

## DetECCIÓN DE TORMENTAS POR EL "RADAR"

Por el Teniente Coronel AZCARRAGA

### 1. Introducción.

Esta información resume diversas opiniones sobre la actual aplicación de equipos "radar" para detectar y señalar la presencia y dirección de las tormentas. Figuran aquí principalmente la opinión de Raymond Wexler y Donald. M. Swingle, ingenieros que en los Estados Unidos trabajan para el Laboratorio de Ingenieros del Cuerpo de Señales, en Belmar, N. J. Posteriormente, y tras algunas otras opiniones sobre aspectos particulares del tema, habrá ocasión de publicar una síntesis más general. Por el momento, este artículo se resume como sigue:

La teoría de la detección de tormentas por el "radar" se conoce por deducción. La potencia de los ecos "radar" recibidos de una zona de tormentas con lluvia, varía inversamente a la cuarta potencia de la longitud de onda que se emplea y al cuadrado del alcance (suponiendo la total intercepción del rayo luminoso por la zona de la tormenta), y directamente, como las sumas de las sextas potencias de los radios de las gotitas de agua efectivamente iluminadas. Hay mayor reflectividad en la lluvia moderada que en las nubes no asociadas con agua; el factor de relación es aproximadamente  $10^6$ .

La absorción por el oxígeno y el vapor de agua produce atenuación del haz "radar". En

una atmósfera tropical, el amortiguamiento teórico, para ida y vuelta, para radiación de 3,2 centímetros, es el 48 % sobre un alcance de 100 kilómetros. La absorción y dispersión por causa de la lluvia produce atenuación más seria. Para radiación de 3,2 centímetros, las atenuaciones experimentales en ida y vuelta, a través de 100 kilómetros de intensidades de lluvia escogidas como ligeras, moderadas y fuertes, son, aproximadamente, 16, 51 y 83 %, respectivamente.

Para la mayor parte de los propósitos al detectar tormentas, es más conveniente el "radar" que utiliza longitudes de onda en la proximidad de 3 a 6 centímetros que el equipo de 9 a 12 centímetros. Sin embargo, en distancias apreciables, a través de lluvia moderada o fuerte, el uso del "radar" de 10 centímetros da eco mayor que el equipo de 3 centímetros.

### 2. Teoría básica "radar" (1).

La teoría básica de la dispersión de ondas electromagnéticas por esferas dieléctricas fué

(1) N. de la R.—La teoría básica que se muestra aquí es familiar a todos los investigadores en el desarrollo del "radar"; pero se ha incluido como recordatorio básico para aquellos que no estén informados de ella.

publicada primeramente por G. Mie (1908). J. W. Ryde llevó a cabo durante la guerra ampliaciones detalladas de aquellas ecuaciones en un informe que se ha publicado ahora (1946).

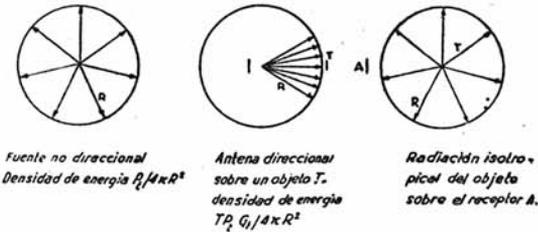


FIG. 1.

Teoría general del "radar".

Entre tanto, Stratton (1930) publicó un estudio de dispersión por gotitas en una breve investigación del amortiguamiento de las señales de radio por las gotas de la lluvia. A. J. F. Siegert, del Laboratorio de Radiación MIT (Massachusetts Institute of Technology), ha estudiado en varios informes inéditos las fluctuaciones de las señales desde las nubes bajo un punto de vista teórico.

Como es de suponer, se descubrió primeramente en la guerra que ciertos tipos de equipo "radar" eran capaces de detectar zonas de lluvia, habiendo sido hecho por Bent (1946) la mayor parte del trabajo original. A menudo se han descubierto tormentas de agua a distancias superiores a 150 millas, y han sido observadas por equipos "radar" que usaban indistintamente longitudes de onda de 10 y de 3 centímetros. Los alcances máximos han sido mayores con el equipo de 3 centímetros que con el de 10 centímetros de igual potencia y tamaño.

Durante la primera parte del año 1943, el Mayor J. O. Fletcher y el Capitán J. E. Nasronero trabajaron, con apoyo económico de las Fuerzas Aéreas del Ejército, en el Laboratorio de Radiación de MIT para determinar los campos de correlación del radar y del estado atmosférico. Como resultado de los estudios del Mayor Fletcher, el Servicio Meteorológico de los Estados Unidos redactó un programa para uso de microondas "radar" en la detección de tormentas.

