

## RECOMENDACIÓN UIT-R P.453-7

**ÍNDICE DE REFRACCIÓN RADIOELÉCTRICA: SU FÓRMULA Y DATOS SOBRE LA REFRACTIVIDAD**

(Cuestión UIT-R 201/3)

(1970-1986-1990-1992-1994-1995-1997-1999)

La Asamblea de Radiocomunicaciones de la UIT,

*considerando*

- a) la necesidad de utilizar una fórmula única para calcular el índice de refracción radioeléctrica de la atmósfera;
- b) la necesidad de datos de referencia mundiales sobre la refractividad y sus gradientes;
- c) la necesidad de tener un método matemático para expresar la distribución estadística de los gradientes de refractividad,

*recomienda*

- 1 que el índice de refracción radioeléctrica de la atmósfera,  $n$ , se calcule mediante la fórmula del Anexo 1;
- 2 que se utilicen los datos de refractividad de los mapas mundiales del Anexo 1 cuando no se disponga de datos locales más fiables;
- 3 que la distribución estadística de los gradientes de refractividad se calcule utilizando el método que se da en el Anexo 1.

## ANEXO 1

**1 Fórmula del índice de refracción radioeléctrica**

El índice de refracción radioeléctrica de la atmósfera,  $n$ , se puede calcular mediante la siguiente fórmula:

$$n = 1 + N \times 10^{-6} \quad (1)$$

donde:

$N$ : coíndice de refracción radioeléctrica expresado por:

$$N = N_{seco} + N_{húmedo} = \frac{77,6}{T} \left( P + 4810 \frac{e}{T} \right) \quad (2)$$

siendo el término « $N_{seco}$ » de la refracción:

$$N_{seco} = 77,6 \frac{P}{T} \quad (3)$$

y el término « $N_{húmedo}$ »:

$$N_{húmedo} = 3,732 \times 10^5 \frac{e}{T^2} \quad (4)$$

donde:

$P$ : presión atmosférica (hPa)

$e$ : presión del vapor de agua (hPa)

$T$ : temperatura absoluta (K).

Esta expresión se puede utilizar para todas las frecuencias; a frecuencias de hasta 100 GHz, el error es inferior a 0,5%. Para perfiles representativos de temperatura, presión y presión del vapor de agua, véase la Recomendación UIT-R P.835.

Para mayor facilidad, la relación entre la presión del vapor de agua,  $e$ , y la humedad relativa,  $H$ , se expresa por:

$$e = \frac{H e_s}{100} \quad (5)$$

con:

$$e_s = a \exp\left(\frac{b t}{t + c}\right) \quad (6)$$

donde:

$H$ : humedad relativa (%)

$t$ : temperatura en grados centígrados (°C)

$e_s$ : presión de vapor de saturación (hPa) a la temperatura  $t$  (°C). Los coeficientes  $a$ ,  $b$ ,  $c$ , son:

*Para agua*

$$a = 6,1121$$

$$b = 17,502$$

$$c = 240,97$$

(valores válidos entre  $-20^\circ$  y  $+50^\circ$ ,  
con una precisión de  $\pm 0,20\%$ )

*Para hielo*

$$a = 6,1115$$

$$b = 22,452$$

$$c = 272,55$$

(valores válidos entre  $-50^\circ$  y  $0^\circ$ ,  
con una precisión de  $\pm 0,20\%$ )

La presión del vapor de agua,  $e$ , se obtiene a partir de la densidad  $\rho$  mediante la ecuación:

$$e = \frac{\rho T}{216,7} \quad \text{hPa} \quad (7)$$

con  $\rho$  ( $\text{g/m}^3$ ). En la Recomendación UIT-R P.836 se dan valores representativos de  $\rho$ .

## 2 Dependencia de la refractividad de la superficie con respecto a la altura

Se ha determinado que el valor medio a largo plazo del índice de refracción,  $n$ , depende de la altura,  $h$ , y se expresa adecuadamente mediante la ley exponencial siguiente:

$$n(h) = 1 + N_0 \times 10^{-6} \times \exp(-h/h_0) \quad (8)$$

donde:

$N_0$ : valor medio de la refractividad atmosférica considerada al nivel del mar

$h_0$ : altura de escala (km).

