

PREDICCIÓN CUANTITATIVA DE PRECIPITACION

por Hernández, E.; del Teso, M.T.; Labajo, J.L.

I.— Introducción

Uno de los factores meteorológicos que más incidencia tienen sobre la actividad humana es, sin duda, la precipitación; esto hace que la Meteorología haya prestado una atención preponderante a su investigación. No obstante, el elevado número de variables que intervienen en su origen y posterior desarrollo, lleva a que el problema de su predicción sea de muy compleja resolución (1) (2).

El conocimiento de la precipitación ha preocupado a la humanidad desde tiempos remotos, aunque no siempre se ha abordado el tema desde una óptica puramente científica.

El avance de la Meteorología ha permitido que la predicción cualitativa de la precipitación se haya desarrollado satisfactoriamente. No ha sucedido así con el aspecto cuantitativo de la misma, debido al gran número de factores que influyen en la formación y evolución de las nubes para dar lugar a la precipitación.

Un primer intento de abordar este problema se debe a Fulks (3) que relaciona la cantidad de precipitación que proporciona una capa de aire saturado con la condensación que en ella se produce; ésta se supone dependiente de la variación de la proporción de mezcla con la altura y de la velocidad vertical del aire.

Este trabajo es la base de muchos otros en los que cabe destacar los de Smebye (4) y Estoque (5), que llegan a fórmulas para la predicción cuantitativa de la precipitación de muy difícil aplicación y poca generalidad.

Las principales dificultades con las que se encuentran estos autores son la determinación de la velocidad vertical y la complejidad de las ecuaciones que aparecen cuando se trata de que las hipótesis y supuestos sean menos restrictivos.

El objetivo fundamental de este trabajo es desarrollar una expresión válida para la predicción cuantitativa de la precipitación acumulada en 24 horas, en la que la influencia de los movimientos a escala sinóptica esté representada por variables que puedan obtenerse con facilidad a través de las observaciones rutinarias.

II.— Fundamentos teóricos

Para abordar el estudio de la precipitación desde el punto de vista cuantitativo, la mayor parte de los autores suponen que el agua precipitable va a ser función directa de la condensación que tenga lugar en el seno de la atmósfera ([3] [4] [5]). El transporte de vapor de agua desde las capas inferiores será realizado por las corrientes verticales que al ascender puede alcanzar la saturación. No se consideran advecciones de vapor de agua y, a su vez, la cantidad de agua condensada va a depender tanto del contenido de humedad como de la temperatura del aire.

Estos dos índices serán indicativos de la cantidad de vapor de agua que se va a condensar.

Considerando las variables de velocidad vertical, humedad y temperatura como fundamentales en la precipitación se ha desarrollado una fórmula,

en trabajos previos, que se aplicará en éste y cuya expresión es:

$$R = aV + \sum b_i \left(\frac{\delta T}{\delta z} \right)_i + \sum c_j \left(\frac{d\xi}{dt} \right)_j + \sum d_k e_k + \sum g_l T_l + K \quad [1]$$

Los diferentes términos de esta expresión representan las contribuciones a la precipitación de la velocidad del viento (los tres primeros), el efecto de humedad (el cuarto), el efecto térmico a diferentes alturas (el quinto) y, por último, un término independiente de las variables aquí consideradas.

III.— Resultados

La expresión (1), que permite el cálculo de la precipitación acumulada en 24 horas, ha sido aplicada utilizando, exclusivamente, datos en tres niveles, el nivel de superficie, el de 500 mb y el de 200 mb. De cara a obtener las influencias que puedan ejercer los estratos intermedios, vamos a aplicarla a los mismos valores de precipitación que se ha utilizado en (7), para Madrid (Barajas), durante el período agosto de 1977 a septiembre de 1980. La precipitación correspondiente a este período es la cantidad recogida desde las 00 a las 24 horas Z de cada día y han sido obtenidas de las hojas climatológicas que confecciona la citada estación del Instituto Nacional de Meteorología.

Para poner de manifiesto la importancia de cada uno de los términos de la fórmula [1], se va a valorar por separado la relación de cada una de las variables con la precipitación acumulada, mediante regresiones lineales.

Al efectuar la regresión lineal entre los valores de la velocidad de viento junto al suelo, V, y la cantidad de precipitación R, se obtienen los siguientes valores del coeficiente de correlación, r y del estadístico F:

$$r = 0,13; F = 0,790$$

El bajo coeficiente de correlación era de esperar ya que este término da cuenta de la contribución de los efectos orográficos y, en este caso, dada la

situación de la estación tal contribución deben ser mínima.