Según Maynard (1945), la primera representación gráfica que se tomó de un huracán se efectuó en septiembre de 1944, siendo fotografiado en la pantalla "radar" de la estación aeronaval de Lakehurst, N. J. (Estados Unidos).

En una operación "radar" típica se genera en el transmisor una pulsación de radiofrecuencia de duración  $t$  y de potencia  $P_t$ , y esa pulsación se emite por la antena directivamente en la dirección del objeto a detectar.

Si la antena radiase isotrópicamente, digamos sin directividad, podemos hablar de la potencia que fluye a través de un área unidad desde el transmisor, en cualquier dirección, a un alcance  $R$ . Tal transmisor produciría una serie de ondas esféricas, que se expanden al pasar a través del espacio a la velocidad de la luz (fig. 1). Si consideramos a  $R$  como la distancia al objeto dado, la potencia que pasa por el área unidad a través de la superficie de una esfera de radio  $R$ , centrada en la antena, y chocando sobre el objeto, es  $P_t/4\pi R^2$ . Si la antena transmisora típica de "radar" tiene una acumulación de energía equivalente  $G_i$  veces a la normal procedente de un radiador isotrópico, la densidad de potencia sobre el objeto será  $P_t G_i/4\pi R^2$ .

Si el área efectiva del objeto es  $T$ , interceptará una potencia igual a  $TR G_i/4\pi R^2$ . Y puesto que la energía reflejada por el eco se extenderá como si el objeto fuese una nueva fuente de emisión, la densidad de potencia reflejada será  $TP_i G_i/(4\pi R^2)^2$ .

Finalmente, si el área efectiva de la antena receptora es  $A$ , la potencia recibida se convierte en  $P_r = ATP_i G_i/(4\pi R^2)^2$ .

Esta señal debe ser detectada, amplificada y trasladada a los indicadores del equipo "radar" en los intervalos entre impulsos. Procedente de consideraciones teóricas, se ha demostrado por Slater (1942) que  $G_i = 4\pi A/\lambda^2$ , donde  $\lambda$  es la longitud de onda. Al emplear antenas "radar" convenientes, se ha determinado empíricamente que el área efectiva  $A$  es aproximadamente dos tercios del área aparente  $A_p$ , y por lo tanto,  $G_i = 8\pi A_p/3\lambda^2$ . Sustituyendo, obtenemos:

$$P_r = \frac{A_p^2 T P_t}{9 \pi R^4 \lambda^2} \tag{1}$$

3. Aplicación a la detección de tormentas.

El área efectiva de reflexión de una gotita esférica puede obtenerse con las siguientes suposiciones. Supongamos una onda plana polarizada que sea radiada a una gota de agua distante, la cual puede ser considerada como la partícula de dispersión. Se supone que esta partícula de dispersión puede ser sustituida por un dipolo equivalente, cuya longitud es el diámetro de la gotita. (Esta suposición es apropiada sólo

cuando el diámetro es mucho menor que una longitud de onda; para dimensiones más grandes deben también considerarse los impulsos multipolos de la gotita.)

Según Stratton (1930), el promedio de energía que fluye a través de la unidad de área, dispersada por un dipolo oscilante de características  $p, \lambda$ , viene dado, en la dirección de la fuente, por la expresión  $S = 2\pi^3 p^2 c / \lambda^4 R^2$ , donde  $c$  es la velocidad de la luz y  $R$  es la distancia al objeto desde la antena receptora. El valor de  $p$  para una simple gota de radio  $a_i$  viene dado, según Stratton, por la fórmula que sigue:

$$p = \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right) a_i^3 E; \quad [2]$$

donde  $\epsilon$  es la constante dieléctrica del agua y  $E$  es el campo eléctrico que actúa sobre el dipolo. Por tanto, la densidad de energía devuelta desde la gota en la dirección de la antena receptora se da por

$$S = 2\pi^3 \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \frac{E^2 a_i^6 c}{\lambda^4 R^2} = 16\pi^4 \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \frac{P a_i^6}{\lambda^4 R^2}; \quad [3]$$

donde hemos sustituido la densidad incidente de energía  $P = cE^2/4\pi$ .

Definimos la sección transversal del "radar"  $\sigma$  como el área equivalente de una dispersión isotrópica que emite energía en todas las direcciones con intensidad igual a la directamente devuelta por el objeto que en cada caso concierne.

