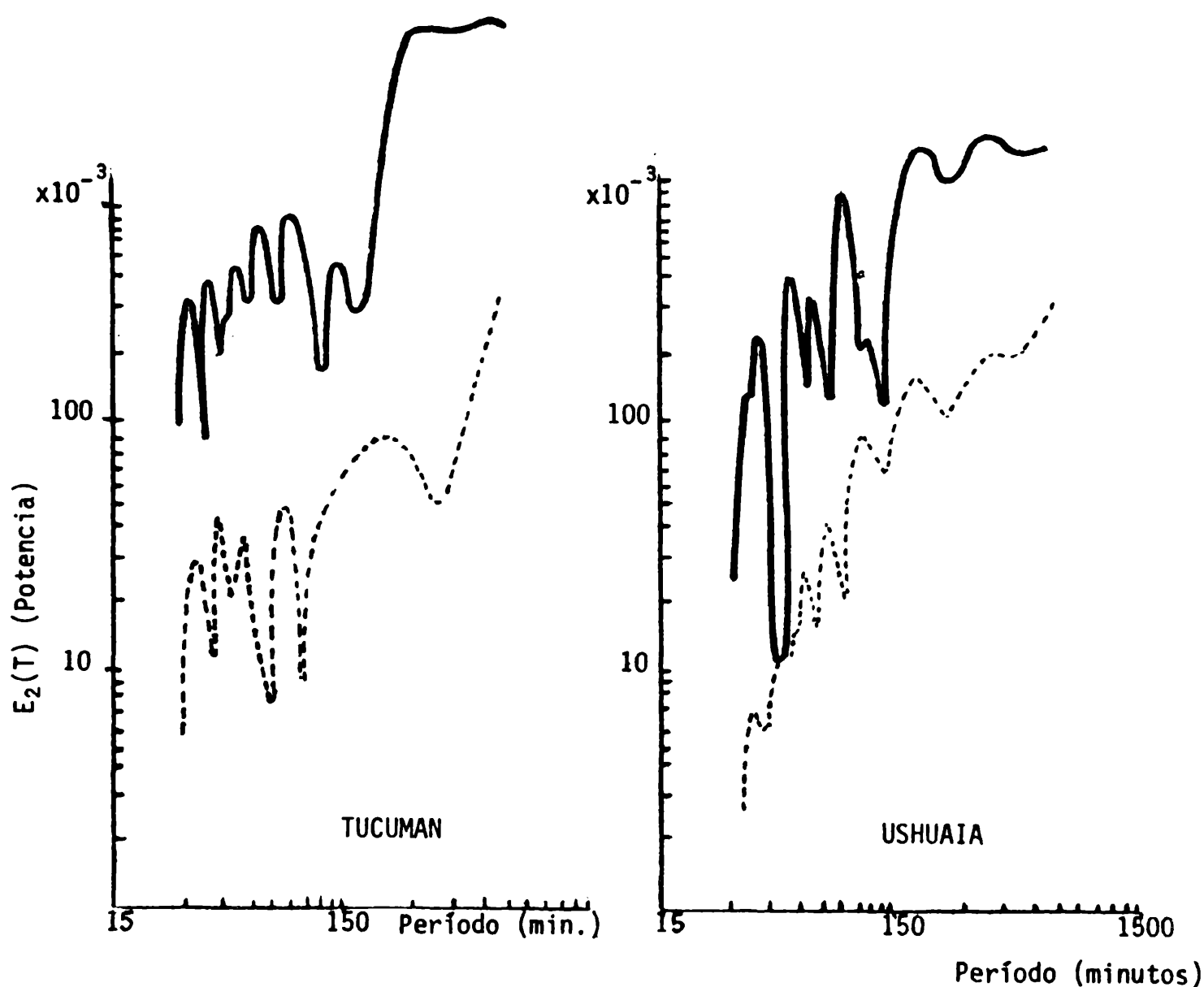


Figura 2: Espectros calculados para las estaciones que se detallan

Trazo lleno: espectro de $\Delta f_0 F_2$

Trazo discontinuo: espectro de $\Delta f_b E_s$

El espectro de trazo continuo está desplazado un orden de magnitud hacia arriba del de trazo discontinuo.