$N_0$  y  $h_0$  pueden determinarse estadísticamente para distintos climas. A título de referencia, pueden tomarse los siguientes valores medios globalizantes de estas dos características:

$$N_0 = 315$$

$$h_0 = 7,35 \text{ km}$$

Estos valores numéricos se aplican únicamente para trayectos terrenales.

Estas características de referencia pueden utilizarse para calcular el valor de refractividad,  $N_s$ , en la superficie terrestre a partir de  $N_0$  y según la siguiente fórmula:

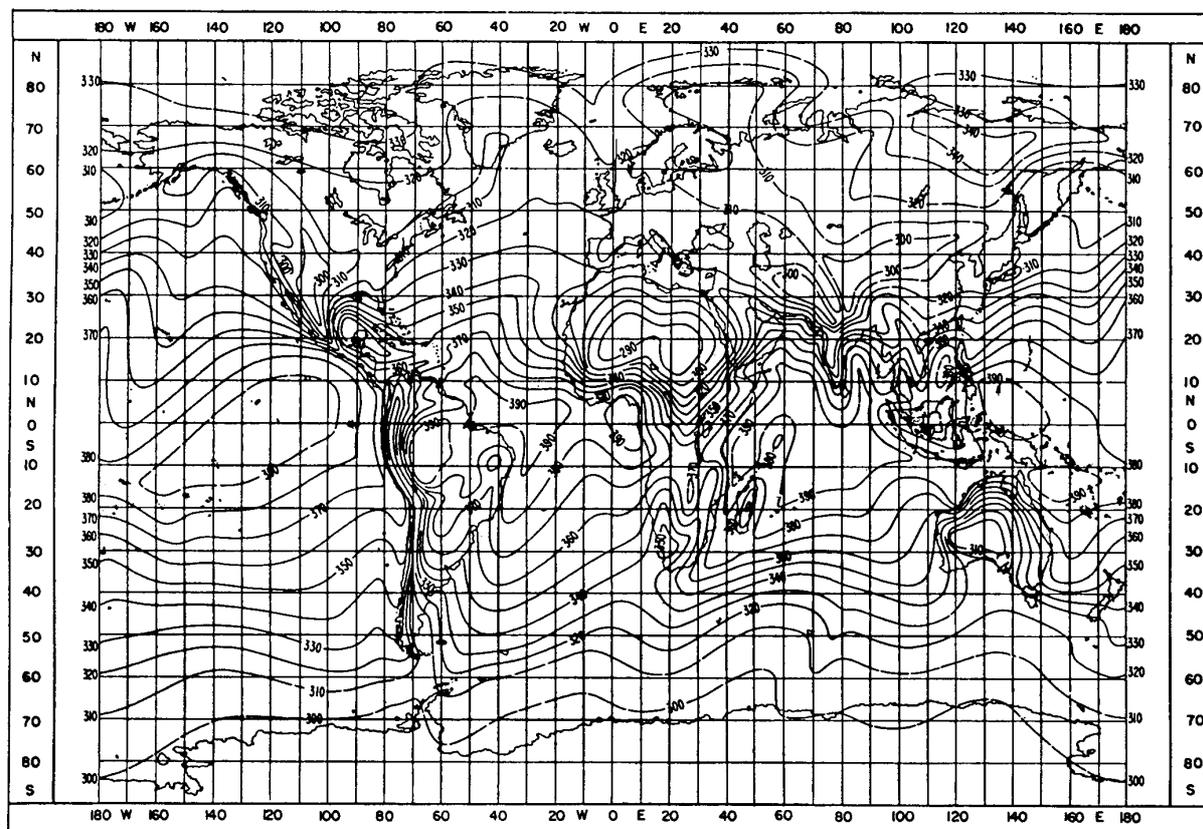
$$N_s = N_0 \exp(-h_s/h_0) \quad (9)$$

donde:

$h_s$ : altura de la superficie terrestre por encima del nivel del mar (km).

Cabe señalar, sin embargo, que los contornos de las Figs. 1 y 2 se obtuvieron con un valor de  $h_0 = 9,5$  km.

FIGURA 1  
Valores medios mensuales de  $N_0$ : febrero



0453-01

Para los trayectos Tierra-satélite, el índice de refracción en cualquier altura se obtiene mediante las ecuaciones (1), (2) y (7) anteriores, junto con los valores adecuados para los parámetros que figuran en el Anexo 1 de la Recomendación UIT-R P.835. Los índices de refracción obtenidos de esa forma pueden utilizarse para establecer modelos numéricos de los trayectos del rayo a través de la atmósfera.