Por tanto,

$$\sigma = \frac{4\pi R^2 S}{P} = 64\pi^5 \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \left( \frac{a_i^6}{\lambda^4} \right). \quad [4]$$

Si hay  $n$  objetos a la vez dentro del rayo emitido, y a tales alcances que puedan producir ecos que lleguen al "radar" al mismo tiempo, aunque con fases diferentes, se deben sumar las energías procedentes de cada uno de los objetos. Resultando así:

$$T = \left( \frac{64\pi^5}{\lambda^4} \right) \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \sum_{i=0}^n a_i^6. \quad [5]$$

En esta ecuación, la ley de dispersión de Rayleigh establece que la sección transversal de dispersión es directamente proporcional a la sexta potencia del radio e inversamente proporcional a la cuarta potencia de la longitud de onda de la radiación. De acuerdo con los cálculos de Ryde, la ecuación es correcta para las radiaciones de 10 centímetros y es casi correcta para radiación de 3 centímetros en aguaceros de intensidades hasta de 25 mm/hora. Para una in-

tensidad de aguacero de 100 mm/hora, los valores dados por esta ecuación son un 50 % menores que los de Ryde.

Sustituyendo la fórmula [5] en la [1], obtenemos la potencia recibida por el "radar":

$$P_r = 64\pi^4 P_t A_p^2 \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \left( \frac{n a^6}{9 R^4 \lambda^6} \right); \quad [6]$$

donde  $a^6$  es el valor medio de la sexta potencia de los radios, de las  $n$  gotitas efectivamente iluminadas. Si hay  $N$  gotitas por unidad de volumen,  $n = NV$ , donde  $V$  es el volumen efectivamente influido.

Si el rayo emitido está completamente interceptado por la nube de agua, se puede demostrar que el volumen máximo,  $V_m$ , que puede estar efectivamente influido es el producto de la mitad de la longitud de pulsación y el área influida por el haz de la antena. Si  $\theta$  es la anchura del haz en radianes, y  $d$  la longitud de pulsación en el espacio,  $V_m = \pi R^2 \theta^2 (d/8)$ ; por tanto,

$$P_r = 8\pi^5 P_t A_p^2 \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \left( \frac{\theta d N a^6}{9 R^2 \lambda^6} \right). \quad [7]$$

Se ha determinado empíricamente que  $\theta = 0,85 \lambda/D$ , donde  $D$  es el diámetro del paraboloide [14]. Esta expresión se deriva de la curva (línea llena de la figura 2) de la intensidad de campo para un paraboloide que esté iluminado por un máximo de una onda sinusoidal a través de su abertura. Está calculado esto bajo la suposición matemáticamente conveniente de que el haz es de intensidad constante, proporcional a  $G_t$ , en una anchura igual a la raíz cuadrada de la anchura del modelo de haz de dos direcciones, siendo cero la intensidad del otro lado (línea de puntos de la figura 2).

Para simplificar diremos:  $\theta = (0,85 \lambda/D)^2 = (0,85)^2 (\pi \lambda^2)/4A_p$ ; resultando

$$\frac{P_r}{P_t} = 0,16 \pi^5 \left( \frac{\epsilon - 1}{\epsilon + 2} \right)^2 \left( \frac{A_p d N a^6}{R^2 \lambda^4} \right). \quad [8]$$

Si el haz no está interceptado por completo, por el área de lluvia nube, el volumen que se emplee



FIG. 2.

La línea continua es el patrón de intensidad en el haz "radar". La línea de puntos es el haz supuesto por conveniencia matemática.

en el cálculo debe ser el tanto por ciento del volumen máximo que efectivamente afecta el haz. Se ha visto por la fórmula [5] que si el volumen iluminado no depende de la anchura del haz, es decir, si la zona de lluvia ocupa menos que la anchura del haz, la energía recibida es inversamente proporcional a la cuarta potencia del alcance y a la sexta potencia de la longitud de onda.

Para la gama de ondas entre 3 y 12 centímetros,

$$[(e - 1) / (e + 2)]^2$$

es aproximadamente 0,9.

Si suponemos un modelo "radar" de  $A_p = 4,7$  metros cuadrados (ocho pies de diámetro), y  $d = 1,2$  kms., obtenemos

$$P_r / P_t = 7 \cdot 8 \cdot 10^{11} [(Na^6) / (R^2 \lambda^4)],$$

y esto se convierte para ondas de 10 y 3,2 centímetros, respectivamente, en:

$$\frac{P_r}{P_t} = 0,078 \frac{Na^6}{R^2}, \quad \frac{P_r}{P_t} = 0,74 \frac{Na^6}{R^2}, \quad [9]$$

donde  $R$  está en kilómetros y  $Na^6$  está en centímetros cúbicos.