Los espectros observados son espectros de potencia en función del período, no espectros de frecuencia. Se adoptó este método de representación por la ventaja adicional que significa que la potencia del espectro $E_2(T)$ es proporcional a la energía asociada a la perturbación en función de su período.

El correspondiente espectro de frecuencia $E_1(\omega)$ está relacionado con $E_2(T)$ por medio de:

$$\int_0^{\infty} E_1(\omega) d\omega = \int_0^{\infty} E_2(T) dT, \text{ que lleva a definir } E_2(T) = \frac{2\pi}{T} E_1(\omega)$$

Las pruebas efectuadas para determinar la confiabilidad de los resultados fueron, el cambio del tamaño de ventana para detectar cambios en la posición de líneas y el cálculo de $\frac{d \ln E(\omega)}{d \ln (\omega)} = \gamma$

En el primero de ellos, se observó que la posición de las líneas no varía con el cambio de ventana, indicando la estabilidad del espectro y en el segundo el cálculo de γ da valores constantes en todo el rango del espectro bajo estudio (sin cambios de pendiente) y con valores numéricos entre 0.75 y 1 para los diferentes espectros, indicando así que los mismos no son de ruido ($\gamma=0$).

El análisis de las líneas observadas en ambas regiones y en las diferentes posiciones geográficas fue efectuado de acuerdo con los criterios mencionados anteriormente; propagación horizontal hacia el ecuador y asociación de las oscilaciones en la región E, con las oscilaciones observadas en la región F.

Las líneas identificadas para ambas regiones y en las diferentes ubicaciones geográficas son indicadas en la Tabla II.

TABLA II

	REGION E	REGION F
	Período (minutos) de las líneas espectrales	
LATITUD GEOGRAFICA 26.9°	32.5; 40; 51.5; 75	32.5; 36.5; 46; 56; 80; 115
34.5°	32.5; 39; 47.5; 58; 71; 95	31; 37.5; 46; 54; 62; 78; 102; 160
43.2°	32.5; 39; 62; 140; 130	31; 37; 48; 92
51.7°	34; 44; 57.5; 78; 114	32.5; 38; 47; 58; 67.5; 106; 140
54.8°	34; 40; 55; 68; 98; 160	36; 49; 60; 80; 100; 170
77.99°	32; 41; 51; 66; 86; 155	NO OBSERVABLES

Se interpreta como ondas gravitatorias aquellas que presenten un gradual aumento de período al alejarse de la fuente, de acuerdo con las previsiones teóricas.

Desde este punto de vista, un grupo de cinco líneas por cada ubicación geográfica son identificadas en la región E y F, mostrando la superposición de ondas con diferentes valores de corrimiento de período.

El cálculo de correlación para la posición de las líneas en función de la latitud indica que las mismas responden adecuadamente a una correlación lineal entre período y latitud, siendo la función.

$$T \text{ (min)} = A + B \cdot \Delta(\text{lat})$$

$\Delta(\text{lat})$ = diferencia de latitud entre dos estaciones, en valor absoluto.

mostrando un comportamiento coherente con lo esperado para ondas internas en propagación libre.

La figura 3 muestra el diagrama observado de líneas espectrales para el conjunto de estaciones analizado.