(Cabe señalar que el perfil exponencial de la ecuación (9) también podría utilizarse para estimaciones rápidas y aproximadas del gradiente de refractividad cerca de la superficie de la Tierra y del ángulo aparente con respecto a la línea de puntería, según figura en el § 4.2 de la Recomendación UIT-R P.834.)

### 3 Gradientes verticales del coíndice de refracción

El gradiente vertical del coíndice en la capa inferior de la atmósfera es un parámetro importante para estimar la zona despejada del trayecto y los efectos de propagación tales como la reflexión superficial, la propagación por conductos y por trayectos múltiples en enlaces terrenales de visibilidad directa.

En las Figs. 3 a 6 se presentan las isopletas del decrecimiento medio mensual (gradiente) del coíndice de refracción radioeléctrica en una capa de 1 km de espesor a partir de la superficie. La variación del coíndice  $\Delta N$  se calcula mediante:

$$\Delta N = N_s - N_1 \quad (10)$$

donde  $N_1$  es el coíndice de refracción a una altura de 1 km por encima de la superficie de la Tierra. Los valores de  $\Delta N$  no se redujeron a una superficie de referencia.

Las estadísticas del gradiente del coíndice de refracción en los primeros 100 m a partir de la superficie se utilizan para calcular la probabilidad de ocurrencia de condiciones de propagación por conductos y por trayectos múltiples. Cuando no se dispone de datos locales más fiables, los mapas de las Figs. 7 a 10 proporcionan esas estadísticas para todo el mundo.