La energía efectivamente recibida disminuirá después por la atenuación atmosférica y de lluvia. Esto se discute en el apartado núm. 5 de los que siguen.

Despreciando esos amortiguamientos, las ecuaciones [6] y [8] demuestran que un "radar" debe tener: una onda de corta longitud, una pulsación larga, alta acumulación de energía y una gran antena de buena concentración para obtener largos alcances y detectar zonas de lluvia y nubes débiles.

Hay una limitación en la sensibilidad del equipo "radar" que se determina por el "ruido" generado dentro del receptor, y por esta razón la energía recibida debe ser suficiente para poder ser detectada por encima del ruido inherente. Este "ruido" interno es algo mayor para las ondas de longitud de onda más corta.

Se ha visto de las ecuaciones [8] y [9] que la potencia recibida varía inversamente al cuadrado del alcance si el rayo está completamente interceptado. Por esta razón, para largos alcances, no puede describirse el contorno verdadero de la tormenta de agua, puesto que solamente serán detectables los aguaceros más fuertes. Conforme el aguacero se aproxime al "radar", se aumentaría el área aparente.

Para análisis de estructura detallada deben incluirse consideraciones sobre la forma del haz empleado y los efectos de condiciones de propagación anormal. Por ejemplo, debido a la curvatura de la Tierra, para largas distancias desde el "radar", bajo condiciones normales, sólo serán visibles las partes superiores de las tormentas de agua. Las condiciones normales y anormales de propagación se discuten brevemente en el apartado cuatro de este estudio.

Para determinar el máximo alcance en que la tormenta puede ser detectada, es de gran importancia el emplazamiento del "radar". Por ejemplo, si el horizonte estuviese a  $1^\circ$ , la porción más baja del haz luminoso para 150 kilómetros de recorrido será aproximadamente cuatro kilómetros sobre la tierra; cuando para un horizonte a  $0^\circ$ , daría una altitud de un kilómetro.

#### 4. Características de reflexión de la lluvia.

Lenard (1904) fué el primero en publicar datos sobre la frecuencia de distribución en los tamaños de gotas de lluvia. De sus tabulaciones puede calcularse la intensidad de caída de lluvia. Las medidas de Defant (1905) revelaron una distribución de tamaños de las gotas, tales que los volúmenes en la razón 1 : 2 : 4 : 8, aparecen más frecuentemente.

Este resultado fué corroborado por Niederdorfer (1932); pero otros autores lo consideran dudoso.

La frecuencia media de distribución de tamaños de gotas de agua se determinó por Laws y Parsons (1943) como una función de la intensidad

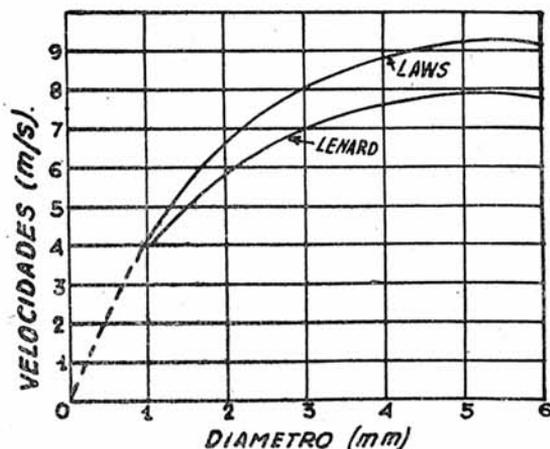


FIG. 3.

Velocidades terminales de las gotas de lluvia en relación con su diámetro.

del chubasco. A consecuencia de que ejemplos individuales de chubascos, de casi igual intensidad, demostraron gran diferencia en la distribución del tamaño de las gotas, se obtuvo una distribución media dividiendo los ejemplos en grupos de diez. También se demuestra una tremenda dispersión en los datos de Lenard. Indudablemente deben también afectar a la distribución del tamaño de las gotas otros factores que la intensidad del chubasco.

La sección transversal "radar" de nube o lluvia depende de  $Na^6$ , en donde  $N$  es el número total de gotas por volumen unidad y  $a$  el valor medio de la raíz sexta de los radios de las gotas. Los valores de  $Na^6$  pueden ser calculados de las distribuciones de tamaños de las gotas hechos por Lenard, Laws y Parsons. El número de gotas  $n_i$  de cada categoría de tamaño que cae en la unidad de área de tierra en determinada unidad de tiempo, aparece en los datos de Lenard. Si llamamos  $v_i$  a la velocidad terminal, para el tamaño de categoría  $i$ , el número de gotas en la unidad de volumen de aire, sobre la tierra, es  $n_i/v_i$ . Por esta razón la función  $Na^6$  se da por la suma total  $n_i a_i^6/v_i$ . Se supone, naturalmente, que la distribución del volumen de las gotas junto a la superficie de la tierra, es la misma que en la altura. Esta suposición es razonable si el aire a través del cual cae la lluvia está próximo a la saturación y si en ese momento no existen velocidades verticales apreciables.

