

Comunicación C-6

CALIDAD DEL DATO HIDROLÓGICO RADAR. COMPARACIONES RADAR-PLUVIÓMETRO EN PRECIPITACIONES ACUMULADAS DIARIAS EN EL RADAR DE AUTILLA DEL PINO

José Luis Camacho Ruiz

Servicio de Teledetección (INM)

RESUMEN

Se realizan comparaciones entre el dato diario de acumulación entre alrededor de 300 pluviómetros y los datos del pixel correspondiente de la imagen radar para 22 casos de precipitación en la cuenca del Duero. Los resultados ponen de manifiesto las ventajas y desventajas de esta técnica de medida así como las mejoras que hay que realizar frente a los problemas concretos que aparecen en este estudio.

1. Introducción

En la actualidad, los radares del INM están generando el producto acumulación en base a un volumen de 20 elevaciones, tomándose el CAPPI 0 a 500 metros sobre el nivel del radar como base. Este producto en intervalos de 24 horas y 1 hora, forma parte del archivo rutinario de cada CMT que opera un radar. En este trabajo, se estudian 24 días de precipitación en la cuenca del Duero, comparando las acumulaciones diarias 7 a 7 horas generadas por el radar de Autilla del Pino con las acumulaciones recogidas en unos 300 pluviómetros o en un radio de 120 km de dicho radar. El método aquí utilizado es exportable a otros radares. Se escogió el radar del Centro Meteorológico de Valladolid en base a criterios geográficos, de disponibilidad de datos de radar y de posible coincidencia temporal con datos de pluviómetros que tengan la suficiente calidad.

El objetivo del trabajo es observar la influencia que tienen diversos factores tales como la orografía, el tipo de precipitación, la época del año y la distancia al radar en la calidad del dato acumulación cuando medimos en áreas grandes representadas por un número alto de pluviómetros. De este estudio se puede obtener un primer coeficiente corrector a las medidas, tomadas éstas como conjunto de datos rada: de precipitación extendido sobre un radio de 120 km y, sobre todo, obtendremos un orden de magnitud de los errores cometidos en el actual producto acuinulación.

2. Diferencias en la medida

Cuando se utilizan datos radar en solitario para medir precipitación en tierra, se cometen una serie de errores si consideramos como dato verdadero la cantidad de agua recogida en un pluviómetro en tierra.

Las diferencias principales obedecen al hecho de que no estamos midiendo lo mismo con un aparato que con el otro. El pluviómetro acumula el agua que entra por una boca de tamaño fijo y depende su medida del viento, del tipo de precipitación. Además es representativo **SÓLO** de un área pequeña en torno a su emplazamiento. En el caso de precipitaciones convectivas, este área puede ser del orden de muy pocos kilómetros cuadrados. El radar, en cambio, explora pedazos grandes de atmósfera, promediando las señales provenientes de cada celda. Estas señales están relacionadas con el número y tamaño de las partículas de **hidrometeoro** ocupando esta celda y a **UNA CIERTA ALTURA** sobre el terreno. Para mayores detalles sobre este problema se cita a Sauvageot (1992) y Smith (1991) entre muchas otras posibles referencias.

3. Datos disponibles

Se dispuso de los datos pluviométricos y radar a lo largo de 1993 y parte de 1994. Se seleccionaron 24 días con precipitaciones afectando a una zona amplia en torno al radar en un período desde junio de 1993 hasta febrero de 1994, añadiendo febrero de 1993 por delante. Se tomaron también datos del diario meteorológico de cinco estaciones completas: León, Valladolid (2), Zamora y Burgos para caracterizar el tipo de precipitación y el tipo de tiempo atmosférico presente en cada día.

Se tomó un radio de 120 km alrededor del radar porque a una distancia superior los errores de distancia son ya muy importantes y no son susceptibles de correcciones adecuadas en la mayoría de los casos. En este radio se obtuvieron entre 320 y 340 estaciones según los días consultados, explicándose las variaciones por el estado de grabación de los datos o a las altas/bajas. Esto da una densidad próxima a 1 pluviómetro/150 **km²**. Esta densidad es bastante elevada y permite asumir que los resultados obtenidos son bastante representativos de los problemas reales.