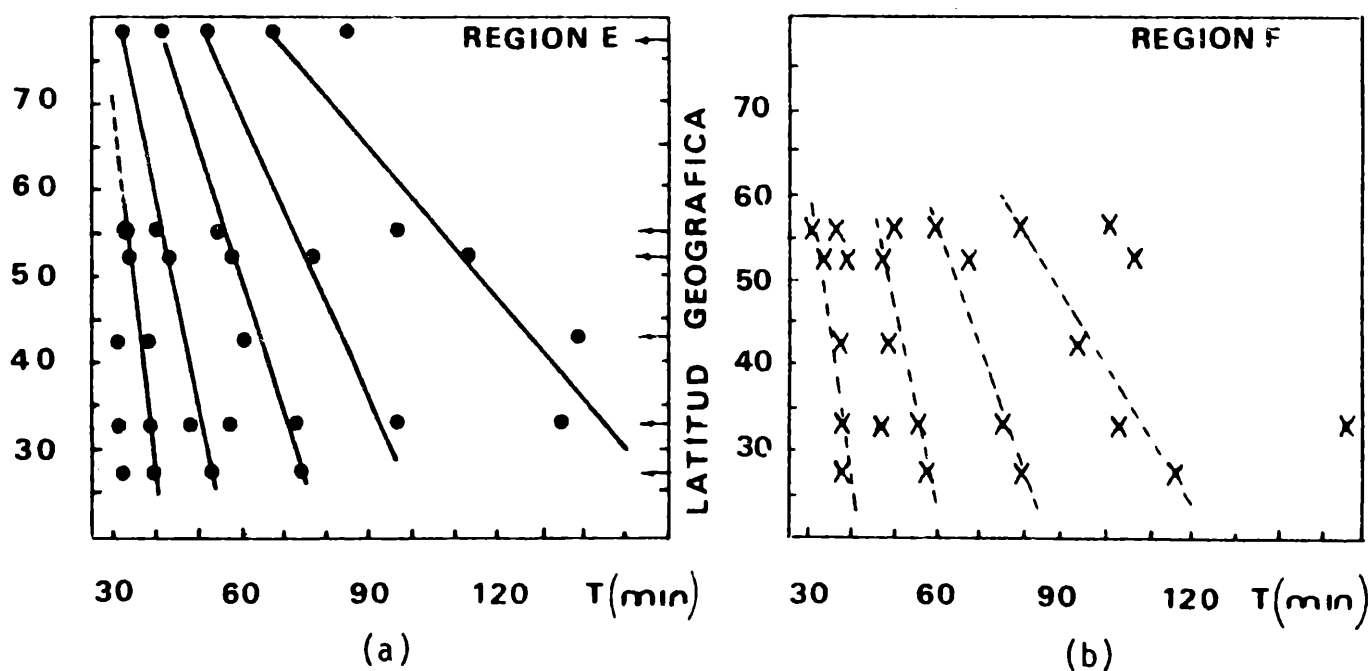


Figura 3: Diagrama de líneas espectrales observadas (círculos y cruces) en el plano período/latitud geográfica sur.

La comparación de espectros en las diferentes ubicaciones geográficas muestra que la forma general de los mismos no varía de un lugar a otro en forma abrupta, excepto en la posición de las líneas espectrales.

De la comparación de resultados entre las regiones E y F para cada ubicación geográfica, se observa que ambas regiones poseen un conjunto de líneas que aparecen asociadas, siempre la región E con líneas de menor período que la correspondiente a la F (la figura 3a. para la región E y 3b para la región F)

Esta asociación de líneas espectrales a diferentes altitudes con pequeña diferencia de frecuencia son mencionadas en la literatura para análisis espectrales entre 200 y 300 Km (Yeh et al 1979) y entre las regiones D y F (Drobjev et al 1979) pudiéndose inferir, de acuerdo a la teoría que se verá en la próxima sección, que corresponden a la misma onda gravitatoria, con el correspondiente desfase y corrimiento en frecuencia debido a la diferencia de altura y la influencia de la magnitud y dirección del viento neutro de base, definiendo a éste como el movimiento de masa de período mucho mayor que el analizado.

FUNDAMENTOS TEORICOS DEL METODO

La ionósfera terrestre debe su existencia a la radiación solar y la fisicoquímica de los componentes atmosféricos asociados a la misma; las causas de formación y la evolución de las propiedades ionosféricas están regidas fundamentalmente por la interacción de la radiación solar con los componentes atmosféricos. Un análisis ya clásico del tema puede buscarse en Banks y Kockarts (1973).

En este caso particular el interés está centrado en demostrar que la existencia de un movimiento de masa (viento neutro) afecta la distribución iónica, y que esa modificación (observable con sondadores ionosféricos en este caso) tendrá la misma frecuencia de oscilación que el viento que la produce, aún cuando no esté en fase ni sea proporcional a su amplitud en todos los casos.

Para la región F de la ionósfera, esto se demuestra en forma esquemática utilizando la ecuación de continuidad para las especies ionizadas.

Tomando perturbaciones de primer orden de la densidad electrónica:

$$N = N_0(z) + N'(\vec{r}, t) = N(z, t) = \text{densidad total}$$

z = coordenada vertical (normal a la superficie de la tierra).

y la presencia de un viento neutro de velocidad V dado por:

$$\vec{V} \approx \vec{V}_0 e^{j(\omega t - \vec{k} \cdot \vec{r})}$$

y una velocidad inducida en los iones dada por V_i tal que: $\vec{V}_i = (\vec{V} \cdot \hat{B}) \hat{B}$.

