

# **Estudio de la utilidad de la lluvia estimada de satélite en la modelación hidrológica distribuida**

LIA RAMOS FERNÁNDEZ

EDITORIAL  
UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA

**UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE VALÈNCIA**

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA Y MEDIO AMBIENTE

PROGRAMA DE DOCTORADO DE INGENIERÍA DEL AGUA Y  
MEDIOAMBIENTAL



TESIS DOCTORAL  
**ESTUDIO DE LA UTILIDAD DE LA LLUVIA  
ESTIMADA DE SATÉLITE EN LA  
MODELACIÓN HIDROLÓGICA  
DISTRIBUIDA**

AUTOR

LIA RAMOS FERNÁNDEZ

DIRECTOR

DR. FÉLIX FRANCÉS GARCÍA

VALENCIA, ENERO 2013



*Esta editorial es miembro de la UNE, lo que garantiza la difusión y comercialización de sus publicaciones a nivel nacional e internacional.*

© Lia Ramos Fernández

Primera edición, 2013

© de la presente edición:

Editorial Universitat Politècnica de València  
[www.editorial.upv.es](http://www.editorial.upv.es)

ISBN: 978-84-9048-032-8 (versión impresa)

Queda prohibida la reproducción, distribución, comercialización, transformación, y en general, cualquier otra forma de explotación, por cualquier procedimiento, de todo o parte de los contenidos de esta obra sin autorización expresa y por escrito de sus autores.

*A la memoria de mis abuelitos Aurelia y Epifanio,  
que dejaron huellas imborrables en mi niñez:  
Abuelita, por tu incansable fuerza en la vida. Abuelito, por la pasión que  
dejaste en tus libros.*

*A mis padres, Augusto y Ludy:  
De quienes aprendí y aprendo, la perseverancia y constancia en la vida.*



*A mi querida alma mater,*

*la Universidad Nacional Agraria La Molina UNALM:*

*En tus aulas, en tus campos, en tus viajes, empecé a conocer y entender al Perú.*

*Molineros que a lo largo de mi vida me enseñaron y cautivaron con su lección  
de vida.*



# AGRADECIMIENTOS

Doy las gracias al Prof. Félix Francés, Director de la Tesis, por su interés, apoyo y orientación en el desarrollo de este trabajo durante estos cuatro años. Igualmente, manifiesto mi gratitud a todos los profesores del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia, por sus contribuciones en beneficio de mi formación académica.

A mis compañeros del Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental GIMHA, quienes me brindaron apoyo y amistad en todo momento.

A la Universidad Nacional Agraria La Molina (Perú) por el soporte institucional que me ha brindado para la realización de esta tesis doctoral en calidad de becaria del Convenio UNALM-Fundación Carolina.

También doy las gracias a todas las personas que me ayudaron a distancia para recoger la información, al Prof. Soroosh Sorooshian y su equipo de la Universidad de California en Irvine (CHRS-UCI) y a la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET).

Un agradecimiento especial a Onofre Gabaldó, Eduardo Echevarría y Carmen Gonzáles de la Confederación Hidrográfica del Júcar por proporcionarme la información que requería y ser tan amables y estar tan dispuestos a ayudar.

A una amiga molinera que conocí hace cuatro años, cuando el avión nos trajo por primera vez a Valencia a empezar la aventura del Doctorado, Indira Betalleuz, por tu fuerza y apoyo constante.

Por último, pero no menos importante, debo dar las gracias de todo corazón a mis padres, mis suegros, mis hermanas, mi esposo, mis tías (os), mis primas (os) quienes han estado pendientes de mi Luz y darme con eso la tranquilidad que requería para culminar con la Tesis, gracias a ellos que nunca me sentía sola, aunque así lo estuviera.



# RESUMEN

Durante la última década, diversos grupos de investigación se han enfocado en el desarrollo de la tecnología de sensores de satélites y su explotación con el fin de obtener en tiempo real una estimación de la lluvia a escala global. Y es clara la utilidad de estas mediciones, tanto para los modelos de circulación global como para la modelización hidrológica en escalas menores, como sería el caso de cuencas poco o nada instrumentalizadas y con ello, fortalecer la capacidad de gestión de los recursos hídricos, mejorar la predicción del clima y desastres naturales y ofrecer rigor científico que ayude a tomar decisiones informadas. Actualmente, la lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores debido a problemas instrumentales, naturaleza del sistema de medición, simplificaciones teóricas y relaciones complejas entre las variables observadas y la lluvia, entre otras razones (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Semire *et al.*, 2012); esto podría limitar su uso en aplicaciones hidrológicas, por lo que la reducción de este error es clave para su aplicación hidrológica.

El objetivo de la tesis es evaluar la utilidad de dos productos de lluvia estimada de satélite, a través de un modelo hidrológico distribuido en una cuenca mediterránea extratropical, como una alternativa de estimación de la precipitación en aquellas regiones donde los pluviómetros convencionales son escasos o inexistentes. La zona de estudio es la cuenca del río Júcar que está localizada al este de la península Ibérica (Valencia, España) con un área drenada de 21,500 km<sup>2</sup>, caudal medio de 43 m<sup>3</sup>/s, lluvia media de 500 mm y temperatura media de 14° C. El relieve está formado por cadenas de montañas del sistema Ibérico, una meseta continental y una llanura costera; con altitudes máximas de 1770 msnm. Los productos de satélite tienen una resolución temporal diaria y resolución espacial de 0.25° (PERSIANN) y 0.04° (PERSIANN-CCS). Estos productos estiman la lluvia a partir de información de múltiples satélites geosíncronicos (GOES, GMS, MeteoSat) que se actualizan con información de satélites con sensores de microondas pasivos (TRMM, NOAA, DMSP). La información hidrometeorológica

con base en tierra (lluvia, caudal, temperatura e información de embalses) ha sido proporcionada por la Agencia Española de Meteorología (AEMET) y el Sistema Automatizado de Información Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del río Júcar (SAIH-CHJ) para un período de tiempo del 01 de Enero del 2003 y el 31 de Octubre del 2009.