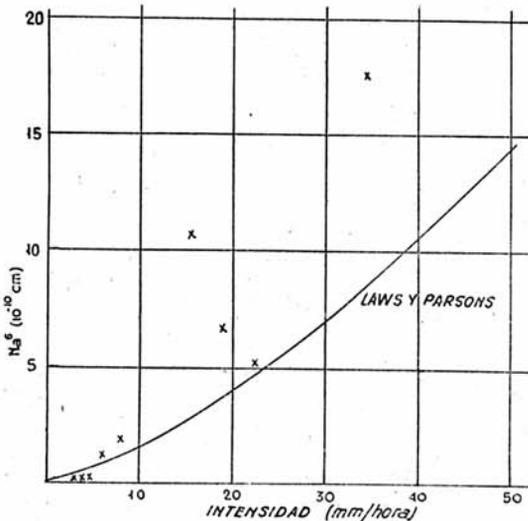


FIG. 4.

Reflectividad ( $Ka^6$ ) en función de la intensidad de chubasco. Los valores marcados con  $x$  son casos individuales, según Lenard.

De los datos de Laws y Parsons se puede demostrar por un análisis similar que  $Na^6$  viene dado por la fórmula

$$\frac{3}{4\pi} M \sum \frac{f_i a_i^3}{V_i}$$

donde  $f_i$  es el tanto por ciento de la masa total de agua en cada clase de radio y  $M$  es la intensidad del chubasco.

Las velocidades terminales de las gotas de agua, conforme están medidas por Lenard (1904) y Laws (1941), se presentan en la figura 3 en función del volumen de la gota. La deformación de las gotas más grandes produce un desnivel de las velocidades terminales por encima de diámetros de cinco milímetros. Para la valoración de  $Na^6$  se han utilizado los valores de Laws.

En la figura 4,  $Na^6$  está expresado en función de la intensidad del aguacero. La línea sólida está basada en los datos medios de Laws y Parsons, y los valores dados por las espas están computados de los datos de Lenard para chubascos individuales. Los datos de Lenard indican una gran dispersión. Para grandes intensidades de aguacero parecen ser de mayor magnitud los datos de Lenard que los de Laws y Parsons.

Los tamaños de las gotas de agua en las nubes fueron medidos extensamente por Diem (1943) volando sobre Alemania. Durante los vuelos a través de varios tipos de nubes, las gotas fueron recogidas en aceite y medidas microscópicamente. Los valores de  $Na^6$ , igualmente computados de los datos de Diem, presentan también considerable dispersión, aun para los mismos tipos de nubes.

En la tabla I los valores medios de  $Na^6$  están tabulados para varios tipos de nubes, tanto partiendo de las estimaciones de Diem, y para intensidades de lluvia escogidas como ligeras, moderadas y fuertes, como partiendo de los datos de Laws y Parsons. Para comparación se han tabulado también los diámetros medios de las gotas. La máxima contribución a la magnitud de  $Na^6$  viene, naturalmente, de las gotas más grandes.

Es evidente, como se ve en la tabla I, que cuando  $Na^6$  procede de lluvia moderada, es aproximadamente  $10^6$  veces que cuando procede de las nubes. Por tanto, suponiendo variación inversa al cuadrado de distancia, la lluvia moderada visible a 100 millas producirá un eco más grande que el de las nubes a 0,1 millas. Las nu-

bes, en general, aun estando directamente sobre la estación, no son detectables por el "radar" que exista en ella. En ocasiones, anticipándose a los chubascos, se pueden detectar las nubes, aunque no sea visible la caída de agua. Posiblemente entonces el tamaño de las gotas en esas nubes, tales que la lluvia está próxima a caer, se acerca al de las gotas de agua. El "radar" puede ser entonces capaz de detectar, por lo menos cualitativamente, siempre que sea inminente la lluvia desde nubes visibles.

TABLA I

Diámetros medios de las gotas y  $N_{a^6}$  para nubes y lluvia.