4. Primer filtrado de datos

Las imágenes de precipitación diaria fueron convertidas en fichero secuencial de texto proporcionando las coordenadas Lambert X e Y del centro de cada píxel de 2×2 km referidas a la posición del radar que, ¡ATENCIÓN!, no coincide con el centro de la imagen original. Se da la acumulación radar **R** en mm. Los ficheros de datos pluviométricos (**G** en adelante) fueron introducidos en el VAX y se procedió a la comparación entre ambos.

El estudio aquí realizado se inspira en otros realizados en otros países europeos: Collier (1983), Divjak (1994) y Koistinen (1984). Por ello las comparaciones no utilizan directamente el cociente **R/G** ya que produce asimetrías en la distribución hacia las cantidades **G** más pequeñas debido al mayor número de éstas frente a las precipitaciones grandes. Se utiliza en su lugar el **log(R/G)** tal como se recomienda en estos estudios. Para filtrar las precipitaciones muy pequeñas o los valores nulos en alguno de los dos juegos de datos se utilizan las siguientes reglas:

- El umbral mínimo para las precipitaciones radar es 0,8 mm tal como viene definido por el módulo de acumulación.
- Se toman como cero, es decir no se comparan, aquellas precipitaciones **G** inapreciables o iguales a 0,1 mm.
- Se toman como 0,7 mm aquellas precipitaciones iguales o superiores a 0,2 mm e inferiores a 0,8 mm. Esto se hace para evitar que precipitaciones tan débiles y tan difíciles de afinar sean una fuente de error casi aleatoria en la comparación de precipitaciones más significativas desde el punto de vista hidrológico y de predicción.

Las comparaciones se realizan cuando G y R sean diferentes de cero. Una primera comparación mostró casos en los que había muchos datos de lluvia R sin haber lluvia G. Estos casos fueron catalogados como propagación anómala y retirados con lo que quedaron 22 días para comparar. Es destacable que el radar observando convección veraniega SIEMPRE ve la precipitación, hecho que no ocurre en precipitaciones invernales. Para más detalles sobre el método y este primer filtrado véase (Camacho, 1996).

5. Análisis de resultados generales y caracterización de situaciones

Se realizó un sencillo análisis estadístico que contiene el cálculo de diversos parámetros tales como los extremos superiores y las medias para R y G así como la media y la desviación absoluta promedio del $\log(R/G)$. Los resultados están en la **Tabla 1**. La caracterización de situaciones puede ser consultada en detalle en (Camacho, 1996).

Tabla 1

Día	Nº de casos	Media G	Media R	Max G	Max R	$\log(R/G)$	ADev
26/02/93	177	8,6	4,8	39,0	16,0	-0,20	0,25
08/06/93	192	6,8	7,5	48,3	103,2	0,06	0,27
20/06/93	191	6,2	7,0	38,0	31,2	0,09	0,26
21/06/93	226	5,7	5,7	23,6	30,4	-0,01	0,28
22/06/93	275	7,4	5,5	26,5	28,8	-0,13	0,22
23/08/93	256	12,0	11,5	35,0	42,4	-0,02	0,23
24/08/93	294	8,9	8,8	87,0	84,0	-0,03	0,26
07/10/93	293	6,8	3,3	34,0	23,2	-0,35	0,24
08/10/93	288	17,1	14,2	54,0	44,8	-0,19	0,36
09/10/93	311	21,8	17,7	85,5	48,8	-0,25	0,37
15/10/93	242	5,7	4,7	36,2	15,2	0,03	0,39
16/10/93	302	11,4	9,2	52,6	48,0	-0,15	0,30
17/10/93	274	6,2	3,9	45,0	26,4	-0,23	0,30
30/10/93	146	2,3	3,5	8,3	12,8	-0,05	0,4
31/10/93	252	2,9	4,3	13,5	16,0	0,10	0,37
01/11/93	264	5,3	5,1	32,2	15,6	-0,01	0,35
02/11/93	282	5,1	2,6	35,7	15,2	-0,27	0,30
05/01/94	288	19,2	4,9	98,0	22,4	-0,55	0,33
09/01/94	301	14,5	4,7	50,4	12,0	-0,47	0,23
02/02/94	254	8,6	5,0	40,8	16,8	-0,21	0,33
03/02/94	227	6,1	3,1	29,0	12,0	-0,27	0,30
26/02/94	278	6,3	4,6	36,7	11,8	-0,12	0,21