Para caracterizar el error de la lluvia estimada de satélite, se comparó con la lluvia de referencia con base en tierra, a través de herramientas estadísticas que permiten sintetizar el análisis y tener una visión más detallada del error. Así, para cuantificar el grado de dependencia se usó el análisis de correlación con test estadístico de Pearson y Kendall. Además, se obtuvieron: índice de eficiencia de Nash–Sutcliffe (E), ratio de la raíz del error cuadrático medio y la desviación estándar de las observaciones (RSR), error en volumen (Ev), estadísticos de detección, curva doble masa y técnicas gráficas. Respecto al desempeño del modelo hidrológico, se evaluó a través de índices de eficiencia y técnicas gráficas, en calibración, validación y propagación del error.

Los resultados, específicos para la zona de estudio, indican que las correlaciones espaciales entre la lluvia estimada a partir de satélite y la lluvia de referencia, es aceptable a escala anual, menos aceptable a escala mensual, pero pobre a escala diaria. En invierno la correlación diaria es más débil, debido a que las lluvias se concentran más en las zonas montañosas y tal vez, este efecto orográfico no está bien detectado por los satélites. Por el contrario, en verano se observa el patrón opuesto, con correlación positiva significativa, posiblemente por la mayor presencia de días sin lluvia (valor cero). Esto se ve reflejado en valores más altos con el coeficiente de Pearson en verano, ya que la presencia de ceros favorece una mayor correlación; en cambio el coeficiente de Kendall representa mejor estos casos, ya que resiste el efecto de valores extremos (valores mínimos en este caso). También se obtienen errores altos con lluvias máximas y con frecuencia sobrestimación de lluvias ligeras.

En general, la lluvia PERSIANN-CCS sobrevalora, mientras que PERSIANN subestima a diferentes escalas de agregación de cuenca. Además, PERSIANN tiene mayor probabilidad de detección de lluvia, pero también de falsas alarmas. La

detección de lluvia es menor en la subcuenca del río Albaida (zona costera con lluvias torrenciales y probables SCM en otoño) que en la subcuenca de Pajaroncillo (zona montañosa con lluvias orográficas). Es decir, estas diferencias en la detección por los dos productos de satélite, están siendo influenciadas por las características climáticas y fisiográficas de la zona, que coincide con lo reportado por Hossain y Huffman (2008).

El error en volumen ( $E_v$ ) de la lluvia, para todas las escalas de agregación de cuenca, subestima con PERSIANN y sobrestima con PERSIANN-CCS. Este error tendrá consecuencias en la modelación hidrológica; sin embargo, desde el punto de vista de la modelación, el error se corrige mejor con la sobrestimación que con la subestimación de la lluvia. La cuenca Albaida (1301 km<sup>2</sup>) tienen mejor rendimiento en términos del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (E) en la estimación de la lluvia con los dos productos de satélite posiblemente por la mayor presencia de lluvias convectivas que el satélite identifica mejor, y que coincide con lo reportado por Ebert *et al* (2007). En cambio la cuenca más pequeña Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) tiene mejor rendimiento en  $E_v$  pero solo con el producto PERSIANN-CCS. Al respecto, la lluvia orográfica en Pajaroncillo (altitud de 1009 a 1726 msnm) no está siendo bien detectada por el satélite debido a que las montañas emiten una radiación muy variable que dificultan la detección de los satélites con sensores de microondas pasivos, reportado por Levizzani (2008); sin embargo este efecto pareciera que disminuye con una mejor resolución de satélite.

La calibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS ha permitido elevar el rendimiento en la modelación. También, diversos autores realizaron una calibración de su modelo hidrológico para mejorar el rendimiento con los productos de lluvia estimada de satélite (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012). Es así que, en la modelación hidrológica, se obtienen rendimientos “insatisfactorios” con PERSIANN, mientras que con PERSIANN-CCS los rendimientos pasan a ser “satisfactorios”. Los resultados son alentadores con lluvia PERSIANN-CCS y tal parece que una mejor resolución de los datos raster de la lluvia, una menor FBIA y un error de sobrestimación en el volumen de la lluvia, ocasionan que este producto de satélite se adapte mejor en la modelación

hidrológica. Similares resultados respecto a productos de satélite con mejor resolución espacial, son reportados por Nikolopoulos *et al.* (2010) con el producto KIDD (4 km) de mejor resolución espacial, respecto de los productos TRMM-3B42 (0.25°) y KIDD (25 km). Por el contrario, en la modelación con lluvia PERSIANN, una resolución espacial grosera de los datos raster de la lluvia y el error de la subestimación en el volumen de la lluvia están afectando negativamente a la modelación, ya que hay insuficiente lluvia que alimente el Ciclo Hidrológico, pero esto posiblemente se esté amortiguando con la mayor probabilidad de detección de la lluvia PERSIANN.

Como el modelo hidrológico trata de mantener un comportamiento similar al caudal observado (ya que la estrategia de calibración es una función de este caudal y no de algún componente del balance hídrico), se obtiene que el factor corrector de evapotranspiración se reduce un 71% con PERSIANN e incrementa un 32% con PERSIANN-CCS para finalmente obtener una evapotranspiración que se reduce con PERSIANN e incrementa con PERSIANN-CCS. Un comportamiento similar es reportado en el componente de evapotranspiración con subestimación de lluvia PERSIANN, por Bitew y Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

En lo que respecta a la propagación del error de la estimación de la lluvia a la simulación hidrológica, el error en volumen de la lluvia se amortigua a través del proceso de transformación lluvia-escorrentía. Al contrario del error de la lluvia en términos de E y RSR, que empeoran con la modelación hidrológica, excepto en las cuencas más pequeñas como Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) y Albaida (1,301 km<sup>2</sup>).

