

ESTUDIO SOBRE LA ESTIMACION DE LA CANTIDAD DE AGUA PRECIPITABLE EN FUNCION DE LA TEMPERATURA DEL PUNTO DE ROCIO EN SUPERFICIE

Por: Labajo, J., Navarrete, J. y Garmendia, J.

1. Introducción.

La cantidad de agua que existe en la atmósfera en un momento determinado, o agua precipitable, es un parámetro importante en el estudio de los fenómenos atmosféricos, sobre todo en el estudio cuantitativo de la precipitación.

Es obvio que la cantidad de agua precipitable que contiene la atmósfera en un momento dado se puede calcular con exactitud suficiente a partir de datos de sondeos termodinámicos. Ahora bien, la red de radiosondeos actual no es lo suficientemente densa por lo que, si se quiere tener datos de este parámetro en determinadas zonas o puntos, es necesario recurrir a interpolaciones que no siempre ofrecen suficientes garantías respecto a los valores que con ellas se obtienen.

Este es el motivo por el que sería conveniente disponer de una fórmula que permita una estimación de la cantidad de agua precipitable en función de variables que se puedan medir en superficie.

El objetivo de este trabajo, parte de otro más ambicioso que se propone mejorar los resultados en otras investigaciones sobre predicción cuantitativa de precipitación, es precisamente encontrar una expresión que, en función de la temperatura del punto de rocío en superficie, nos proporcione datos válidos de cantidad de agua precipitable en cualquier punto o zona.

2. Medida del agua precipitable con datos de radiosondeos.

Ya hemos dicho que por agua precipitable, W , se entente la cantidad de vapor de agua que existe en la atmósfera en un momento dado. Si todo ese vapor precipitara de golpe se tendría sobre el suelo una capa de agua cuya altura sería una estimación de la cantidad de vapor de agua que había en la atmósfera antes de precipitar; por eso se medirá el agua precipitable en cm.

El agua precipitable contenida en un elemento diferencial de volumen de una columna de aire de sección S y altura h de toda la atmósfera vendrá dada por la expresión

$$dW = -S \cdot \frac{q}{g} \cdot dp$$

donde q es la humedad específica del elemento diferencial de volumen, g la aceleración de la gravedad y dp la variación de presión que determina la altura del elemento diferencial de volumen.

Si tomamos una columna de sección $S = 1 \text{ m}^2$ y expresamos los valores de g en cm/s^2 , q en gramos de vapor por kg de aire húmedo y p en mb, el valor de W nos vendrá dado en cm.

En este caso, integrando la expresión anterior entre p_0 (presión en el suelo) y 0 tendremos:

$$W = - \int_{p_0}^0 \frac{q}{g} \cdot dp = \int_0^{p_0} \frac{q}{g} \cdot dp \quad (1)$$

A partir de aquí podríamos calcular W sin más que conocer la función que liga la humedad específica con la presión.

Por otra parte, la capa suelo-500 mb puede considerarse como la que contiene prácticamente la totalidad del vapor de agua de la atmósfera; teniendo en cuenta los niveles isobáricos tipo de 850, 700 y 500 mb, y considerando la humedad específica media de cada capa, \bar{q} , como la media aritmética de los valores de q a los dos niveles que la limitan, podemos dar el siguiente valor para la integral (1):

$$W = \frac{1}{g} \cdot \Sigma \bar{q} \cdot \Delta p \quad (2)$$

Pero la humedad específica a cada nivel no es un dato que se obtenga directamente en el radiosondeo por lo que es necesario calcularla en función de otras variables. Así:

$$q = \frac{622 \cdot e}{p - e} = \frac{622 \cdot e}{p} \quad (p \gg e)$$

siendo e la presión de vapor medida al nivel marcado por p .

Además, según la fórmula empírica dada por Tetens en 1.930:

$$\frac{7,5 \cdot t_d + 1,055}{t_d + 237,277} ;$$

$$e = 6,108 \cdot 10$$

donde t_d es la temperatura del punto de rocío dada en $^{\circ}C$ para que e venga dado en mb.