La relación de la cantidad de precipitación con el cambio de vorticidad relativa, que tiene lugar en el período de tiempo considerado, calculada para los tamaños de malla de 300 y 600 km en cada uno de los niveles considerados ($\Delta\xi_{03}$, $\Delta\xi_{73}$, $\Delta\xi_{53}$, $\Delta\xi_{33}$, $\Delta\xi_{23}$, $\Delta\xi_{06}$, $\Delta\xi_{76}$, $\Delta\xi_{56}$, $\Delta\xi_{36}$, $\Delta\xi_{26}$) se resume en la tabla siguiente:

TABLA 1.—Coeficientes de correlación entre la precipitación y el cambio de vorticidad relativa, a los diferentes niveles, para los tamaños de malla de 300 y 600 Km

Nivel	300 km (3)		600 km (6)	
	r	F	r	F
Superficie (0)	0,35	6,87	0,30	4,67
700 mb (7)	0,087	0,385	0,14	0,960
500 mb (5)	0,09	0,40	0,36	7,64
300 mb (3)	0,23	2,70	0,15	1,15
200 mb (2)	0,37	7,96	0,19	1,90

En la tabla 1 se puede observar que los coeficientes de correlación varían, para un mismo nivel, según sea el tamaño de malla utilizado; esto es debido a la escala del fenómeno que la medida describe y, en consecuencia, los valores de la tendencia de vorticidad obtenidos con la red de 300 km, aun siendo valoraciones de la misma magnitud, tienen en cuenta efectos que al usar la malla de 600 km quedan filtrados.

Es también de destacar que todos los coeficientes de correlación son positivos; esto implica que un aumento local de la vorticidad, es decir, una tendencia hacia el desarrollo ciclónico, favorezca la precipitación.

Los coeficientes de correlación obtenidos entre los gradientes verticales de temperatura ($\delta T / \delta Z$) en los distintos estratos y la precipitación acumulada se indican en la siguiente tabla:

TABLA 2.—Coefficientes de correlación entre la precipitación y los gradientes verticales de temperatura en los distintos estratos.

Estratos	r	F
suelo - 700 mb	-0,18	1,60
700 mb - 500 mb	-0,02	0,01
500 mb - 300 mb	0,26	2,68
300 mb - 200 mb	0,04	0,09

La contribución de los gradientes verticales de temperatura a la velocidad vertical ascendente será pequeña, ya que corresponden a estratificaciones estables, las cuales no favorecen a este tipo de movimientos.

Evaluando la tensión de vapor en los diferentes niveles (e_0 , e_7 , e_5), su relación con la precipitación acumulada queda determinada por los coeficientes de correlación que aparecen en la siguiente tabla:

TABLA 3.—Coefficientes de correlación entre la precipitación acumulada y la tensión de vapor a diferentes niveles.

Niveles	r	F
superficie (0)	0,036	0,06
700 mb (7)	0,1089	0,60
500 mb (5)	0,26	3,38

El nivel que mejor coeficiente de correlación presenta corresponde al de la superficie de 500 mb, y de acuerdo con los datos de la tabla se pone de manifiesto que la precipitación siempre es proporcional a la tensión de vapor ya que los coeficientes de correlación son positivos.

Por último, los resultados que se obtienen al realizar la regresión de la cantidad de precipitación y la temperatura a los distintos niveles (T_0 , T_7 , T_5 , T_3 , T_2) vienen dados en la siguiente tabla:

TABLA 4.—Coefficientes de correlación entre la precipitación acumulada y la temperatura a diferentes niveles

Niveles	r	F
superficie (0)	-0,08	0,36
700 mb (7)	-0,08	0,34
500 mb (5)	-0,09	0,46
300 mb (3)	0,004	0,000
200 mb (2)	0,22	2,57

Por lo que respecta a la influencia de la temperatura sobre la precipitación acumulada, de acuerdo con los resultados expuestos en la tabla 4, cabe señalar que la influencia de las capas bajas, en las que se supone confinado el vapor de agua, es opuesta a la que tiene en la cima de la troposfera. En los niveles inferiores aumenta la precipitación al disminuir la temperatura.

Esto refleja el hecho de que una tensión de vapor que no es saturante pueda serlo a temperatura suficientemente baja, con lo que se producirá la condensación.

Una posible explicación de la diferente relación que presenta la temperatura al nivel de 200 mb se basa en la proximidad de este nivel a la tropopausa.