De cara a mejorar las posibilidades de uso práctico de la lluvia de satélite, se implementó un modelo Bayesiano para combinar información de pluviómetros con lluvia PERSIANN-CCS con diferentes densidades de pluviómetros en la subcuenca montañosa de Pajaroncillo. Los resultados, específicos para la zona de estudio, indican que el valor medio de la lluvia estimada con PERSIANN-CCS mejora a partir de densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Por el contrario, para densidades mayores de 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, el valor medio empeora en un rango del 20 al 200%, según aumente la densidad de la red de pluviómetros. Se encontró un comportamiento similar con el resto de estadísticos. Así, es clara una mejora

significativa en los estadísticos para una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, con incremento de POD, CSI, PC y HSS, y reducción de FAR. Además, se observa una mejora notable del FBIAS en todas las densidades de pluviómetros, con la excepción de la densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Los índices de eficiencia de lluvia E, RSR y Ev, se estabilizan a una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

En lo que respecta a la modelación hidrológica utilizando el modelo Bayesiano de combinación de lluvia, se obtienen rendimientos “buenos” a “muy buenos” con densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, obteniendo el mejor rendimiento para una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro en el que su hidrograma reproduce adecuadamente el flujo base y la forma de la curva de recesión, detecta la mayoría de caudales máximos y días en que ocurren, pero subestima su valor máximo en un 37%. No se debe descartar que esta subestimación podría deberse a que en regiones montañosas, como Pajaroncillo, las estaciones pluviométricas tienden a estar en los valles y con ello subestimar la lluvia orográfica (Ebert *et al.*, 2007; Álvarez, 2011). Respecto a la propagación del error de la lluvia, resulta que el error en volumen de la lluvia se amortigua en todas las densidades de pluviómetro (a excepción con una densidad de 431 km<sup>2</sup>/pluviómetro), pero empeora en términos de E y RSR, excepto para densidades menores a 172 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Como conclusión final se puede decir que el nuevo producto de estimación de lluvia PERSIANN-CCS, además de incrementar su resolución espacial, también mejora en cuanto a su fiabilidad de uso en la modelación hidrológica, especialmente si se combina con datos de pluviómetro, convirtiéndose en el punto de partida de futuras investigaciones.



# SUMMARY

During the last decade, several research groups have focused their activity on the development of satellite sensor technology and its operation in order to obtain real-time estimates of rainfall on a global scale. The usefulness of these measurements is clear for both global circulation models and hydrological modelling at smaller scales as in the case of little or no instrumented watersheds. These measurements would thereby support the management capacity of water resources, improve weather forecasting and natural disasters and provide scientific rigor to help take informed decisions. Currently, satellite-based rainfall estimation is subject to a number of errors due to instrumental nature of the measurement system, theoretical simplifications and complex relationships between the observed variables and rain, among other reasons (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Semire *et al.*, 2012). This may limit its use in hydrological applications, so reducing these errors is fundamental to hydrological application.

The aim of the thesis is to evaluate the usefulness of two satellite-based rainfall estimation products, by means of a distributed hydrological model in an extratropical Mediterranean basin, as an alternative to the estimation of precipitation in regions where conventional gauges are scarce or non-existent. The study area is the river Jucar basin, which is located east of the Iberian Peninsula (Valencia, Spain). It has a drainage area of 21,500 km<sup>2</sup>, average flow of 43 m<sup>3</sup>/s, average rainfall of 500 mm and average temperature of 14 °C. The terrain consists of mountain ranges of the Iberian system, a continental shelf and coastal plain, with altitudes up to 1770 msnm. Satellite products have a daily temporal resolution and spatial resolution of 0.25° (PERSIANN) and 0.04° (PERSIANN-CCS). These products estimated rainfall from multiple geosynchronous satellites (GOES, GMS, Meteosat) that are updated with information from satellites with passive microwave sensors (TRMM, NOAA, DMSP). The hydrometeorological information based on land (rain, flow, temperature and information from reservoirs) have been provided

by the Spanish Meteorological Agency and the Automated System of Hydrological Information of Jucar River Basin Authority for a period from 01 January 2003 to 31 October 2009.

In order to characterize the error of satellite-based rainfall estimation, we compare it with the reference rainfall, by means of statistical tools that allow to synthesis the analysis and to have more detailed view of the errors. Thus, to quantify the degree of dependence, we used the correlation analysis with the Pearson and Kendall statistical test. In addition, we obtained index Nash-Sutcliffe efficiency (E), ratio of the root mean square error and standard deviation of the observations (RSR), error in volume (Ev), detection statistics, double mass curve and graphic techniques. Regarding the performance of the hydrological model, it was evaluated by efficiency indices and graphical techniques in calibration, validation and error propagation.

The results, specific to the study area, indicate that spatial correlations between satellite estimated rainfall and reference rainfall to annual scale is acceptable, less acceptable to monthly scale, but poor to daily scale. In winter, the daily correlation is weaker, because the precipitation is more concentrated in mountainous areas and perhaps this orographic effect is not well detected by satellites. By contrast, in summer the opposite pattern is observed, with significant positive correlation, possibly due to higher presence of dry days (zero value). This is reflected in higher values with the Pearson coefficient in summer, since the presence of zeros favors greater correlation. The Kendall coefficient best represents these cases, because it contrasts the effect of extreme values (minimum values in this case). We also get high errors with maximum rainfall and often overestimate light rainfall.

In general, the PERSIANN-CCS product overestimates, while PERSIANN underestimates at different basin aggregating scales. In addition, PERSIANN has a higher rate of rain detection, but also of false alarms. The rain detection is less in the Albaida subbasin (coastal area with torrential rains and likely SCM in fall) that in the Pajaroncilo subbasin (mountainous area with orographic rain). That is, these differences in detection by both satellite products are being influenced by climatic

and physiographic features of the area, which coincides with what reported by Hossain and Huffman (2008).

The volume error (Ev) referred to rainfall, for all levels of basin aggregation, underestimated with PERSIANN and overestimated with PERSIANN-CCS. This error will have consequences for hydrological modelling. However, from a modelling point of view, the error is easier to correct with overestimation than underestimation. Albaida basin (1301 km<sup>2</sup>) has better performance in terms of index Nash-Sutcliffe efficiency (E) referred to rainfall estimation with the two satellite products, possibly due to greater presence of convective rainfall that the satellite better identifies, which coincides with what reported by Ebert *et al* (2007). Whereas smaller basin as Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) has better performance in Ev but only with the product PERSIANN-CCS. In this regard, orographic rain in Pajaroncillo (altitude of 1009 to 1726 msnm) is not well detected by the satellites because the mountains emit variable radiation that difficult the detection of satellite with passive microwave sensors, which is reported by Levizzani (2008): but this effect appears to decrease with a better resolution of satellite.