Entonces,

$$\frac{7,5 \cdot t_d + 1,055}{t_d + 237,277} ;$$

$$q = \frac{622 \cdot 6,108}{p} \cdot 10 \quad (3)$$

Una vez que tenemos q expresada en función de t_d , el cálculo del agua precipitable a partir de datos de radiosondeos se realiza determinando q en cada nivel a partir del valor de t_d ; con estos valores se obtiene \bar{q} para cada capa y aplicando estos a la expresión (2) obtenemos el valor experimental de W , que designaremos por W_R , y que tomaremos como valor exacto.

3. Fórmula de cálculo.

Cuando en un punto o zona no existe radiosondeo se hace necesaria una fórmula que permita calcular el agua precipitable en función de datos de superficie.

Al no existir datos de sondeo la fórmula (3) no se puede aplicar y se precisa la realización de alguna hipótesis sobre la distribución vertical de la humedad específica. Un primer intento supone aceptar la hipótesis de que la distribución vertical de la humedad específica es función lineal de la presión, es decir:

$$q = q_0 \cdot \frac{p}{p_0}$$

donde las magnitudes con subíndice ($_0$) indican siempre valores en superficie. Se ha comprobado que esta hipótesis solamente proporciona valores reales en casos muy determinados, por lo que no es de validez general.

Otra hipótesis más general, que es la que consideraremos, fue realizada por Smith en 1.966. Supone que la distribución vertical de la humedad específica es una función potencial de la presión de la forma:

$$q = q_o \cdot \left(\frac{p}{p_o} \right)^\lambda$$

donde λ es un cierto parámetro a determinar, que es de esperar que varíe con la época del año, las características geográficas del lugar y las situaciones meteorológicas que se puedan presentar en él.

De acuerdo con esta hipótesis la cantidad de agua precipitable vendrá dada por

$$W = \int_0^{p_o} \frac{q}{g} \cdot dp = \frac{1}{g} \cdot \frac{q_o}{p_o^\lambda} \int_0^{p_o} p^\lambda \cdot dp = \frac{q_o}{g \cdot p_o^\lambda} \cdot \frac{p_o^{\lambda+1}}{\lambda+1} = \frac{q_o \cdot p_o}{g \cdot (\lambda+1)}$$

Calculando el valor q_o por medio de la expresión (3) y sustituyendo queda:

$$W = \frac{622.6,108}{g \cdot (\lambda+1)} \cdot 10 \cdot \frac{7,5 \cdot t_{do} + 1,055}{t_{do} + 237,277} ; \quad (4)$$

Esta es la fórmula de cálculo que proponemos para obtener el valor estimado de W , W_E , en función del punto de rocío en superficie y de λ .

Evidentemente para calcular los valores de λ necesitaremos apoyarnos en radiosondeos, pero una vez determinados, se pueden considerar como constantes para cada zona y para cada mes del año ya que λ toma un valor determinado para cada uno de los meses que es prácticamente el mismo para diferentes años.

4. Resultados experimentales.

Para comprobar si la fórmula propuesta para el cálculo de la cantidad de agua precipitable proporciona resultados suficientemente exactos tomamos como zona de estudio la zona de Galicia. Los datos necesarios para el cálculo de W_R y de W_E se han recopilado de las observaciones meteorológicas y de los radiosondeos de La Coruña. Estos datos corresponden a los meses de Octubre, Noviembre, Diciembre, Enero, Febrero, Marzo y Abril de 1.970 y 1.971. La elección de la zona de estudio así como los meses y años se ha debido a que son los considerados en trabajos previos, mencionados antes, y cuyos resultados estamos tratando de mejorar.

El método de trabajo seguido para la obtención de los resultados experimentales ha sido el siguiente:

- 1) Cálculo del contenido de agua precipitable, W_R , a partir de los datos de sondeos. Los valores de W_R se han obtenido para todos los días de los meses indicados, a las 00 y 12 horas T.U.
- 2) Cálculo del parámetro λ . Se ha obtenido un valor de λ con datos de cada uno de los dos sondeos diarios de cada mes considerado. Para ello, y de acuerdo con la hipótesis de la distribución vertical de la humedad específica, hemos utilizado la expresión

$$\ln \left(\frac{q}{q_o} \right) = \lambda \cdot \ln \left(\frac{p}{p_o} \right)$$