Valores positivos del promedio $\log(R/G)$ indican sobreestimación de la precipitación por parte del radar, valores negativos indican subestimación. Los valores correspondientes a las situaciones de verano muestran buen acuerdo entre ambos tipos de datos cuando consideramos el promedio. Para la conversión de reflectividad en intensidad de precipitación se utiliza la relación Z - R de Marshall-Palmer. Las desviaciones absolutas no son muy elevadas por contraste con los casos de otoño e invierno. En estas estaciones, la subestimación es sistemática a pesar del uso de una relación Z - R no convectiva. En los dos casos que rondan el cero, las desviaciones absolutas son importantes y los promedios de precipitación son pequeños. En enero de 1994, hay dos casos con importantes subestimaciones y que corresponden a cantidades promedio de G altas. Curiosamente las desviaciones absolutas pequeñas indican que existe una desviación importante en la medida de la precipitación al utilizar el radar como instrumento de medida. Existen otros casos en los que, como veremos en el apartado siguiente, se producen efectos contrapuestos que balancean sobreestimaciones con subestimaciones. Este hecho acontece cuando se detecta la presencia de la banda brillante.

6. Estudio por coronas radiales

Como la acumulación está basada en el CAPPI 0, colocado a 500 metros sobre el nivel del radar, en condiciones estándar radioeléctricas el haz se eleva en un radio de 50 km hasta ese nivel, hasta los 900 metros a los 80 km, a 1 400 m a los 100 km y hasta los 1 800 m a 120 km de distancia del radar. Es por ello que la observación sólo es relativamente homogénea dentro del radio de 50 km. A partir de aquí el haz va iluminando zonas a mayor distancia del terreno. En la zona más interna existe el efecto de enmascaramiento por ecos de tierra.

Se ha llevado a cabo una clasificación por coronas radiales, efectuando la estadística dentro de cada una de las zonas comprendidas entre dos valores del radio separadas 10 km. Las coronas interiores están situadas en la zona de altitud constante del CAPPI. Las coronas a partir de 50-60 km corresponden a zonas de altitud superior. Las zonas interiores dispondrán de menos datos al tener menor área. La corona exterior está comprendida entre 100 y 120 km ya que la altura sobre el suelo de ella empieza a ser considerable y se puede considerar como una zona extrema de aplicación de productos hidrológicos por el momento.

Se han calculado para cada corona el número de casos, la media y la desviación absoluta media. En situaciones de convección es muy difícil reconocer un comportamiento de estos valores si es que realmente existe. En cambio, en situaciones de otoño aparecen sobreestimaciones promedio en la zona entre 10 y 60 km cambiando la tendencia más allá. La explicación más plausible se debe al efecto de banda brillante que da un aumento de la reflectividad en la zona de fusión de la nieve, alrededor de la isoterma de Q. Para más explicaciones véanse *Curso Básico de Radares del ST* y (Sauvageot, 1992) entre muchos otros.

Cuando la zona de fusión de la nieve queda cercana a la altura del CAPPI Q aparece una zona amplia con valores alrededor de 40 dBZ en la zona interior del CAPPI. Cuando salimos de esta zona de nivel constante, el haz sube por encima de la zona de fusión, produciéndose un brusco descenso de la reflectividad.

Si estas condiciones se mantienen varias horas, el producto acumulación mostrará una zona interior con mucha precipitación, sobrevalorada y una zona exterior con muy poca, subvalorada. Este tipo de efecto podría explicar lo ocurrido el día 9 de octubre. Véase la Fig. 1. Se observa también a partir de 80 km el efecto de subestimación de la precipitación debido a la curvatura del haz y su sobrevuelo de la zona de hidrometeoros significativos.