The parameter calibration of the hydrological model TETIS has allowed to improve the modelling performance. In addition, various authors performed a calibration of the hydrological model to improve performance with products from satellite-based rainfall estimation (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012). Thus, in hydrological modelling, we obtained "unsatisfactory" performance with PERSIANN, whereas with PERSIANN-CCS become "successful" performance. The results are encouraging for PERSIANN-CCS and it seems that the error of overestimating rainfall volume is better corrected in hydrological modelling. Finally, we show that the higher spatial resolution satellite product has better performance. Similar results were obtained Nikolopoulos *et al.* (2010) with KIDD (4 km) for TRMM-3B42 products (0.25°) and Kidd (25 km). On the other hand, when modelling with PERSIANN, a coarse spatial resolution of rainfall raster data and the error of rainfall volume underestimation are negatively affecting the model results, as there is insufficient rain to feed the hydrological cycle, although this

possibly is dampening with a with highest probability of detecting rain PERSIANN.

As the hydrological model tries to maintain a behavior similar to the observed flow (since the calibration strategy is a function of the flow and not a component of the water balance), we obtain that the correction factor for evapotranspiration is reduced by 71% with PERSIANN and increases by 32% with PERSIANN-CCS to finally obtain reduced evapotranspiration with PERSIANN and increased with PERSIANN-CCS. Similar behavior is reported in the evapotranspiration component with underestimation of PERSIANN rain, by Bitew and Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

With respect to rainfall error propagation at the hydrological simulation, the volume error of rain is damped through the process of rainfall-runoff transformation, unlike the rainfall error in terms of E and RSR, worsen with hydrological modelling, except in smaller basins as Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) and Albaida (1,301 km<sup>2</sup>).

In order to improve the possibilities of practical use of satellite rain, we implemented a Bayesian model to combine information from gauges with PERSIANN-CCS rainfall at different gauge densities, in the mountainous subbasin Pajaroncillo. Results, specifically to the study area, indicate that the average value of the estimated rainfall with PERSIANN-CCS improves with densities of 100 km<sup>2</sup>/gauge or less. On the contrary, for densities higher of 100 km<sup>2</sup>/gauge, the average value worsens in a range of 20 to 200%, as increases the density of the network of rain gauges. Similar behaviour was found with the other statistics. Thus, it is clearly a significant improvement in the statistics for a density less than 100 km<sup>2</sup>/gauge, with increased POD, CSI, PC and HSS, and reduction of FAR. Furthermore, there is a remarkable improvement of FBIAS in all gauges densities, with the exception of 45 km<sup>2</sup>/gauge density. Rain efficiency ratings E, RSR and Ev are stabilized at a density less than 100 km<sup>2</sup>/gauge.

With regard to hydrological modelling using a Bayesian model, the performance obtained are "good" to "very good" with densities below 100

km<sup>2</sup>/gauge. In addition, the best performance was achieved for a density of 72 km<sup>2</sup>/gauge, when the base flow was adequately reproduced as well as the shape of the recession curve. The model also detects most peak flows and days that they occur, but underestimates its maximum value by 37%. This underestimation could be due to the presence of mountains, as Pajaroncillo rainfall stations tend to be in the valley and therefore underestimate the orographic rainfall (Ebert *et al.*, 2007; Álvarez, 2011). Regarding the rainfall error propagation, the rainfall error volume is damped for all gauge densities (except with a density of 431 km<sup>2</sup>/gauge) but worsen in terms of E and RSR, except for densities lower to 172 km<sup>2</sup>/gauge.

As a final conclusion, we can say that the new product for satellite-based rainfall PERSIANN-CCS, in addition to increasing the spatial resolution of PERSIANN, also improve its reliability for its use in hydrological modelling, especially if combined with rain gauge data, becoming the starting point for further research.



# RESUM

Durant l'última dècada, diversos grups d'investigació s'han enfocat en el desenvolupament de la tecnologia de sensors de satèl·lits y la seua explotació a la fi d'obtindre en temps real una estimació de la pluja a escala global. L'utilitat d'aquestes medicions és clara, tant per als models de circulació global com per als models de modelització hidrològica en escales menors, com seria el cas de de conques poc o res instrumentalitzades y amb això, enfortir la capacitat de gestió dels recursos hídrics, millorar la predicció del clima i desastres naturals, i oferir rigor científic que ajude a prendre decisions informades. Actualment, la pluja estimada per satèl·lit està subjecta a diferents errors deguts a problemes instrumentals, naturalesa del sistema de medició, simplificacions teòriques i relacions complexes entre les diferents variables observades i la pluja, entre altres raons (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Semire *et al.*, 2012); això podria limitar el seu ús en aplicacions hidrològiques. Per aquest motiu, la reducció d'aquest error és clau per a la seua aplicació hidrològica.

L'objectiu de la tesi és avaluar l'utilitat de dos productes de pluja estimada de satèl·lit, a través d'un model hidrològic distribuït en una conca Mediterrània extratropical, com una alternativa d'estimació de la precipitació en aquelles regions on els pluviòmetres convencionals són escassos o inexistents. La zona d'estudi és la conca del riu Xúquer que està localitzada a l'est de la Península Ibèrica (València, Espanya) amb una àrea drenada de 21,500 km<sup>2</sup>, cabal mitjà de 43 m<sup>3</sup>/s, pluja mitjana de 500 mm i temperatura mitjana de 14°C. El relleu està format per cadenes de muntanyes del sistema Ibèric, un altiplà continental i una plana costanera; amb altituds màximes de 1770 msnm. Els productes de satèl·lit tenen una resolució temporal diària i resolució espacial de 0.25° (PERSIANN) i 0.04° (PERSIANN-CCS). Aquests productes estimen la pluja utilitzant informació de múltiples satèl·lits geosincrònics (GOES, GMS, MeteoSat) que s'actualitzen amb informació de satèl·lits amb sensors de microones passius (TRMM, NOAA, DMSP). La informació hidrometeorològica amb base en terra (pluja, cabal, temperatura i informació d'embassaments) ha sigut proporcionada per l'Agència Espanyola de Meteorologia (AEMET) i el Sistema Automatitzat d'Informació

Hidrològica de la Confederació Hidrogràfica del riu Xúquer (SAIH-CHJ) per a un període de temps del 01 de Gener del 2003 i el 31 d'Octubre del 2009.

Per a caracteritzar l'error de la pluja estimada de satèl·lit, es va comparar amb la pluja de referència amb base en terra, a través de ferramentes estadístiques que permeten sintetitzar l'anàlisi i tindre una visió més detallada de l'error. Per a quantificar el grau de dependència es va usar l'anàlisi de correlació amb el test estadístic de Pearson i Kendall. A més, es van obtenir: l'índex d'eficiència de Nash-Sutcliffe (E), el ràtio de l'arrel de l'error quadràtic mig i la desviació estàndard de les observacions (RSR), l'error en volum ( $E_v$ ), els estadístics de detecció, la corba de doble massa i tècniques gràfiques. Respecte a l'exercici del model hidrològic, es va avaluar per mitjà d'índexs d'eficiència i tècniques gràfiques, en calibratge, validació i propagació de l'error.