Tipo de nubes:	Diámetro medio	$N_{a^6}$ (cm <sup>3</sup> )
Altostratus.....	9,0 $\mu$	$2,70 \times 10^{-17}$
Nimbostratus.....	9,1 $\mu$	$14,79 \times 10^{-17}$
Stratocúmulus.....	6,3 $\mu$	$9,90 \times 10^{-17}$
Cúmulus.....	6,4 $\mu$	$6,13 \times 10^{-17}$
Stratus.....	15,4 $\mu$	$8,57 \times 10^{-17}$
<i>Intensidad de lluvia:</i>		
Ligera (1,25 mm/hora).	1,30 mm.	$0,7 \times 10^{-10}$
Moderada (5 mm/hora).	1,65 mm.	$0,7 \times 10^{-10}$
Fuerte (12,5 mm/hora).	1,95 mm.	$2,2 \times 10^{-10}$

No puede hacerse ningún cálculo cuantitativo comparando la nieve con la lluvia. La constante dieléctrica del hielo, más pequeña que la del agua, contribuye a una menor reflectividad en la nieve. Los copos de nieve tienen un diámetro medio aproximado de 1,5 cms., comparado con los diámetros de las gotas de aproximadamente 1,5 milímetros; pero los copos de nieve tienen menor contenido de agua que las gotas. Esta menor reflectividad de la nieve se ha comprobado por los alcances máximos de detección, que son, generalmente, menores para la nieve que para la lluvia.

5. Refracción.

Debido a la refracción, el eje del haz del "radar" atraviesa una senda curvada en su paso a través de la atmósfera. La importancia de la refracción depende de la distribución de la temperatura y humedad en la atmósfera. Para una atmósfera "standard" de 60 por ciento de humedad relativa, la curvatura del haz del "radar" es, aproximadamente, un cuarto de la curvatura de la tierra. En una atmósfera tropical, es- cogiendo como media los datos de radiosondas

en julio de 1943, en Miami, la curvatura de un rayo en los dos kilómetros inferiores de la atmósfera es, aproximadamente, dos quintos la curvatura de la Tierra. De las consideraciones de refracción en tal atmósfera puede deducirse que un rayo tangente a la Tierra llegará a una elevación de 0,5 kilómetros en un alcance de 100 kilómetros; 2,0 kilómetros en 200 kilómetros, y 4,6 kilómetros en 300 kilómetros.

En capas de rápido descenso, con elevación del índice de refracción, puede ocurrir anormalmente largos alcances de detección "radar". Estas capas se producen, generalmente, en inversiones de temperatura, donde el vapor de agua disminuye rápidamente con la elevación. En época favorable a esas capas, durante el verano de 1945, en Sea-Girt, N. J., un equipo "radar", utilizando ondas de tres centímetros, detectó tormentas en el alcance próximo a 200 millas. El alcance normal máximo de detección de tormenta por el equipo es de unas 75 millas.

6. Amortiguamiento.

Las ondas electromagnéticas se atenúan por absorción del oxígeno y del vapor de agua en la atmósfera. Una fuerte banda de absorción del oxígeno y del vapor de agua en la atmósfera, próxima a la longitud de onda de 0,5 cms., ha sido anunciada teóricamente por Van Vleck en un informe inédito, y fué corroborado experimentalmente por Beringer (1946). Autley, Becker y Kellog (1946) localizaron experimentalmente una banda de débil absorción por el vapor de agua, centrada a 1,33 centímetros de longitud de onda. De acuerdo con Van Vleck, existe una banda de fuerte absorción por el vapor de agua en la proximidad de 0,17 centímetros.

Con objeto de obtener un valor representativo de gran atenuación atmosférica, se escogió el contenido medio de vapor de agua sobre Miami durante julio de 1943. Sobre esta base, un rayo que deje la tierra en un ángulo de cero grados atravesará un contenido medio de vapor de agua de 16,3 g/kg. a 100 kilómetros de distancia (0,5 kilómetros sobre el nivel medio del mar), y 13,5 g/kg. a 200 kilómetros (2,0 kilómetros sobre nivel del mar), y 9,9 g/kg. en 300 kilómetros (4,6 kilómetros sobre el nivel del mar).

Los valores de la transmisión ida y vuelta a través de tal atmósfera tropical, igualmente computados por la teoría de Van Vleck, se dan en la tabla II para longitudes de onda de 3,2 centímetros y 10 centímetros.

El amortiguamiento por la lluvia se debe a la

dispersión y absorción por las gotas de agua. Depende de la intensidad del aguacero y de la distribución del tamaño de las gotas. Robertson y King (1946) han hecho medidas experimentales de amortiguamiento por la lluvia para ondas de 1,09 y 3,2 centímetros. Se midieron las intensidades de los aguaceros por una estación situada sobre la mitad del recorrido, y se supusieron uniformemente sobre la totalidad del recorrido del aguacero.