En los resultados expuestos hasta ahora se observa que las variaciones de la vorticidad relativa medidas con la red de 300 km de malla, en los niveles de superficie y 200 mb, y los calculados con la red de malla de 600 km, en superficie y 500 mb, son los que presentan una mayor correlación con la precipitación. Sería interesante deducir, entonces, una expresión básica que dé la cantidad de precipitación en función, exclusivamente, de las variaciones de la vorticidad para cada tamaño de malla, en los niveles en que se presente una mayor correlación.

Para ello se realizarán regresiones lineales múltiples entre los valores de la cantidad de precipitación (R) y los de $\Delta\xi$ calculados con redes de mallas de 300 y 600 km.

Como la relación de los cambios de vorticidad en la superficie isobárica de 200 mb con la precipitación acumulada es la que más varianza explica, se ha realizado la regresión $R = a \Delta\xi_2 + b$; la diferencia entre el valor calculado por esta fórmula y los valores reales, $R - (a\Delta\xi_2 + b) = R'$ que es la varianza no explicada, se hace en función de los cambios de vorticidad calculados sobre las otras superficies. Los valores de los coeficientes de correlación obtenidos se exponen en la tabla siguiente:

TABLA 5.—Coficientes de correlación entre R' y los cambios de vorticidad en diferentes niveles, para un tamaño de 300 km.

Niveles	r	F
Superficie (0)	0,31	5,70
700 mb (7)	0,01	0,01
500 mb (5)	0,11	0,02
300 mb (3)	0,06	0,23

En la tabla 5 se observa que los coeficientes de correlación son menores que los iniciales, por lo tanto, la varianza explicada es menor, salvo en el caso de la superficie isobárica de 500 mb en la que aumenta ligeramente.

La disminución de r se explica por las relaciones que existen entre las variaciones de vorticidad a 200 mb y las de otros niveles; esto hace que al introducir $\Delta\xi_2$ en la regresión, el residuo resultante no dependa ya de la magnitud, y disminuya, debido a ello, la correlación entre éste y las demás variaciones de la vorticidad.

Por el contrario, el aumento del coeficiente de correlación de una de las magnitudes independientes, al introducir una nueva variable en la regresión, se puede atribuir a que se pone de manifiesto, por efecto del filtro, alguna relación que anteriormente quedaba enmascarada.

Al reiterar el proceso, puesto que la magnitud de mayor correlación presenta con R' es $\Delta\xi_0$, se define R'' como $R'' = R' - (a'\Delta\xi_0 + b')$, donde a' y b' son los coeficientes del ajuste de R' en función de $\Delta\xi_0$, siendo R'' la precipitación no explicada por el efecto conjunto de $\Delta\xi_2$ y $\Delta\xi_0$.

Efectuando una nueva regresión de R'' con el resto de las variables obtenemos los resultados que se exponen en la tabla siguiente.

TABLA 6.—Coficientes de correlación entre R'' y las variaciones de vorticidad en diferentes niveles.

Niveles	r	F
700 mb (7)	-0,02	0,03
500 mb (5)	0,13	1,08
300 mb (3)	-0,01	0,01

Como estos valores del coeficiente de correlación no son significativos con un nivel superior al 95 %, consideraremos que las relaciones no explican más varianza, con lo cual la expresión que resulta es:

$$R = 11470,3 \Delta\xi_2 + 30907,5 \Delta\xi_0 + 5,47 \quad [2]$$

Las unidades de los coeficientes de esta expresión son, evidentemente, mm.s/24 h y las del término independiente mm/24 h.

Los valores de los coeficientes son del orden que cabría esperar, habida cuenta que si se introducen los valores medios de $\Delta\xi_2$ y $\Delta\xi_0$, R resulta igual a 5,9 mm/24 h. Las valoraciones que de R suministra caen, por tanto, dentro del rango de magnitud normal de esta variable.

En el 73 % de los casos de la serie estudiada, el signo de las variaciones de vorticidad es el mismo en superficie que en el nivel de 200 mb, por lo que los dos primeros términos de la ecuación (2) actúan, en la mayoría de las ocasiones, en el mismo sentido sobre la precipitación. Con esta expresión se explica un 24 % de la varianza de la serie de precipitaciones.

Realizando un proceso análogo al que se termina de exponer para una red de malla de 600 km, los cambios de vorticidad relativa en 500 mb son los que presentan una mayor correlación; por tanto se calculará la regresión entre esta magnitud y la cantidad de precipitación acumulada en un período de 24 horas. Si se relaciona la precipitación

de la que no da cuenta $\Delta\xi_5$, con el resto de las variables dependientes se obtienen los resultados que se exponen en la siguiente tabla:

TABLA 7.— Coeficientes de correlación entre R' y las variaciones de vorticidad en diferentes niveles.