\hat{B} = dirección del campo magnético terrestre.

La ecuación de continuidad indica que en equilibrio de procesos químicos:

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \nabla \cdot (N \vec{V}_i) = 0 \quad \vec{B} = \text{campo magnético terrestre.}$$

y tomando perturbaciones a primer orden $\frac{DN}{Dt} = 0 \rightarrow \frac{\partial N'}{\partial t} + \nabla \cdot (N_0 \vec{V}_i) = 0$

$$-\frac{\partial N'}{\partial t} = \vec{V}_i \cdot \nabla N_0 + N_0 \nabla \cdot \vec{V}_i$$

considerando medio estratificado $\nabla N_0 = \frac{\partial N_0}{\partial z} \hat{z}$

$$\vec{V}_i \cdot \nabla N_0 = (\vec{V} \cdot \hat{B}) \hat{B} \cdot \frac{\partial N_0}{\partial z} \hat{z}$$

$$N_0 \nabla \cdot \vec{V}_i = N_0 (-j \vec{k} \cdot \vec{V}_i) = -N_0 j \vec{k} \cdot \left[(\vec{V} \cdot \hat{B}) \hat{B} \right] = -j N_0 \left[(\vec{V} \cdot \hat{B}) \hat{B} \right] \cdot \vec{k} =$$

$$= -j N_0 (\vec{V} \cdot \hat{B}) (\vec{k} \cdot \hat{B}) \quad \text{que resulta} \quad -\frac{\partial N'}{\partial t} = (\vec{V} \cdot \hat{B}) \left(\hat{B} \cdot \hat{z} \frac{\partial N_0}{\partial z} \right) - j N_0 (\vec{V} \cdot \hat{B}) (\vec{k} \cdot \hat{B})$$

$$\text{resultando finalmente} \quad -\frac{\partial N'}{\partial t} = (\vec{V} \cdot \hat{B}) \left[-j (\vec{k} \cdot \hat{B}) + \hat{B} \cdot \hat{z} \frac{\partial}{\partial z} \right] N_0$$

debido a que $V \propto \exp(j\omega t)$; $\frac{\partial N'}{\partial t} \propto \exp(j\omega t)$ y puede determinarse entonces que la variación de la perturbación de densidad con el tiempo será armónica y de frecuencia ω , si la velocidad del viento lo es.

En general, aún cuando en este esquema se ha despreciado la difusión y la presencia de campos eléctricos en la región, que afectan en realidad la dinámica del plasma ambiental; la inclusión de los términos mencionados solo

afecta la fase y amplitud de $\frac{\partial N'}{\partial z}$ respecto de la perturbación de velocidad, pero no su frecuencia.

En el caso presente, debido a que el parámetro experimental utilizado es la frecuencia crítica ($f_0 F_2$) y este se obtiene del máximo de ionización de la región, puede aún simplificarse mas la expresión, pues:

$$\frac{\partial N_0}{\partial z} = 0 \quad (\text{condición de máximo de la densidad electrónica})$$

y aproximadamente se obtiene que $N' \approx \frac{(\vec{V} \cdot \hat{B})}{\omega} (\vec{K} \cdot \hat{B}) N_0$

$$\left(\frac{\partial N'}{\partial t} = j\omega N'\right).$$

La explicación anterior justifica la asignación de frecuencia de oscilación de la onda a frecuencia de oscilación de la densidad iónica del medio provocada por una onda, a menos del corrimiento Doppler provocado por el viento preexistente, que será analizado posteriormente.

La justificación para la región E y en particular para las capas E Esporádicas que son las utilizadas en el presente trabajo es la siguiente: La teoría de vientos cizallantes (Whitehead, 1970) propone que un gradiente vertical de vientos horizontales puede conducir la ionización ambiente a lo largo de líneas de campo magnético resultando una acumulación o disminución de ionización en los nodos. Según este mecanismo los vientos Norte-Sur serían los más efectivos, pero un estudio más profundo indica que son los vientos Este-Oeste con la producción de campos de polarización y a través de la fuerza de Lorentz los que resultan más efectivos en la redistribución de ionización.