TABLA II

Porcentaje transmisión de ida y vuelta para "radar" de 3,2 cms. y 10 cms.

ALCANCE	Transmisión a través de atmósfera tropical	
	3,2 cms.	10 cms.
50 kilómetros.....	71,6 %	84,8 %
100 — — — — —	52,2 %	72,3 %
200 — — — — —	32,7 %	55,6 %
300 — — — — —	25,6 %	47,3 %

Los resultados de estas mediciones indican que hay una dispersión de los valores de amortiguamiento para tipos de aguaceros que sean casi de la misma intensidad. En la onda de 3,2 centímetros se encontró que el valor medio de los valores experimentales de atenuación es aproximadamente 0,031 decibels por kilómetro, por milímetro de intensidad y por hora de aguacero.

Los valores teóricos de atenuación por la lluvia, como se determinaron por Ryde (1946), sobre la base de los datos de Laws y Parsons para tamaños de la gota, son considerablemente menores que aquellos valores. La atenuación para lluvia ligera (1,25 mm/h.) sólo es 0,012 db/kilómetros; para lluvia moderada (5,0 mm/hora), 0,074 db/km., y para lluvia fuerte (12,5 milímetros/hora), 0,24 db/km.

Es evidente que la transmisión de la onda de 3,2 centímetros, a través de lluvia moderada o fuerte, es muy limitada en distancias apreciables. En la mayor parte de las tormentas no es probable que la lluvia fuerte ocurra continuamente sobre distancias superiores a unos pocos kilómetros. Sin embargo, a lo largo de zonas frontales o bajo circunstancias orográficas favorables, pueden ocurrir lluvias fuertes a lo largo de considerables distancias. Bajo estas condiciones, el "radar" de onda de tres centímetros puede ser inútil debido a la atenuación de la lluvia fuerte.

Se ha observado recientemente por diversos autores la disminución en alcance de los ecos, a través de tormentas, en el "radar" de 3 centímetros de onda. Durante el avance de un frente frío hacia Belmar, en Nueva Jersey, en la noche del 2 de abril de 1946, fué visible a distancia de 70 millas el frente caracterizado por una línea de chubascos de lluvia fuerte; se empleó "radar" de tres centímetros de onda. Cuando la tormenta hubo alcanzado la estación, el frente fué detectable sólo a 30 millas. Un fenómeno similar se observó por Wexler en la tormenta frontal del 18 de julio de 1946.

7. Resultados.

En la figura 5 la relación de la energía recibida a la transmitida en la detección de lluvia ligera, moderada y fuerte, empleando "radar" de 3,2 centímetros, se señala como una función de la distancia de la tormenta. Se supone la atenuación a través de una atmósfera tropical (tabla II). Aproximadamente  $10^{-15}$  de la energía transmitida se recibe por el eco en lluvia moderada, distante 150 kilómetros. La señal mínima detectable del "radar" se supone que es de unos 4 por  $10^{-14}$  vatios. Por una energía máxima

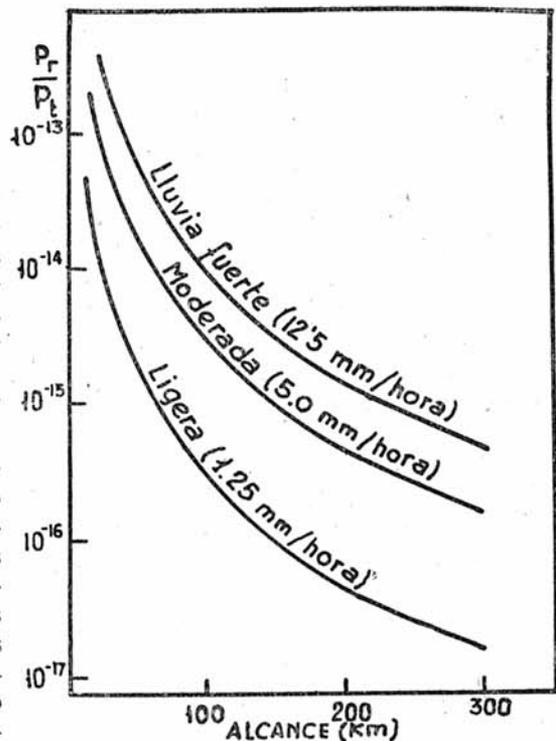


FIG. 5.