Els resultats específics de la zona d'estudi, indiquen que les correlacions espacials entre la pluja estimada a partir de satèl·lit i la pluja de referència, és acceptable a escala anual, menys acceptable a escala mensual, però pobre a escala diària. A l'hivern la correlació diària és més dèbil, pel fet que les pluges es concentren més en les zones muntanyoses i tal vegada, aquest efecte orogràfic no està ben detectat pels satèl·lits. Al contrari, a l'estiu s'observa el patró oposat, amb correlació positiva significativa, possiblement per la major presència de dies sense pluja (valor zero). Açò es veu reflectit amb valors més alts en el coeficient de Pearson a l'estiu, ja que la presència de zeros a favorix una major correlació; en canvi el coeficient de Kendall representa millor estos casos, ja que resisteix l'efecte de valors extrems (valors mínims en aquest cas). També s'obtenen errors alts amb pluges màximes i ben sovint sobreestimació de pluges lleugeres.

En general, la pluja PERSIANN-CCS sobrevalora, mentres que PERSIANN subestima a diferents escales d'agregació de conca. A més, PERSIANN té major probabilitat de detecció de pluja, però també de falses alarmes. La detecció de pluja és menor en la subconca del riu Albaida (zona costanera amb pluges torrencials i probable SCM a la tardor) que en la subconca de Pajaroncillo (zona muntanyosa amb pluges orogràfiques). És a dir, estes diferències en la detecció pels dos productes de satèl·lit, estan sent influenciades per les característiques climàtiques i

fisiogràfiques de la zona, que coincidix amb l'aportació de Hossain i Huffman (2008).

L'error en volum ( $E_v$ ) de la pluja, per a totes les escales d'agregació de conca, subestima en PERSIANN i sobreestima en PERSIANN-CCS. Aquest error tindrà conseqüències en la modelació hidrològica; no obstant això, des del punt de vista de la modelació, l'error es corregeix millor en la sobreestimació que en la subestimació de la pluja. La conca Albaida (1301 km<sup>2</sup>) presenta millor rendiment en termes de l'índex d'eficiència de Nash-Sutcliffe (E) en l'estimació de la pluja amb els dos productes de satèl·lit possiblement per la major presència de pluges convectives que el satèl·lit identifica millor, i que coincidix amb allò que s'ha reportat per Ebert *et al.* (2007). En canvi la conca més xicoteta Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) presenta millor rendiment en  $E_v$  però només amb el producte PERSIANN-CCS. Respecte d'això, la pluja orogràfica en Pajaroncillo (altitud de 1009 a 1726 msnm) no està sent ben detectada pel satèl·lit pel fet que les muntanyes emeten una radiació molt variable que dificulten la detecció dels satèl·lits amb sensors de microones passius, reportat per Levizzani (2008); no obstant això este efecte pareguera que disminueix amb una millor resolució de satèl·lit.

El calibratge dels paràmetres del model hidrològic TETIS ha permès elevar el rendiment de la modelació. També, diversos autors van realitzar un calibratge del seu model hidrològic per tal de millorar el rendiment amb productes de pluja estimada de satèl·lit (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012). És així que, en la modelació hidrològica, s'obtenen rendiments 'insatisfactoris' amb PERSIANN, mentres que amb PERSIANN-CCS els rendiments passen a ser 'satisfactoris'. Els resultats són encoratjadors amb la pluja PERSIANN-CCS i tal pareix que l'error de la sobreestimació en volum de la pluja s'adapta millor en la modelació hidrològica, demostrant finalment que el producte de satèl·lit amb major resolució espacial té millor rendiment. Semblants resultats obtenen Nikolopoulos *et al.* (2010) amb el producte de millor resolució espacial KIDD (4 km) respecte dels productes TRMM-3B42 (0.25°) i KIDD (25 km). En canvi, en la modelació amb pluja PERSIANN, una resolució espacial grossera de les dades raster de la pluja i de l'error de la subestimació en el volum de la pluja, estan afectant negativament la

modelació, ja que hi ha insuficient pluja que alimenti el cicle hidrològic. Però, açò, possiblement s'estiga amortint amb la major probabilitat de detecció de la pluja PERSIANN.

Com el model hidrològic tracta de mantindre un comportament semblant al cabal observat (ja que l'estratègia de calibratge és una funció d'este cabal i no de cap altre component del balanç hidric), s'obté que el factor corrector d'evapotranspiració es reduïx un 71% amb PERSIANN i s'incrementa un 32% amb PERSIANN-CCS, per a finalment obtindre una evapotranspiració que es reduïx amb PERSIANN i s'incrementa amb PERSIANN- CCS. Un comportament semblant és reportat en el component d'evapotranspiració amb subestimació de pluja PERSIANN, per Bitew i Gebremichael (2011b) i Moreno *et al.* (2012).

Pel que fa a la propagació de l'error de l'estimació de la pluja a la simulació hidrològica, l'error en volum de la pluja s'amortix a través del procés de transformació pluja-escolament. Al contrari de l'error de la pluja en termes de E i RSR, que empitjoren amb la modelació hidrològica, excepte en les conques més xicotetes com Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) i Albaida (1,301 km<sup>2</sup>).