FIGURA 2  
Valores medios mensuales de  $N_0$ : agosto

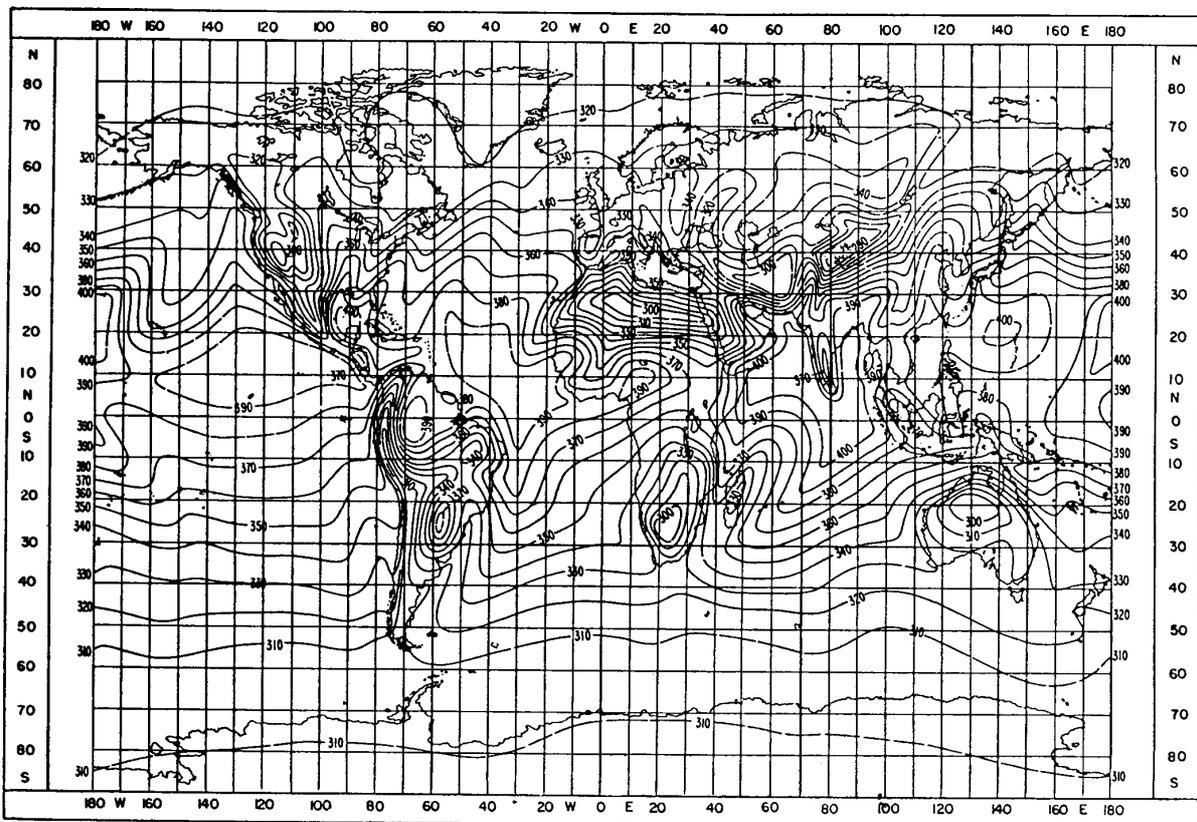


FIGURA 3  
Valores medios mensuales de  $\Delta N$ : febrero

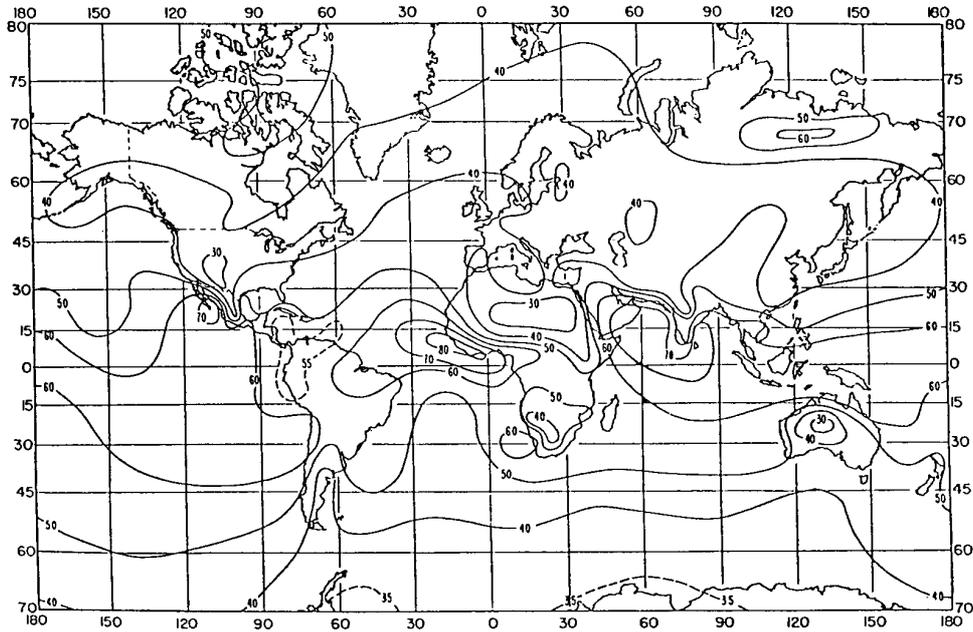
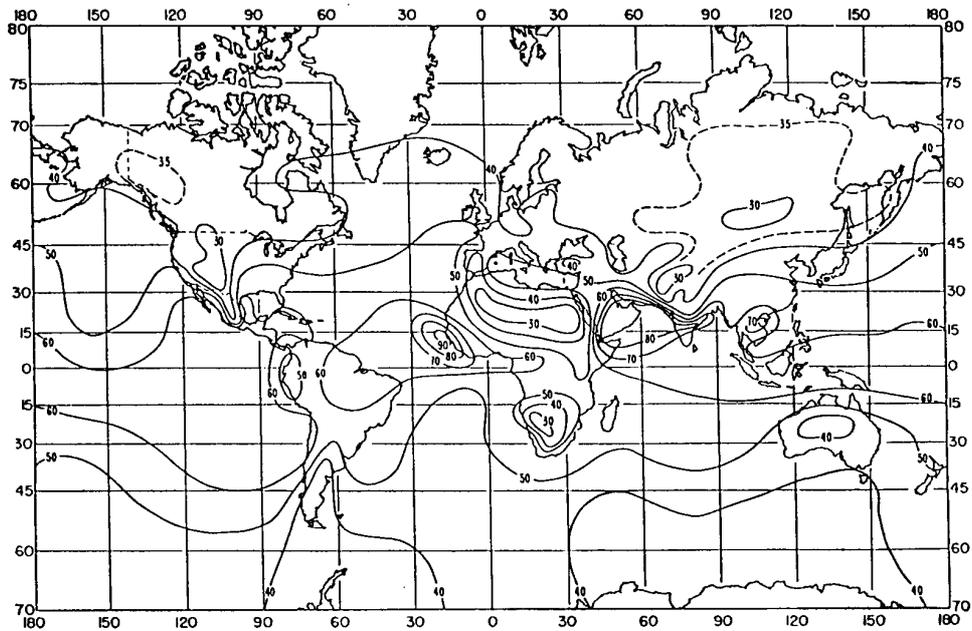