Detección de lluvia por un "radar" de 3,2 cm. de onda despreciando la atenuación.

transmitida de 200 kv., las señales pueden ser detectadas en la relación  $P_r/P_t = 10^{-19}$  ó más.

Por esto es evidente, como se señala en la figura 5, que para un alcance especial la lluvia fuerte puede ser detectable, mientras no lo es la lluvia moderada o ligera. Por ejemplo, si la señal mínima detectable fuese  $P_r/P_t = 10^{-15}$ , la lluvia ligera sería detectable a un alcance de unos 65 kilómetros; la lluvia moderada, alrededor de 155 kilómetros, y la lluvia fuerte, a 240 kilómetros. Lluvias más fuertes que 12,5 milímetros/hora podrían ser detectables a mayores alcances con tal de que estas intensidades tuviesen lugar en alturas suficientemente grandes para obviar la curvatura terrestre.

Puede verse también de la figura 5 que el área de una tormenta formada por chubascos de intensidad variable incrementaría su tamaño sobre la pantalla "radar" cuando se aproximara a la estación, y disminuiría cuando se alejase.

En la figura 6, la relación de la energía recibida a la transmitida por el "radar" de 3,2 centímetros para detección de lluvia a través de una cortina continua y constante de lluvia, se señala como una función del alcance. Se han utilizado valores teóricos de amortiguamiento por la lluvia. La lluvia moderada da mayor señal de eco que la lluvia ligera para alcances hasta de 75 kilómetros, por ser mayor  $N_a^6$ . Más lejos de los 75 kilómetros la lluvia ligera produce eco mayor, debido a la mayor atenuación de lluvia moderada. Igualmente, la lluvia fuerte produce mayor señal de eco que la lluvia ligera hasta 10 kilómetros, y menos al alejarse de esta distancia. La gran atenuación a través de lluvia fuerte produce una disminución aguda en la señal del eco al aumentar el alcance. Si la señal mínima detectable fuera  $P_r/P_t = 10^{-15}$ , entonces la lluvia ligera sería detectable a unos 50 kilómetros; la lluvia moderada sería detectable a unos 65 kilómetros; y a través de lluvia fuerte, el máximo alcance para su detección se reduciría sólo a 25 kilómetros.

La atenuación por lluvia para las ondas de 10 centímetros no es tan grande como para las ondas de 3,2. Debido a la relación inversa de

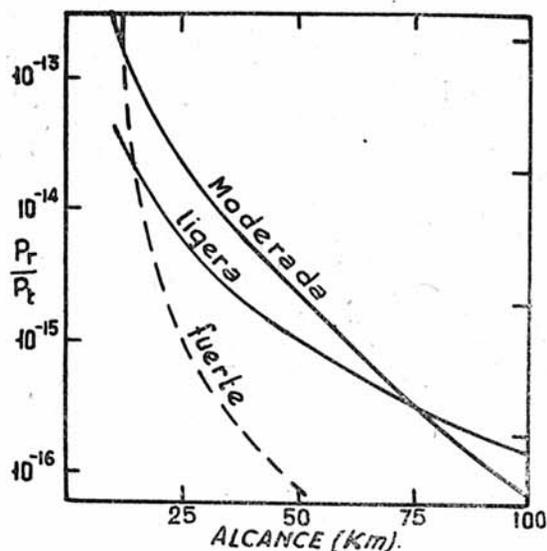


FIG. 6.

*Detección de lluvia a través de una cortina continua por medio de "radar" de 3,2 cm. de onda.*

la cuarta potencia de longitud de onda (eq. 8), la energía de eco para el "radar" de 3,2 centímetros será unas cien veces menor que para el "radar" de 10 centímetros, excluyéndose atenuación por lluvia. Podría demostrarse por un análisis similar al presentado anteriormente, tomando iguales características "radar", que la señal de eco de lluvia fuerte (12,5 mm/hora), a través de lluvia fuerte, será mayor para las ondas de 3,2 centímetros hasta 41 kilómetros. Pasados los 41 kilómetros, debido a la mayor atenuación de las ondas de 3,2 centímetros, será mayor la señal de eco para las ondas de 10 centímetros. Similarmente, a través de lluvia moderada, la utilización de ondas de 10 centímetros dará mayor señal de eco pasados los 124 kilómetros. Sin embargo, aunque, como se ve, el "radar" de 10 centímetros es más conveniente a través de distancias grandes de lluvia continua; moderada o pesada, para latitudes templadas y para propósitos generales de detección de tormentas, está más indicado el empleo del "radar" de 3,2 centímetros de longitud de onda.