Pensant en millorar les possibilitats d'ús pràctic de la pluja de satèl·lit, es va implementar un model Bayesiano per a combinar informació de pluviòmetres amb pluja PERSIANN-CCS amb diferents densitats de pluviòmetres en la subconca muntanyosa de Pajaroncillo. Els resultats específics per a la zona d'estudi, indiquen que el valor mitjà de la pluja estimada amb PERSIANN-CCS millora a partir de densitats menors a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Al contrari, per a densitats majors de 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, el valor mitjà empitjora en un interval del 20 al 200%, a mesura que la densitat de pluviòmetres augmente. Es va trobar un comportament semblant amb la resta d'estadístics. Així, és clara una millora significativa en els estadístics per a una densitat menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, amb increment de POD, CSI, PC i HSS, i reducció de FAR. A més, s'observa una millora notable del FBIAS en totes les densitats de pluviòmetres, amb l'excepció de la densitat de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Els índexs d'eficiència de pluja E, RSR i Ev, s'estabilitzen amb una densitat menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Pel que fa a la modelació hidrològica utilitzant el model Bayesiano de combinació de pluja, s'obtenen rendiments 'bons' a 'molt bons' amb densitats menors a 100 km<sup>2</sup>/pluviòmetro, obtenint el millor rendiment per a una densitat de 72 km<sup>2</sup>/pluviòmetro en el que el seu hidrograma reproduïx adequadament el cabal base i la forma de la corba de recessió detecta la majoria de cabals màxims i dies en què ocorren, però subestima el seu valor màxim en un 37%. No s'ha de descartar que esta subestimació podria ser perquè en regions muntanyoses, com Pajaroncillo, les estacions pluviomètriques tendeixen a estar en les valls i per això subestimar la pluja orogràfica (Ebert *et al.*, 2007; Álvarez, 2011). Respecte a la propagació de l'error de la pluja, resulta que l'error en volum de la pluja s'esmorteïx en totes les densitats de pluviòmetro (amb l'excepció de la densitat de 431 km<sup>2</sup>/pluviòmetro), però empitjora en termes de E i RSR, excepte per a densitats menors a 172 km<sup>2</sup>/pluviòmetro.

Com a conclusió final es pot dir que el nou producte d'estimació de pluja PERSIANN-CCS, a més d'incrementar la seua resolució espacial, també millora quant a la seua fiabilitat d'ús en la modelació hidrològica, especialment si es combina amb dades de pluviòmetro, convertint-se en el punt de partida de futures investigacions.



# CONTENIDO

Capítulo 1	Introducción .....	45
1.1	Contexto .....	47
1.1.1	Antecedentes .....	47
1.1.2	Motivación .....	47
1.2	Problema de investigación y alcance .....	48
1.3	Objetivos .....	49
1.4	Estructura de la Tesis .....	49
Capítulo 2	Técnicas de estimación de lluvia a partir de satélite .....	53
2.1	Sensores y satélites usados para estimación de lluvia .....	53
2.1.1	Sensor en el espectro visible (VIS) e infrarrojo (IR) y satélite geostacionario/geosincrónico .....	54
2.1.2	Sensor en el espectro de la microonda pasiva (MWP) y satélite orbital polar .....	56
2.2	Base de datos de lluvia estimada de satélite a escala global .....	58
2.2.1	GPCP .....	59
2.2.2	TRMM .....	60
2.2.3	CMORPH .....	62
2.2.4	PERSIANN .....	63
2.2.5	PERSIANN-CCS .....	65
Capítulo 3	Estado del arte en la aplicación de la lluvia estimada de satélite .....	69
3.1	Caracterización del error con lluvia estimada de satélite .....	70
3.2	Modelación hidrológica con lluvia estimada de satélite .....	74
3.3	Combinación de pluviómetros con lluvia estimada de satélite .....	77
Capítulo 4	Caso de estudio: cuenca del río Júcar .....	81
4.1	Descripción de la cuenca .....	81
4.2	Características hidrológicas .....	86
4.2.1	Cuenca del río Júcar .....	87
4.2.1.1	Información cartográfica .....	87
4.2.1.2	Características de la red de drenaje .....	90

4.2.2	Subcuenca de Pajaroncillo .....	91
4.3	Información hidrometeorológica con base en tierra.....	93
4.3.1	Lluvia estimada de pluviómetros .....	94
4.3.2	Hidrometría y embalses .....	95
4.3.3	Temperatura y evapotranspiración.....	97
4.4	Información de lluvia estimada de satélite.....	101
Capítulo 5	Caracterización del error con lluvia estimada de satélite.....	105
5.1	Aspectos generales.....	106
5.1.1	Índices de eficiencia utilizados .....	108
5.1.2	Tratamiento de la información.....	112
5.2	Lluvia distribuida .....	114
5.2.1	Campos de lluvia anual .....	114
5.2.2	Campos de lluvia mensual .....	116
5.2.3	Campos de lluvia diaria.....	119
5.3	Lluvia areal .....	123
5.3.1	Resultados de los índices de eficiencia .....	127
5.4	Discusión de resultados.....	131
Capítulo 6	Modelación hidrológica con lluvia estimada de satélite .....	135
6.1	Índices de eficiencia utilizados .....	136
6.2	Implementación de un modelo hidrológico distribuido .....	137
6.2.1	El Modelo TETIS.....	137
6.2.2	Tratamiento de la información.....	140
6.2.3	Procedimiento de calibración y validación .....	141
6.3	Resultados de calibración.....	142
6.4	Resultados de validación.....	146
6.4.1	Validación temporal .....	146
6.4.2	Validación espacio temporal .....	148
6.5	Balance hídrico .....	150
6.6	Propagación del error de la lluvia al caudal simulado .....	153
6.7	Discusión de resultados.....	156
Capítulo 7	Combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN- CCS .....	159

7.1	Índices de eficiencia utilizados .....	160
7.2	Implementación de un modelo Bayesiano de combinación de información.....	162
7.2.1	El Modelo Bayesiano.....	162
7.2.2	Tratamiento de la información.....	164
7.2.3	Procedimiento de la combinación y modelación hidrológica .....	165
7.3	Caracterización del error con lluvia de combinación de pluviómetros y PERSIANN-CCS .....	169
7.3.1	Lluvia distribuida de combinación pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS.....	169
7.3.2	Lluvia areal diaria de la combinación pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS.....	172
7.4	Modelación hidrológica con lluvia de combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS.....	180
7.5	Propagación del error de la lluvia combinada de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS.....	190
7.6	Discusión de resultados.....	192
Capítulo 8	Conclusiones y trabajo futuro .....	195
8.1	Conclusiones.....	195
8.2	Futuras líneas de investigación .....	199
Referencias	.....	201
Apéndice A1	.....	213