- 3) Con los valores de λ , obtenidos cada 12 horas, se calcula un valor medio para cada mes, $\bar{\lambda}$. Se han calculado también los valores de $\bar{\lambda}$ correspondientes a los promedios de λ obtenidos con datos de sondeo de las 00h y de las 12h independientemente uno del otro, y valores de $\bar{\lambda}$ para interva-

los de tiempo de 10 días, pero los resultados que se han obtenido al aplicar estos valores al cálculo de W_E no han superado a los obtenidos con el valor de $\bar{\lambda}$ mensual por lo cual se han deshechado.

- 4) Una vez conocidos los valores de $\bar{\lambda}$ para cada mes se han calculado los valores de W_E , usando la fórmula propuesta (4), para cada una de las observaciones diarias de 00 y 12 h. T.Ú., de cada mes y de cada año.
- 5) Por último se han correlacionado los valores experimentales de W_R , que consideramos como exactos, con los calculados, W_E , por medio de una correlación lineal.

$$W_E = a.W_R + b$$

para cada mes por separado.

Los valores de $\bar{\lambda}$ obtenidos, así como los coeficientes de las rectas de regresión y los coeficientes de correlación para cada uno de los meses estudiados se dan en la siguiente tabla:

	OCT.	NOV.	DIC.	ENE.	FEB.	MAR.	ABR.
$\bar{\lambda}$	3,629	3,534	3,203	3,390	3,492	3,644	3,393
a	0,395	0,430	0,523	0,509	0,454	0,630	0,677
b	1,119	0,841	0,557	0,568	0,660	0,347	0,415
r	0,547	0,678	0,676	0,775	0,652	0,752	0,878

Hay que señalar que para el mes de Abril aparecía una diferencia de 0,8 entre los valores de $\bar{\lambda}$ para 1.970 y para 1.971, por lo que se estudiaron datos del mismo mes para los años 1.968 y 1.969; el valor de $\bar{\lambda}$ obtenido para Abril con el promedio de los cuatro años es satisfactorio como lo demuestra el hecho de que su coeficiente de correlación es el más alto de todos.

El valor más bajo de los coeficientes de correlación corresponde al del mes de Octubre, pero esto puede ser debido a las lagunas que aparecen en los sondeos correspondientes a ese mes.

Para ver la repercusión que pueda tener en los valores de W_E el hecho de considerar el valor de λ constante para cada mes e igual a $\bar{\lambda}$, se calcula el error relativo de la serie de valores diarios. Según la fórmula (4)

$$W_E = \frac{f(t_{do})}{\bar{\lambda} + 1} \quad \text{y} \quad \frac{\partial W_E}{\partial \bar{\lambda}} = - \frac{f(t_{do})}{(\bar{\lambda} + 1)^2}$$

tomando incrementos y dividiendo por W_E

$$\frac{\Delta W_E}{W_E} = - \frac{f(t_{do})}{(\bar{\lambda} + 1)^2} \cdot \frac{(\bar{\lambda} + 1)}{f(t_{do})} \cdot \Delta \lambda = - \frac{\Delta \lambda}{\bar{\lambda} + 1}$$

donde $\Delta \lambda$ es la desviación standard de la media de los valores de λ para cada día del mes (inferior siempre a 0,8). Se comprueba que el error relativo de W_E nunca es mayor del 18 por ciento.

Analizando la tabla de resultados se observa que los coeficientes de las rectas de regresión para los distintos meses difieren sensiblemente de los valores 0, para la ordenada en el origen y 1, para la pendiente, que son los que se deberían de haber obtenido. Vamos a tratar de explicar esta diferencia:

Si representáramos gráficamente las rectas de regresión que se obtienen para cada uno de los meses y la de ajuste perfecto, $W_E = W_R$, se observaría que los puntos de corte de aquellas con ésta se encontrarían en la mayor parte de los casos alrededor del valor de 1 cm. Entonces, para valores reales menores de ese valor lo que sucede es que sobreestimamos la cantidad de agua precipitable, mientras que si

la cantidad real es superior a 1 cm. la subestimamos. Como, normalmente, la cantidad real de agua precipitable es algo mayor que 1 cm, superando raras veces los 2 cm, lo que hacemos al aplicar nuestra fórmula de cálculo es subestimar, generalmente, la cantidad de agua precipitable.