FIGURA 4  
Valores medios mensuales de  $\Delta N$ : mayo



0453-03

FIGURA 5

Valores medios mensuales de  $\Delta N$ : agosto

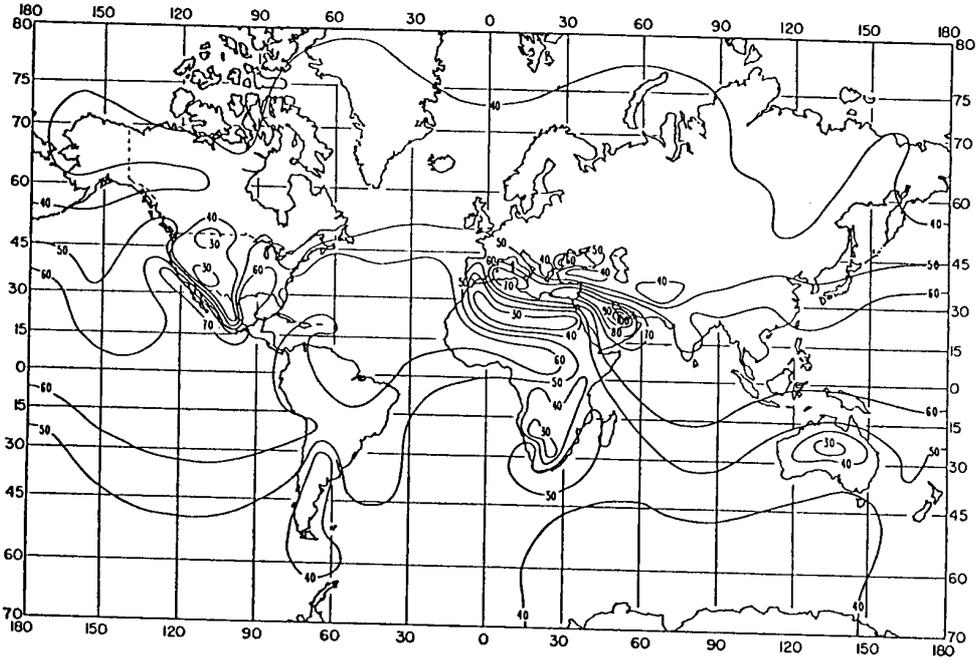
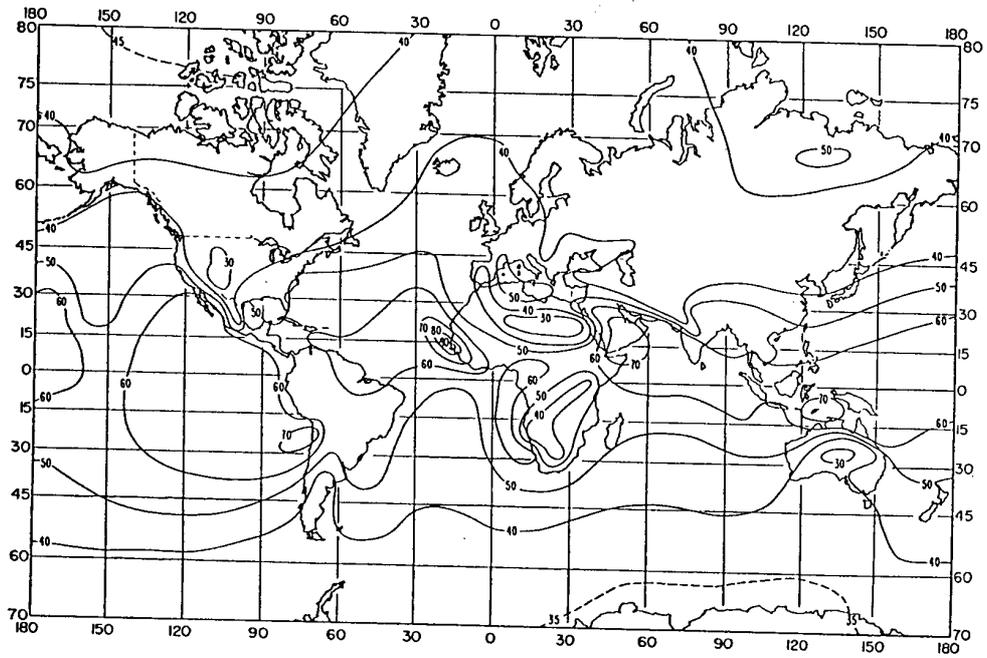