Niveles	r	F
Superficie (0)	0,16	1,42
700 mb (7)	-0,05	0,17
300 mb (3)	-0,03	0,04
200 mb (2)	0,10	0,69

Como los coeficientes de correlación que aparecen en la tabla 7 no superan el nivel de significación del 95 %, no es preciso que se repita el proceso con lo cual tenemos la expresión:

$$R = 49140,9 \Delta\xi_5 + 4,9579 \quad [3]$$

Puesto que el coeficiente de correlación entre la cantidad de precipitación acumulada y $\Delta\xi_5$ es de 0,36, el porcentaje de varianza explicada de la serie de R es solamente del 13,3 %.

De los resultados obtenidos queda claro que las variaciones locales de vorticidad relativa medidas con una red de malla 300 km, tienen mayor grado de relación con la precipitación acumulada que las calculadas a partir de una red de malla 600 km.

Como en la expresión (1) entran otras variables no introducidas en las fórmulas (2) y (3), procedamos ahora a ver cuál de ellas resulta significativa y qué aumento supone en la explicación de la varianza; solamente se darán los valores de los coeficientes de correlación que correspondan a aquellas variables en las que ellos superen un nivel de significación del 95 %.

A continuación se detallarán los resultados obtenidos en la regresión que incluye los datos de $\Delta\xi$ para el tamaño de malla de 300 km. Estos resultados se contemplan en la tabla siguiente, en la cual se ordenan las variables que van a formar parte de la fórmula final según el orden de introducción en la regresión.

En esta tabla las e subindicadas son tensiones de vapor y la e sin subindicar es el coeficiente de correlación múltiple.

TABLA 8.— Coeficientes de correlación lineal y múltiple entre R, los cambios de vorticidad para un tamaño de malla de 300 km, las temperaturas y las tensiones de vapor, a diferentes niveles.

R var.	r	F	e	σ^2 %	$\Delta\sigma^2$ %
$\Delta\xi_2$	0,37	7,98	0,37	13,7	13,7
$\Delta\xi_0$	0,34	6,65	0,49	24,0	10,3
T_2	0,26	3,69	0,54	29,5	5,4
e_5	0,34	6,32	0,62	37,8	8,4
T_0	-0,32	5,21	0,66	44,1	6,3
e_0	0,25	3,17	0,69	47,8	3,7

Analizando la tabla 8 se pone de manifiesto, una vez más, que son las variaciones de vorticidad las que más varianza explican. Por otra parte, aunque las otras variables no contribuyen a unos grandes aumentos de la varianza explicada, sin embargo todas ellas implican un incremento.

Los resultados que se obtienen al efectuar la regresión entre la cantidad de precipitación y las variaciones de vorticidad calculadas con la red de 600 km de malla, junto con las otras variables, se exponen en la siguiente tabla:

TABLA 9.— Coeficientes de correlación lineal y múltiple entre R, los cambios de vorticidad para un tamaño de malla de 600 km, las temperaturas y las tensiones de vapor, a diferentes niveles.

R var.	r	F	e	σ^2 %	$\Delta\sigma^2$ %
$\Delta\xi_5$	0,36	7,64	0,36	13,3	13,3
T_2	0,23	2,82	0,42	18,0	4,7
e_5	0,24	2,87	0,47	22,6	4,6
T_0	-0,37	7,43	0,57	33,3	10,6
e_0	0,30	4,66	0,62	39,3	3,4

El porcentaje de varianza explicada por los cambios de vorticidad en el nivel de 500 mb, para

una longitud de malla de 600 km, es del 13,3 %; este porcentaje pasa a ser del 39,3 % al introducir el resto de las variables.

Como ya se ha expuesto a lo largo de este trabajo y corroboran otros (7), los fenómenos físicos descritos por la vorticidad y, por tanto, por sus variaciones, dependen en gran parte del tamaño de la malla elegido para su cálculo; parece lógico estudiar las variaciones de ξ como se si tratara de variables diferentes cuando se utilizan redes de 300 o de 600 km de malla y no carecerá de sentido el introducirlas conjuntamente en una regresión. Esta elegirá en cada nivel la que presente una correlación mayor con la precipitación acumulada.