Consideremos un sistema de coordenadas X, Y, Z; X = Norte; Y = Oeste; Z = Vertical hacia arriba y \vec{B}_0 = campo magnético terrestre.

Si la atmósfera se supone estratificada y calma (equilibrio), entonces:

$$\frac{\partial}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial y} = 0$$

Por lo tanto, de la ecuación de Maxwell:

$$\nabla \wedge E = - \frac{\partial \vec{B}}{\partial t} = 0 \Rightarrow E_x, E_y = \text{ctes.}$$

La ecuación de movimiento para la componente α cargada es:

$$0 = Z_{\alpha} e(\vec{E} + \vec{V}_{\alpha} \times \vec{B}_0) + m_{\alpha} \nu_{\alpha} (\vec{V}_n - \vec{V}_{\alpha})$$

Z_{α} = número de cargas netas de la especie α

ν_{α} = frecuencia de colisiones entre la especie α y el gas neutro

\vec{V}_{α} = velocidad de la especie α

\vec{V}_n = velocidad del gas neutro

El término de presión, no incluido, es el responsable de la difusión, pero no es fundamental para la comprensión del mecanismo.

Asumiendo un viento neutro \vec{V}_n en dirección Este-Oeste con gradiente vertical ($V_n = V = (0, V(Z), 0)$) la componente de velocidad vertical es:

$$V_{\alpha z} (\nu_{\alpha}^2 + \omega^2 B_{\alpha}^2) = - \omega B_{\alpha} \nu_{\alpha} V \sin\theta + (Z_{\alpha} \omega^2 B_{\alpha}^2 e/m_{\alpha} \nu_{\alpha}) E_x \sin\theta \cos\theta -$$

$$- (e\omega B_{\alpha} Z_{\alpha}/m_{\alpha}) E_y \sin\theta + (Z_{\alpha} e/m_{\alpha} \nu_{\alpha}) (\nu_{\alpha}^2 + \omega^2 B_{\alpha}^2 \cos^2\theta) E_z$$

donde $\omega B_{\alpha} =$ girofrecuencia $(\frac{Z_{\alpha} eB}{m_{\alpha}})$

$\theta =$ ángulo polar del campo magnético.

en realidad $\alpha = \begin{cases} e(\text{electrones}) \\ i(\text{iones}) \end{cases}$

para los electrones de la región E se cumple que: $\omega B_e^2 \cos^2\theta \gg \nu_e^2$ (excepto en la cercanía del ecuador magnético) y la expresión para el campo E_z queda:

$$E_z = - (m_e \nu_e / e \cos^2\theta) V_{e_z} + (m_e \nu_e^2 \sin\theta / \omega B_e e \cos^2\theta) V - \text{tg}\theta E_x -$$

$$- (\nu_e \sin\theta / \omega B_e \cos^2\theta) E_y$$

Para los iones: $\omega_i^2 \ll \nu_i^2$

queda entonces:

$$v_{iz} v_i^2 = -\omega B_i v_i V \operatorname{sen}\theta + (e v_i / m_i) \cdot E_z$$

la neutralidad de carga requiere que $N_i = N_e \equiv N$, y además que:

$$V_{iz} = V_{ez} \equiv V_z \text{ donde } V_z = -\frac{\omega_i}{v_i} V \operatorname{sen}\theta - \frac{e \operatorname{sen}\theta}{m_i v_i \cos\theta} E_x - \frac{e v_e \operatorname{sen}\theta}{\omega B_e m_i v_i \cos^2\theta} E_y$$

Como resultado del viento neutro horizontal, la ionización debe desplazarse verticalmente.

En la región E, en ausencia de vientos la ionización satisface

$$q = \alpha N_0^2$$

q = función de producción

α = coeficiente de recombinación

En presencia de vientos la ecuación de continuidad toma la forma:

$$\frac{\partial (V_z N)}{\partial z} = q - \alpha N^2 = \alpha (N_0^2 - N^2)$$

el perfil de ionización se obtiene de resolver esta ecuación y depende de la forma de V_z .

Como V_z es proporcional a V neutro, $N \propto \exp(j\omega t)$ las oscilaciones serán armónicas y en la misma frecuencia del Viento neutro.