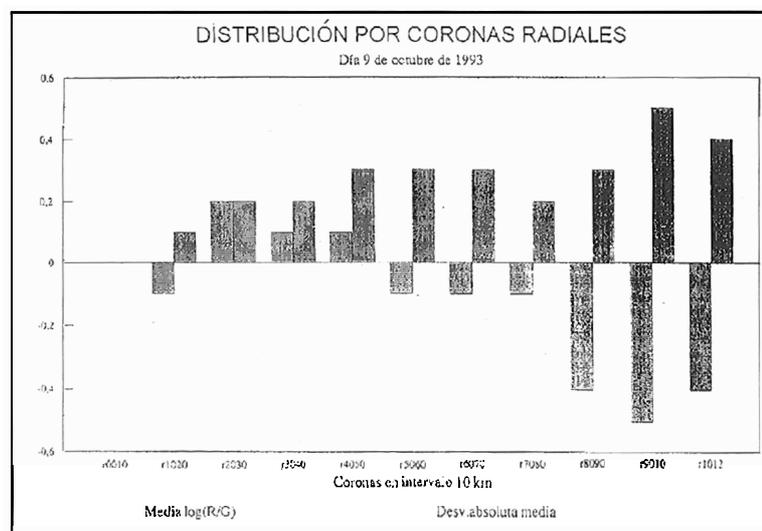


Fig. 1. Distribución por coronas radiales de $\log(R/G)$ para el día 9 de octubre de 1993

Cuando no hay efecto de banda brillante, y tenemos precipitación con presencia de nieve, como es el caso de las precipitaciones invernales, se aprecia mucho mejor esta subestimación. Tomando los casos del 5 y 9 de enero y del 2 y 3 de febrero de 1994 y analizando coronas radiales (Fig. 2), se aprecia claramente este fenómeno. La subestimación a cortas distancias ya es patente y a largas distancias aumenta debido a que se añade al efecto de medir hielo en vez de agua, el efecto de curvatura del haz.

Es interesante comparar con las estadísticas realizadas para 6 casos de verano: 8, 20, 21 y 22 de junio y 23 y 24 de agosto de 1993, que se muestran en la Fig. 3. En ella se aprecian ligeras subestimaciones a corta distancia y muy ligeros errores en ambos sentidos hasta 120 km. Ello se debe a que el tipo de precipitación durante el verano es muy diferente del del invierno. A la segura medición de fase líquida (excepto muy pequeñas excepciones de granizo irrelevantes estadísticamente), se añade que las nubes se extienden en la vertical y con un perfil de vertical de reflectividad más homogéneo que durante el invierno. Este hecho suaviza o anula el efecto de distancia para los rangos que estamos estudiando. Si trabajáramos con distancias de 200 km, probablemente sí serían significativos.

Otro hecho remarcable durante el verano es que las desviaciones absolutas promedio son menores que en el invierno. Es por todo ello por lo que podemos afirmar que las acumulaciones veraniegas son en promedio mucho más fiables que las invernales u otoñales.

Es muy importante medir con el radar lo más cerca posible del suelo o tener algoritmos para corregir la medida. Fuera de las precipitaciones plenamente convectivas, es necesario corregir el dato radar mediante el conocimiento del PERFIL VERTICAL DE REFLECTIVIDAD (PVR) según técnicas experimentadas en otros países tales como Suiza, Finlandia, Reino Unido, EE. UU. y Eslovenia y que deberán ser aplicadas y desarrolladas en los radares del INM (Aguado, 1996).