## LISTA DE FIGURAS

Figura 2-1 Componentes en que está organizado el GPCP “Global Precipitation Climatology Project”.	60
Figura 2-2. Instrumentos a bordo del satélite TRMM: radar meteorológico (PR), sensor para escáner de radiación visible e infrarrojo (VIRS), sensor de microondas pasivo (TMI), sensor de imágenes de relámpagos (LIS) y un sistema de energía radiante de la superficie terrestre que emplea una base de datos de imágenes de nubes de altísima resolución.	61
Figura 2-3 Flujo que genera el algoritmo PERSIANN “Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks” (Hsu et al., 1997; Sorooshian et al., 2000).	63
Figura 2-4 Servidor HyDIS “Hydrologic Data and Information System” que permite coleccionar lluvia histórica estimada por el producto PERSIANN (HyDIS, 2012).	64
Figura 2-5. Sistema de categorización de nubes con el producto PERSIANN-CCS “PERSIANN-Cloud Classification System” (Kuo-lin et al., 2010).	65
Figura 2-6. Servidor HyDIS-GWADI “Water and Development Information for Arid Lands – A Global Network” para coleccionar en tiempo real la lluvia del producto PERSIANN-CCS (HyDIS-GWADI, 2012).	66
Figura 4-1. Localización geográfica de la cuenca del río Júcar al este de la península Ibérica (Valencia, España). Las áreas sombreadas representan las subcuencas empleadas en el estudio. Los triángulos rojos y cuadrados azules representan espacialmente las estaciones pluviométricas SAIH y AEMET respectivamente.	82
Figura 4-2. Mapas de la distribución de elevación y pendiente en la cuenca del río Jucar con MED de 500m x 500m.	84
Figura 4-3. Izquierda: curva hipsométrica con MED de 500m x500m. Derecha: intervalos de pendiente en relación con el área que cubren.	85
Figura 4-4. Clasificación de la lluvia anual en la cuenca del río Júcar según el proceso meteorológico que las origina en la zona litoral y zona de montaña. Elaborado con información de Miró et al. (2009).	86

Figura 4-5. Parámetros hidrológicos de la cuenca del río Júcar: almacenamiento capilar del suelo (Hu), capacidad de infiltración (Ks) y capacidad de percolación (Kp) con tamaño de celda de 500m x 500m (DIHMA, 2002).	88
Figura 4-6. Factor de vegetación ( $\lambda$ ) mensual según tipo de cobertura vegetal en la cuenca del río Júcar (DIHMA, 2002).	89
Figura 4-7. Mapa de la distribución de cobertura vegetal en la cuenca del río Júcar (DIHMA, 2002).	90
Figura 4-8. Mapas de distribución de la elevación, la pendiente, la red de ríos, los parámetros hidrológicos (Hu, Ks, Kp) y la cobertura vegetal con tamaño de celda de 500 m x 500 m, en la subcuenca Pajaroncillo de la Cuenca del río Júcar, subcuenca que se hace referencia en la Figura 4.1.	92
Figura 4-9. Izquierda: Pluviómetro telemétrico SAIH tipo “cubeta basculante” que dreña en cubetas oscilantes acopladas, con lectura colectada en tiempo real. Derecha: Pluviómetro AEMET tipo “Hellmann” de 200 mm de capacidad con lectura diaria por operadores.	94
Figura 4-10.- Curvas Cota-Volumen en embalses de Contreras y de Alarcón reconstruidas con información diaria del año 2000 al 2009 del SAIH.	96
Figura 4-11. Distribución de la temperatura media, máxima y mínima en la cuenca del río Júcar. Periodo de análisis: 01 de Marzo del 2000 al 31 de Octubre del 2009.	98
Figura 4-12. Diagrama de dispersión de la evapotranspiración de referencia diaria calculada con el método Hargreaves y Penman-Monteith, y coeficiente de correlación ( $R^2$ ) en las estaciones que se indican.	99
Figura 4-13. Distribución de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) diaria en la cuenca del río Júcar y subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de marzo del 2000 al 31 de Octubre del 2009.	100
Figura 4-14. Izquierda: Distribución espacial de los centroides en la malla PERSIANN (líneas discontinuas azules) en la cuenca del río Júcar. Derecha: Distribución espacial de los centroides en una parte de la malla PERSIANN-CCS (líneas continuas de color negro) en una celda de la malla PERSIANN.	103
Figura 5-1. Series temporales con histogramas de la correlación anual de lluvia de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Se utilizaron 1811 celdas en la cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.	114

Figura 5-2. “Box plot” de la correlación anual para las comparaciones T1 y T2 con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (líneas de color negro). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	115
Figura 5-3. Campos de la lluvia anual de So, S1 y S2 de la mejor correlación en las comparaciones con T1 y T2. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	116
Figura 5-4. Correlación entre los campos de lluvia mensual de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Se utilizaron 1811 celdas en la cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	117
Figura 5-5. “Box plot” de la correlación mensual para las comparaciones T1 y T2, con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (líneas de color negro) y los valores “outliers” (cruces rojas). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	117
Figura 5-6. Campos de lluvia mensual de So, S1 y S2 de la mejor correlación T1 (panel superior) y T2 (panel inferior). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	118
Figura 5-7. Correlación entre los campos de lluvia diaria de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Se utilizaron 1811 celdas en la cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	119
Figura 5-8. “Box plot” de la correlación diaria para las comparaciones T1 y T2, con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (línea de color negro), y los valores “outliers” (cruces rojas). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	119
Figura 5-9. Correlación promediada entre los campos de lluvia diaria de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	120
Figura 5-10. Campos de lluvia diaria de So, S1 y S2 de la mejor correlación: (a) correlación del coeficiente de Pearson para la comparación T1, (b) correlación del coeficiente de Pearson para la comparación T2, (c) correlación del coeficiente de Kendall para la comparación T1 y T2. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	122
Figura 5-11. “Box plot” de la lluvia areal diaria con pluviómetros (línea azul), lluvia PERSIANN (línea verde) y lluvia PERSIANN-CCS (línea roja) según la	

escala de agregación de cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009..... 123

Figura 5-12. Lluvia areal diaria con  $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$  de acuerdo a la escala de agregación de cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009..... 125

Figura 5-13. Diagrama de dispersión de la lluvia areal diaria entre  $S_0$  y  $S_1$ [T1],  $S_0$  y  $S_2$  [T2], según escala de agregación de cuenca: E1(a), E2(b), E3(c), E4(d) y E5(d). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. .... 126

Figura 5-14. Curva doble masa de la lluvia areal diaria acumulada y recta de pendiente 1:1, según escala de agregación de cuenca: E1(a), E2(b), E3(c), E4(d) y E5(e). Leyenda: pendiente de la recta que mejor se ajusta a la curva doble masa. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. .... 126