Una solución explícita simple a esta ecuación se obtiene para la altura de densidad límite (máximo o mínimo) donde: $\frac{\partial N}{\partial z} \Big|_{z=z_0} = 0$

en este caso:

$$\left(\frac{N(z_0)}{N_0} \right)^2 - \eta \cdot \left(\frac{N(z_0)}{N_0} \right) - 1 = 0$$

$$\eta = -\frac{1}{\alpha N_0} \left(\frac{dV_z}{dz} \right) \Big|_{z=z_0}$$

$$\frac{N(z_0)}{N_0} = \frac{1}{2} \left[\eta + (\eta^2 + 4)^{1/2} \right]$$

Dado que también $V_z(t) \propto \exp(j\omega t)$, resulta:

$$\frac{N(z_0)}{N_0} \propto e^{j\omega t} \quad \text{conservándose la frecuencia de oscilación de la onda como frecuencia de oscilación de la densidad electrónica.}$$

EFFECTO DE LOS VIENTOS DE BASE

Como se mencionó en un párrafo anterior, la existencia de vientos meridionales y zonales de periodicidad 24 horas o constantes a lo largo de días (períodos estacionales) y por lo tanto constantes para el análisis de periodicidades inferiores a 3 horas como las de interés de este trabajo en la región afecta la frecuencia observable de la onda, de acuerdo con la expresión:

$$\omega' = \omega - \vec{k} \cdot \vec{V}_0$$

donde: ω' = frecuencia observable

ω = frecuencia de la onda

\vec{k} = vector de propagación del viento ambiente

\vec{V}_0 = velocidad del viento ambiente constante (independiente de la onda)

De esta expresión se deduce que la presencia de un sistema de vientos modificará la frecuencia observada, respecto de la frecuencia de onda, en forma mayor cuanto mayor sea la magnitud del viento ambiente y menor la frecuencia de la onda. En los resultados experimentales obtenidos, este efecto puede verse en el aumento de dispersión de los valores observados para períodos mayores de onda (frecuencias menores) en comparación con la dispersión de trenes de mayor frecuencia (Fig. 3a y 3b).

Este efecto de corrimiento de la línea espectral observada respecto a la que puede calcularse teóricamente a partir del formalismo, debido a la presencia de vientos de base no previsible teóricamente en su correcta amplitud y dirección, hace que sea muy dificultoso el ajuste de los parámetros atmosféricos necesarios para el cálculo de frecuencias y direcciones de propagación de ondas gravitatorias que reproduzcan exactamente los valores observados.

Un cálculo estimado para la región E, suponiendo longitudes de onda horizontales del orden de 1000 Km. indica que la velocidad del viento neutro de base es del orden de 1 a 10 m/seg., si se toma para el cálculo la diferencia de frecuencias obtenida de la frecuencia observada menos la frecuencia calculada

por correlación lineal de las observadas en todo el rango de latitud. Este orden de magnitud concuerda con el observado en mediciones y cálculo de mareas en latitudes medias y región F (Mayr et al, 1978).

CONCLUSIONES

Analizando los resultados experimentales en función de las previsiones teóricas expuestas y la teoría de propagación de ondas internas en la ionósfera, se determina que las variaciones de densidad electrónica observadas pueden catalogarse como ondas gravitatorias ionosféricas con las siguientes características:

- a) La perturbación se propaga del polo al ecuador con velocidad del orden de 300 m/s tanto en la región E como en la región F de la ionósfera.
- b) Se observa en este caso una multiplicidad de frecuencias en el fenómeno indicando esto que las frecuencias observadas a una cierta distancia de la fuente de perturbación no son fijadas por el medio sino que dependen de la distribución espectral inicial del fenómeno, y que dicha distribución espectral varía solo lentamente y linealmente al alejarse de la fuente.
- c) La distribución espectral en la ionósfera media (Región E) y en la alta ionósfera (Región F) para el mismo fenómeno son muy similares, al igual que su evolución con el tiempo, observándose solo un crecimiento lineal de la distribución con la altura y la distancia horizontal.
- d) Las componentes espectrales de frecuencias mas bajas son afectadas en mayor medida por el sistema de vientos neutros de base, observándose que para períodos superiores a 150 minutos, la incertidumbre en cuanto al valor verdadero del período puede ser tan alta como para invalidar los resultados obtenidos, independientemente del método de análisis espectral utilizado.