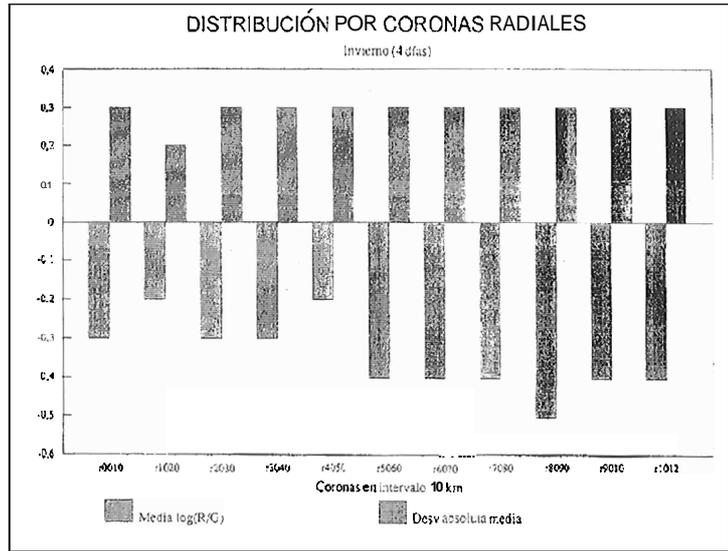


Fig. 2. Distribución por coronas radiales de $\log(R/G)$ para cuatro días de invierno

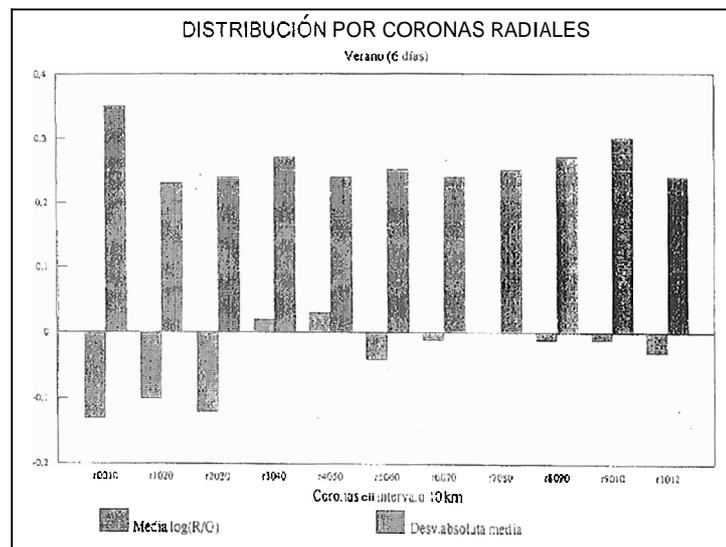


Fig. 3. Distribución por coronas radiales de $\log(R/G)$ para los casos del verano de 1993

y			
-0,26 (0,30)	-0,38 (0,38)	-0,43 (0,36)	-0,15 (0,34)
-0,17 (0,28)	-0,20 (0,33)	-0,12 (0,29)	-0,21 (0,31)
-0,08 (0,34)	-0,00 (0,31)	-0,05 (0,30)	-0,18 (0,33)
-0,00 (0,26)	-0,01 (0,29)	-0,05 (0,29)	-0,01 (0,25)

Fig. 4. Clasificación por cajas de 60 x 60 km. La cifra de arriba indica el promedio de log(R/G). La cifra de abajo entre paréntesis es la media de las desviaciones absolutas

7. Estudio por cajas de 60 x 60 km

Para caracterizar geográficamente las comparaciones se realizó una clasificación muy sencilla mediante una división del área cubierta por el radar en cajas de 60 x 60 km en un círculo de 120 km de radio. Ello presupone que sólo las cajas internas serán plenamente de 60 x 60 km, estando las cajas exteriores limitadas por el área de la circunferencia y conteniendo, por tanto, menos estaciones. En la Fig. 4 se pueden ver los resultados mostrando cada caja el promedio y entre paréntesis las desviaciones absolutas.

Se aprecian subestimaciones promedio importantes en las cuatro cajas situadas más al norte, en la x_6y_{12} y especialmente en la x_6y_{12} , que correspondería a la zona limítrofe con la provincia de Santander. Esto implica una «visión deficiente» por parte del radar de los fenómenos meteorológicos en estas zonas. Todas ellas corresponden a la zona limítrofe con el Sistema Cantábrico con numerosos valles descendiendo de él y una orografía más o menos complicada.