Existen diversas causas que podrían explicar el por qué de esta subestimación, por ejemplo la existencia entre el suelo y la superficie isobárica de 500 mb de estratos en los que existe acumulación de vapor de agua; pero la causa más lógica parece derivarse del hecho de considerar la variación de la humedad específica con la altura como una función potencial de la presión cuando, en realidad, su variación real con la altura es tal que la magnitud toma, generalmente, valores algo mayores que los teóricos que proporciona la función potencial. Este hecho es el que puede dar lugar a que los valores reales de la cantidad de agua precipitable sean superiores a los estimados.

5. CONCLUSIONES.

Los resultados obtenidos en este trabajo no son óptimos pero pueden considerarse lo suficientemente buenos para que la aplicación a la práctica de la fórmula de cálculo estudiada, aún a pesar de la subestimación que se produce en la cantidad de agua precipitable, se pueda considerar de utilidad.

Indudablemente lo ideal sería poder hacer uso de datos de radiosondeos para calcular la cantidad de agua precipitable, con lo cual los valores obtenidos sólo vendrían afectados por los errores inherentes a estos datos y a la amplitud de las capas atmosféricas consideradas, pero esto no es posible dada la poca densidad de la red de estaciones de radiosonda.

En consecuencia hay dos posibilidades de calcular la cantidad de agua precipitable en los puntos o zonas donde no se realizan radiosondeos: 1) Obteniendo los datos a diferentes niveles por medio de la interpolación a partir de los datos proporcionados por dos o más radiosondeos realizados en las estaciones más próximas al punto o zona; 2) Usando una fórmula de cálculo que proporcione el dato en función de variables que se midan en el suelo, y que puede ser la estudiada aquí.

El hecho de que el parámetro $\bar{\lambda}$ permanezca prácticamente constante para zonas relativamente extensas y que los valores de los coeficientes de correlación de las correlaciones entre W_R y W_E sean aceptables, lleva a pensar que las estimaciones de la cantidad de agua precipitable obtenidas con la fórmula de cálculo estudiada son, en principio, más significativas que las obtenidas por medio de la interpolación. De ahí la utilidad que presenta dicha fórmula respecto a la aplicación práctica.

Por otra parte, la fórmula de cálculo no sólo permite la estimación de la cantidad de agua precipitable en cualquier punto o zona donde se tengan datos de temperatura de punto de rocío en el suelo, una vez determinada $\bar{\lambda}$, sino que permite hacer esta estimación a horas distintas de aquellas en las que se realizan los sondeos, lo que es de gran importancia cuando estas estimaciones se aplican a la predicción cuantitativa de precipitación.

Por último diremos que la fórmula propuesta puede considerarse básicamente como un buen punto de partida para posteriores estudios que traten de mejorarla.

BIBLIOGRAFIA

- Bolsegna, S.J. *"The relationship between total atmospheric water vapor and surface dew-point on a mean daily and hourly basis"*. (1.965).
- Glahn, H.R. *"On the correlation of the total precipitable water in a vertical column and absolute humidity at the surface"*. *Comments. Journal Appl. Met.*, 12, 1411-1414 (1.973).
- Karalis, J.D. *"Precipitable water and its relationship to surface dew-point and vapor pressure in Athens"*. *Journal Appl. Met.*, 11, 1326-1333. (1.974).
- Lowry, D.A. & Glahn, H.R. *"Relationship between integrated atmospheric moisture and surface weather"*. *Journal Appl. Met.*, 8, 762-768. (1.969).
- Reitan, G.H. *"Surface dew-point and water vapor aloft"*. *Journal Appl. Met.*, 2, 776-779. (1.963).
- Smith, W.L. *"Note on the relationship between total precipitable water and surface dew-point"*. *Journal Appl. Met.*, 5, 726-727. (1.966).
- Tetens, O. *"Uber einige meteorologische Begriffe"*. *Z. Geophys*, 6, 297-309. (1.930).