Agradecimientos: El autor agradece la inestimable colaboración de la Sra. Inés Lama y las Srtas. Liliana Puig y Alejandra Garbini, en la obtención y procesamiento de los datos utilizados en el presente trabajo.

BIBLIOGRAFIA

- BANKS, P.M. y KOCKARTS, G., "Aeronomy, Parts A y B", Academic Press, 1973.
- CHIU, Y.T. and CHING, B.K., "The response of atmospheric and lower ionospheric layer structures to gravity waves" *Geophys. Res. Letters*. 9, 539-542, 1978.
- DROBJEV, V.I.; KRASNOV, V.M. and SALIHOV, N.M., "Temporal variation of ionospheric waves in the D-and F-regions", *Journal of Atmos. Terrestrial Physics*. 41, 1011-1013, 1979.
- FRANCIS, S., "Global propagation of atmospheric gravity waves: A review", *Journal of Atmos. Terrestrial Physics*, 37, 1011-1053, 1975.
- GIRALDEZ, A.E. (a) "Evidence of gravity waves at E-Region height", *Geophys. Res. Letter*. 7, 170-172, 1980a.
- GIRALDEZ, A.E. (b) "Daytime sporadic-E blanketing frequency prediction", *Solar Terr. Prediction Proceedings. NOAA-ERL, Vol. IV pp C87-C106, 1980b.*, ed R. Donnelly.
- HEARH, A.L. and YEH, K.C., "Medium Scale TID's and their associated internal gravity waves as seen through height-dependent electron density power spectra" *J. Geophys. Res.* 82, 4983-4989, 1977.
- HEARH, A.L. and YEH, K.C., "A study of electron density spectra of travelling ionospheric disturbances". *J. Geophys. Res.* 83, 1442-1446, 1978.
- HINES, C.O., "Internal atmospheric gravity waves at ionospheric heights", *Can J. Phys.* 28, 1441-1481, 1960.
- MANSON, A.H. and MEEK, C.E., "Gravity waves of short period (5-60min.) in the lower thermosphere at 52° N (Saskatoon, Canada)", *Journal of Atmos. Terrestrial Physics*. 42, 103-114, 1980.
- MAYR, H.G; HARRIS, Z y SPENCER, N.W., "Some properties of upper atmospheric dynamics", *Rev. Geophys. and Space Physics*. Vol 16 N° 4, pp.539-565, 1978.
- MIDGLEY, J.E. and LIEMOHN, H.B., "Gravity waves in a realistic atmosphere" *J. Geophys. Res.* 71, 3729-3748, 1966.
- MILLER, K.L. and SMITH, L.G. "Incoherent scatter radar observations of irregular structure in mid-latitude sporadic-E layers"., *J. Geophys, Res.* 83, 3761-3769, 1978.
- Radio Science Special Issue, "Recent advances in the physics and chemistry of the E-region, Vol. 10, n°3, 1975.

- RICHMOND, A., "Gravity wave generation, propagation and dissipation in the thermosphere", J. Geophys. Res. 83, 4131-4146, 1978.
- SMITH, L.G. and MILLER, K.L., "Sporadic-E layers and unstable wind shears", J. Atmos. Terr. Physics. 42, 45-50, 1980.
- TUAN, T.F. y TADIC, D. "A dispersion formula for analyzing 'Modal Interference' among guided and free gravity wave modes and other phenomena in a realistic atmosphere" J. Geophys. Res. Vol. 87, N°A3 pp. 1648-1668, 1982.
- VOLLAND, H., "The upper atmosphere as a multiply refractive medium for neutral air motions" J. Atmos. and Terr. Phys., Vol. 31 pp 491-514, 1969.
- WHITEHEAD, J. "Production and prediction of Sporadic E" Rev. Geophys. Space Phys., Vol. 8 n°1, pp. 65-144, 1970.
- YEH, K.C. and LIU, C.H., "Acoustic Gravity waves in the upper atmosphere" Rev. Geophys and Space Physic. 12, 193-216, 1974.
- YEH, K.C.; LIU, C.H. and HEARN, A.L., "Propagation of gravity wave spectra in the thermosphere" J. Geophys. Res. 84, 834-838, 1979.