Una explicación posible es la eliminación de ecos de tierra por máscara fija que obliga a tomar datos de mayor altura y con menos conexión con la precipitación que llega al suelo. Además existirán realces orográficos de la precipitación debidos a fenómenos locales y que han de ser observados muy cerca del suelo.

Para ver los detalles de la máscara de ecos de tierra se remite el lector al estudio realizado por el Servicio de Teledetección (véanse las referencias) en enero de 1993. En él se puede observar la presencia de ecos en toda la zona norte de la provincia de Palencia y noreste de la provincia de León. En estas zonas existen pluviómetros usados para la comparación. Los ecos de las sierras de Guadarrama y Somosierra al sur del radar quedan lejos de la zona y en todo caso, no hay pluviómetros en las zonas de ecos.

Este hecho implica la necesidad de estudios locales para mejorar la estimación de la precipitación en estas zonas. Requiere una caracterización por valles y una clasificación por criterios geográficos mucho más fina que la realizada en este estudio.

Otro hecho constatable son los magníficos resultados obtenidos en los cuadrantes del sur indicando que la visibilidad radar sobre estas zonas es muy buena. Sólo será necesario la corrección por perfil vertical de reflectividad cuando la situación lo requiera para obtener un campo de lluvias de buena calidad.

8. Conclusiones

Tratándose de promedios sobre muchos puntos de medida, en situaciones de convección veraniega, y en promedio, el radar da cantidades sensiblemente parecidas a los pluviómetros. Las estadísticas indican que la variabilidad entre medidas para cada punto con diferentes sensores es alta en casos de convección si bien menos que en otra época del año. Tomar para un ajuste del dato radar, datos aislados de comparación radar-pluviómetro puede ser peligroso.

La aparición de fenómenos de banda brillante implica una sobreestimación sistemática de la precipitación pero sólo dentro de una determinada región interna. Mas allá de ésta se produce el efecto contrario con importantes subestimaciones. Las precipitaciones poco intensas procedentes de sistemas de poco espesor implican una subestimación sistemática de la precipitación debido al sobrevuelo del haz. La incorrecta identificación de los hidrometeoros con presencia generalizada de nieve, lleva a subestimaciones que pueden llegar a ser muy importantes si se combina con el efecto anterior. Estos efectos deben de corregirse mediante el uso del PVR.

El radar de Valladolid tiene un campo de visión excelente sobre las zonas llanas pero tiene problemas para «ver» correctamente la precipitación en las zonas montañosas por la presencia de máscara de ecos de tierra y por efectos de realce de la precipitación por la orografía.

La propagación anómala, filtrada aquí mediante la selección de casos, debe de ser previamente eliminada en el producto acumulación.

Referencias

Aguado, F., 1996: «Corrección por perfil vertical de reflectividad de los datos de precipitación radar». IV Simposio Nacional de Predicción, pp. 403-409.

Camacho, J. L., 1996: «Comparación de las acumulaciones diarias radar-pluviómetro en la cuenca del Duero». Nota técnica SRS-RAD.

Collier, C. G; Larke and May, 1983: A weather radar correction procedure for real-time estimation of surface rainfall. Quart. J. R. Met. Soc. 109, 589-608.

Divjak, M., 1994: Radar Measurement of Precipitation: The Use of Vertical Reflectivity Profiles. Tech. Report. ERBCIPECT-926082/I. Commission of the European Communities.

Koistinen, J.; T. Puhakka. Can we calibrate radar by raingauges? 22nd Conference Radar Meteorology. 1984. Zurich. Switzerland, pp. 263-267.

Sauvageot, H., 1992: «Radar Meteorology», Artech House.

Servicio de Teledetección. «Curso Básico de Radares». Publicación interna del INM.

Servicio de Teledetección. INM. 1993. «Estudio de ecos de tierra del radar de Autilla del Pino». Nota Técnica SRS-RAD-3//1-93.

Smith, P. L., 1991. «Precipitation Measurement and Hidrology: Panel Report». Chap 29b Radar Meteorology AMS.

Agradecimientos

Hago constar mi agradecimiento al Servicio de Climatología por los datos de precipitación y la ayuda recibida así como al CMT de Castilla y León por las imágenes de radar.