FIGURA 6

Valores medios mensuales de  $\Delta N$ : noviembre



0453-05

FIGURA 7  
Porcentaje de tiempo durante el cual su gradiente es  $\leq -100$  unidades N/km: febrero

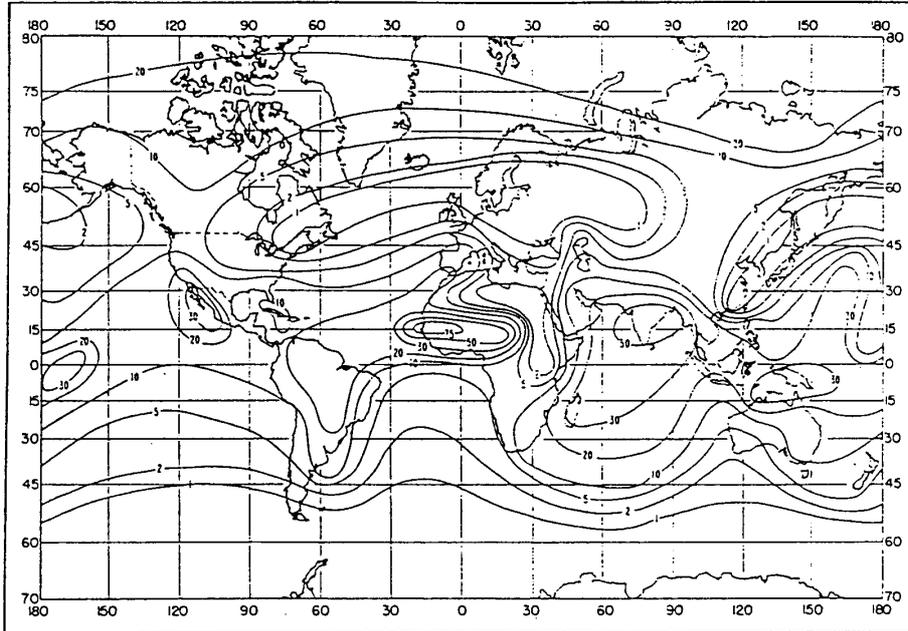


FIGURA 8  
Porcentaje de tiempo durante el cual su gradiente es  $\leq -100$  unidades N/km: mayo