Los resultados que se obtienen teniendo en cuenta las indicaciones que acabamos de hacer se dan en la tabla siguiente:

TABLA 10.— Coeficientes de correlación lineal y múltiple entre R, los cambios de vorticidad para tamaños de malla de 300 y 600 km, las temperaturas y las tensiones de vapor, a diferentes niveles.

R var.	r	F	e	$\sigma^2 \xi$	$\Delta\sigma^2 \xi$
$\Delta\xi_{2,3}$	0,37	7,96	0,37	13,7	13,7
$\Delta\xi_{0,3}$	0,34	6,65	0,49	24,0	10,3
$\Delta\xi_{5,6}$	0,32	5,56	0,56	31,9	7,9
T_2	0,27	3,94	0,61	37,2	5,3
e_5	0,27	3,63	0,64	41,8	4,6
T_0	-0,34	5,82	0,69	48,5	6,7
$\Delta\xi_{7,3}$	-0,25	2,88	0,72	51,7	3,2
e_0	0,27	3,41	0,74	55,2	3,5

En las regresiones efectuadas anteriormente se observaba que era la ecuación en la que se introducía la $\Delta\xi$ para una malla de 300 km la que más varianza explicaba. Esto se pone de manifiesto claramente en la tabla 10 en la que, en todos los niveles, salvo en el de 500 mb, las variaciones de la vorticidad calculadas con este tamaño de malla son las que pasan a formar parte de la fórmula final, en la cual el 27,2 % de la varianza explicada se debe a este tamaño de malla y sólo un 7,9 % corresponde a la de 600 km.

Como resultado de todo lo expuesto, la ecuación

a la que se llega, para la predicción cuantitativa de la precipitación acumulada en 24 horas, es:

$$R = 5447,9 \Delta\xi_{2,3} + 31839,0 \Delta\xi_{0,3} + 33853,8 \Delta\xi_{5,6} + 0,51 T_2 + 8,75 e_5 - 0,79 T_0 - 10824,1 \Delta\xi_{7,3} + 0,81 e_0 + 2,943 \quad [4]$$

Esta expresión explica un 55,2½ de la varianza de la serie de valores de precipitación. Las unidades de los coeficientes de las distintas variables son las siguientes: Las de los coeficientes de $\Delta\xi$ mm.s/24 h; las correspondientes a los de las temperaturas mm/24 h. °C; las de los correspondientes a las tensiones de vapor mm/24 hmb y las del término independiente mm/24 h.

IV.—Conclusiones

Las variables que presentan un grado suficiente de significación, según la expresión (4), para la predicción de la precipitación acumulada en 24 horas, en Madrid (Barajas), resultan ser:

- La componente dinámica de la velocidad vertical, expresada en función de las variaciones locales de vorticidad relativa.
- El contenido de humedad de la atmósfera, que viene dado por la tensión de vapor en superficie y a 500 mb.
- La temperatura del aire junto al suelo y al nivel de 200 mb.

El hecho de que no presenten influencia en la cantidad de precipitación, para la serie de datos estudiada, las componentes convectiva y orográfica de la velocidad vertical era de esperar. Los motivos de ello se pueden explicar al tener en cuenta que se ha elegido un intervalo de 24 horas como intervalo temporal, lo que hace que queden filtrados los fenómenos de tipo convectivo los cuales deben desarrollarse, en principio, a una escala menor. Por otra parte, la ausencia de accidentes orográficos importantes en un radio de acción relativamente grande de la estación utilizada puede explicar la poca influencia que presenta la componente orográfica.

Bibliografía

- (1) MILLER, A; THOMPSON, J. C: «Elements of Meteorology». Bell and Howell Company. 3.º ed. Columbus. 1979.
- (2) HOUGHTON, H. G: «A preliminary quantitative analysis of precipitation mechanisms». Jour. of Met. 7, 363-363. 1950.
- (3) FULKS, J. R: «Rate of precipitation from adiabatically ascending air». Mont. Wea. Rev., 63, n.º 10. Oct. 1935.
- (4) SMEBYE, S. J: «Computation of precipitation from large-scale vertical motion». Jour, of Met., 15, Dec. 1958.
- (5) ESTOQUE, M. A: «An approach to quantitative precipitation forecasting». Jour. of Met., 14, n.º 1. 1957.
- (6) LABAJO, J. L; GARMENDIA, J; IZQUIERDO, J: «Deducción de una fórmula para la predicción de la cantidad de precipitación». Rev. Geof. XXXVII, 2, n.º 2, 145-154. 1978.
- (7) GARCÍA, R; TESO, M. T: «Vorticity and its relationship with precipitation». En prensa.1984. Anales de Física.