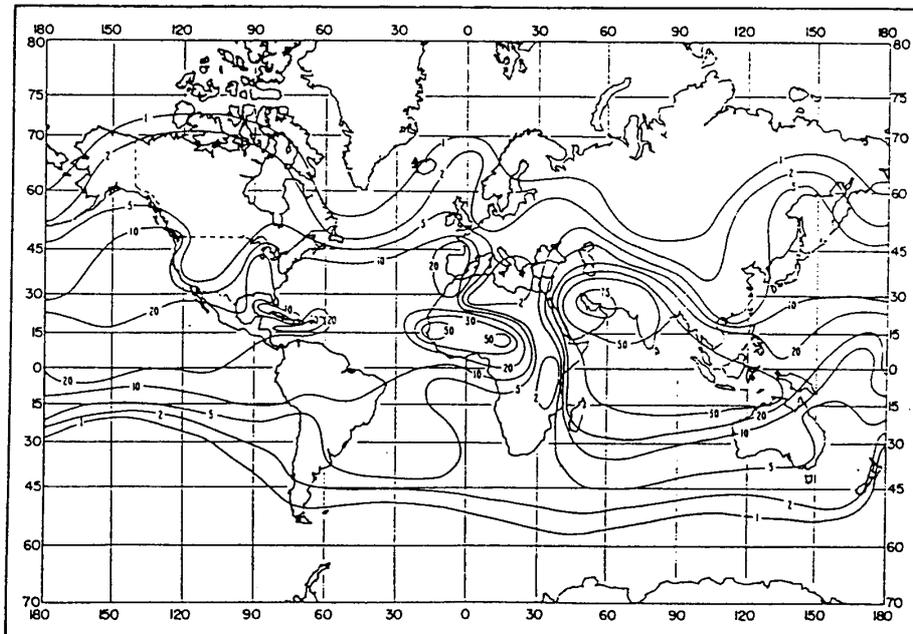


FIGURA 9  
Porcentaje de tiempo durante el cual su gradiente es  $\leq -100$  unidades N/km: agosto

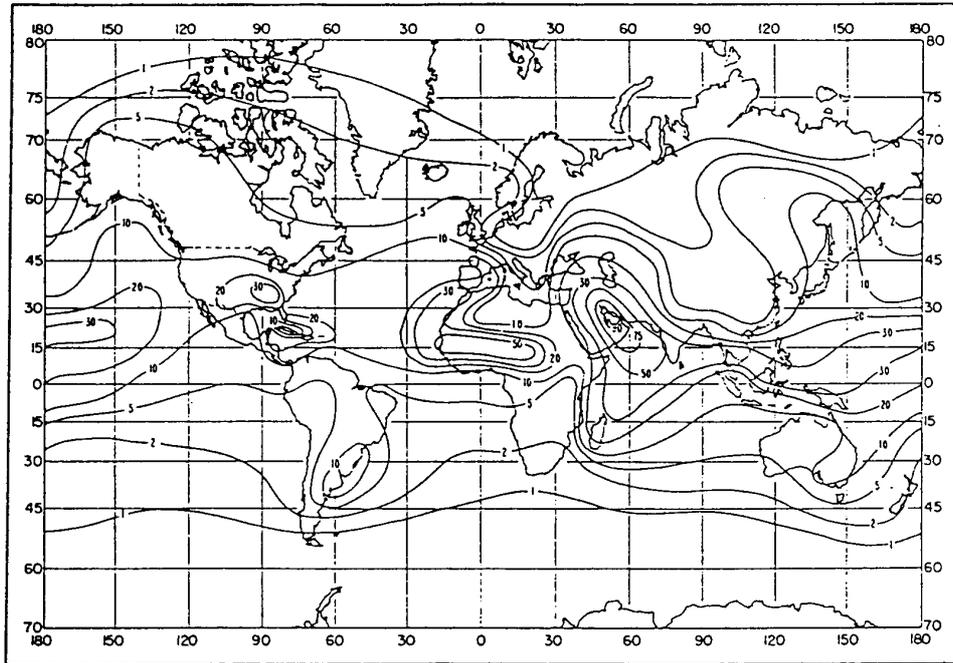
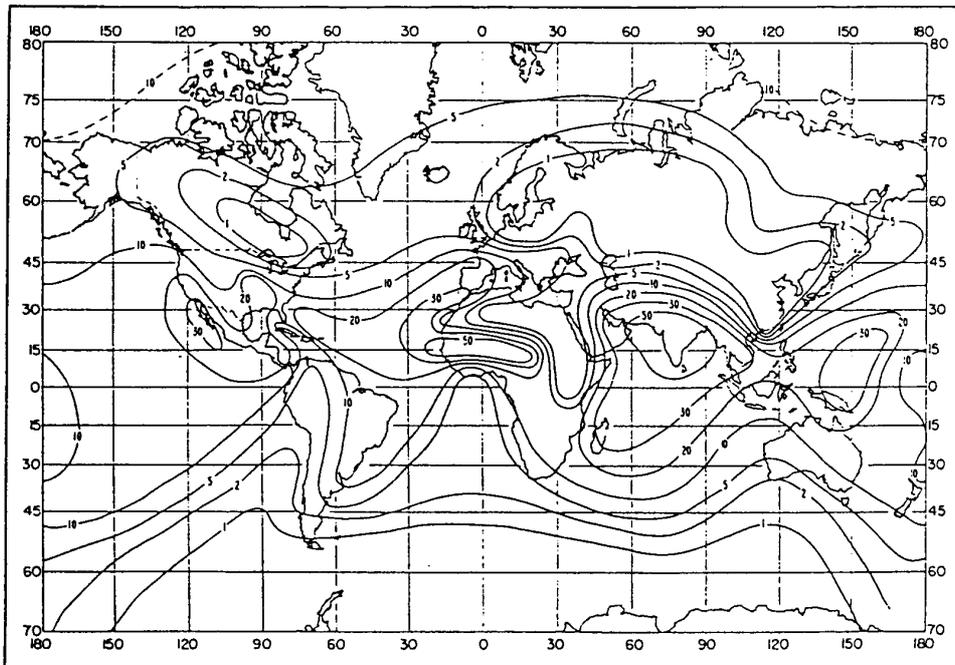


FIGURA 10  
Porcentaje de tiempo durante el cual su gradiente es  $\leq -100$  unidades N/km: noviembre



#### 4 Distribución estadística de los gradientes de refractividad

Es posible estimar la distribución estadística completa de los gradientes de refractividad cerca de la superficie de la Tierra, en los 100 m más bajos de la atmósfera, a partir del valor de la mediana,  $Med$ , del gradiente de refractividad y el valor de la refractividad a nivel de la superficie,  $N_s$ , para el emplazamiento que se considera.

El valor de la mediana,  $Med$ , de la distribución de los gradientes de refractividad puede calcularse a partir de la probabilidad,  $P_0$ , de que el gradiente de refractividad sea inferior o igual a  $D_n$ , utilizando la siguiente ecuación:

$$Med = \frac{D_n + k_1}{(1/P_0 - 1)^{1/E_0}} - k_1 \quad (11)$$

donde:

$$E_0 = \log_{10}(|D_n|)$$

$$k_1 = 30$$

La ecuación (11) es válida para  $-300$  unidades N/km  $\leq D_n \leq -40$  unidades N/km.

Si esta probabilidad,  $P_0$ , correspondiente a cualquier valor  $D_n$  del gradiente de refractividad no es conocida para el emplazamiento que se estudia, es posible calcular  $P_0$ , a partir de los mapas mundiales indicados en las Figs. 7 a 10 de este Anexo, que indican el porcentaje de tiempo durante el cual el gradiente de refractividad sobre los 100 m más bajos de la atmósfera es menor o igual a  $-100$  unidades N/km.

Cuando no se dispone de datos locales más fiables,  $N_s$ , puede calcularse a partir de los mapas de refractividad global a nivel del mar,  $N_0$ , de las Figs. 1 y 2 y la ecuación (9).

Para  $D_n \leq Med$ , la probabilidad acumulativa,  $P_1$  de  $D_n$  puede calcularse mediante:

$$P_1 = \frac{1}{1 + \left[ \left( \frac{|D_n - Med|}{B} + k_2 \right) k_3 \right]^{E_1}} \quad (12)$$

donde:

$$B = \left| \frac{0,3 Med - N_s + 210}{2} \right|$$

$$E_1 = \log_{10}(F + 1)$$

$$F = \frac{2 \times |D_n - Med|}{\left( \frac{B}{67} \right)^{6,5} + 1}$$

$$k_2 = \frac{1,6B}{120}$$

$$k_3 = \frac{120}{B}$$

La ecuación (12) es válida para valores de  $Med > -120$  unidades N/km y para el intervalo de  $-300$  unidades N/km  $< D_n < 50$  unidades N/km.

Para  $D_n > Med$ , la probabilidad acumulativa  $P_2$  de  $D_n$  se calcula a partir de:

$$P_2 = 1 - \frac{1}{1 + \left[ \left( \frac{|D_n - Med|}{B} + k_2 \right) k_4 \right]^{E_1}} \quad (13)$$

donde:

$$B = \left| \frac{0,3 Med - N_s + 210}{2} \right|$$

$$E_1 = \log_{10}(F + 1)$$

$$F = \frac{2 \times |D_n - Med|}{\left( \frac{B}{67} \right)^{6,5} + 1}$$

$$k_4 = \left[ \frac{100}{B} \right]^{2,4}$$

La ecuación (13) es válida para valores de  $Med > -120$  unidades N/km y para el intervalo de  $-300$  unidades N/km  $< D_n < 50$  unidades N/km.

---