Figura 5-15. Diagrama de dispersión de la correlación de la lluvia areal diaria para las comparaciones T1 y T2, de acuerdo a la escala de agregación de cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. .... 127

Figura 5-16. Índices de eficiencia de la lluvia areal diaria para la comparación T1 (panel superior) y T2 (panel inferior) de acuerdo a la escala de agregación de cuenca. Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009..... 130

Figura 6-1. Esquema conceptual vertical de la producción de escorrentía en el modelo TETIS en cada celda (las variables se describen en el texto)..... 138

Figura 6-2. Diagrama de dispersión del caudal diario observado y caudal simulado de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con las comparaciones  $T_0$  (izquierda), T1 (centro) y T2 (derecha). Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. .... 145

Figura 6-3. Hidrogramas generados de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..... 146

Figura 6-4. Diagrama de dispersión del caudal diario observado y caudal simulado de la validación temporal en la subcuenca de Pajaroncillo con las comparaciones  $T_0$  (izquierda), T1 (centro) y T2 (derecha). Periodo de validación temporal: 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009..... 147

Figura 6-5. Hidrogramas generados de la validación temporal en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y

lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de validación temporal: 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	148
Figura 6-6. Diagrama de dispersión del caudal observado y caudal simulado de la validación espacio temporal en la subcuenca Contreras con To (izquierda), T1 (centro) y T2(derecha). Periodo de validación espacio temporal: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	149
Figura 6-7. Hidrogramas generados de la validación espacio temporal en la subcuenca Contreras con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de validación espacio temporal: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	150
Figura 6-8. Composición de la escorrentía con lluvia de pluviómetro, lluvia PERSIANN y lluvia PERSIANN-CCS en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	152
Figura 6-9. Evolución diaria de los flujos y principales variables del balance hídrico en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetro (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	153
Figura 6-10. Índices de eficiencia de la lluvia areal vs índices de eficiencia del caudal simulado, con S1 y S2 a diferentes escalas de agregación de cuenca. Ev en valor absoluto. ....	155
Figura 7-1 Panel superior: malla del producto PERSIANN-CCS. Panel inferior: “block kriging” y “bloques” en una “macroárea” .....	167
Figura 7-2. Esquema del procedimiento seguido en la combinación Bayesiana pluviómetro+PERSIANN-CCS a diferentes densidades de pluviómetro. ....	169
Figura 7-3. Correlación diaria entre la lluvia combinada y la lluvia de pluviómetros [19T3], y entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros [T2]. Se utilizaron 75 celdas de 500 m en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	170
Figura 7-4. “Box plot” de la correlación diaria entre la lluvia combinada y la lluvia de pluviómetros [19T3], y entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros [T2]; con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (líneas de color negro) y los valores “outliers” (cruces rojas). Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	171

- Figura 7-5. Campos de lluvia diaria de 19So, S2 y 19S3, de la mejor correlación con el coeficiente de Pearson y de Kendall en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..... 172
- Figura 7-6. “Box plot” de lluvia areal diaria con 19So, S2 y combinaciones S3, en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. .... 173
- Figura 7-7. Curva doble masa de la lluvia areal diaria entre la lluvia combinada y la lluvia de pluviómetros [T3], y entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros [T2], en la subcuenca de Pajaroncillo con diferentes combinaciones de pluviómetro y recta de pendiente 1:1. Leyenda: pendiente de la recta que mejor se ajusta a la curva doble masa. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. .... 175
- Figura 7-8. Diagrama de dispersión de la correlación de lluvia areal diaria en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo: correlación entre la lluvia areal combinada y la lluvia de pluviómetros (izquierda); correlación entre la lluvia areal combinada y la lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..... 176
- Figura 7-9. Evolución de los estadísticos de detección de eventos de lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo con umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..... 178
- Figura 7-10. Índices de eficiencia de la lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..... 179
- Figura 7-11. Factores correctores en función de la densidad de la red de pluviómetros por calibración del modelo hidrológico en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda). Lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (centro) y con lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..... 182
- Figura 7-12. Índices de eficiencia de la modelación hidrológica en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. .... 183
- Figura 7-13. Diagrama de dispersión de la correlación de caudal diario en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo para caudales observados y caudales simulados obtenidos con lluvia PERSIANN-CCS (triángulo verde), lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (círculos

azules) y lluvia de pluviómetros (cuadrado rojo). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	185
Figura 7-14. Hidrogramas generados de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS. Mejor eficiencia con combinación con densidad de 72km <sup>2</sup> /pluviómetro(12S3,línea roja)). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	186
Figura 7-15. Flujos y principales variables del balance hídrico en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda). lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (centro) y con lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	187
Figura 7-16. Composición de la escorrentía en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	189
Figura 7-17. Propagación del error de la lluvia a través de la modelación hidrológica en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. El error en volumen (Ev) en valor absoluto. ....	191



# LISTA DE TABLAS

Tabla 2-1. Bandas del espectro electromagnético para la estimación de la lluvia de satélite: sensor y satélite en el espectro visible e infrarrojo (color plomo), sensor y satélite en el espectro de las microondas pasivas (color verde claro) y microondas activas (color azul claro).....	54
Tabla 3-1. Componentes del error sistemático en las observaciones de pluviómetros (OMM, 2011).....	73
Tabla 4-1. Parámetros geomorfológicos de la red de cauces del río Júcar (DIHMA, 2001).....	91
Tabla 4-2. Variables de la subcuenca de Pajaroncillo: altitud, pendiente y parámetros hidrológicos (Hu, Ks y Kp).....	93
Tabla 4-3. Características de la información hidrometeorológica con base en tierra en la cuenca del río Júcar.....	93
Tabla 4-4. Densidad mínima recomendada de estaciones pluviométricas (km <sup>2</sup> /estación) según unidad fisiográfica (OMM, 2011).....	95
Tabla 4-5. Resumen de los coeficientes de correlación (R <sup>2</sup> ) y constantes de ajuste (C) de la ecuación de Hargreaves. Las constantes de ajuste en negrita, se emplearon en el cálculo de la evapotranspiración de referencia diaria.....	99
Tabla 4-6. Formato original de los dos productos de lluvia estimada de satélite: PERSIANN Y PERSIANN-CCS.....	101
Tabla 4-7. Formato procesado a coordenadas geográficas a un área rectangular cercana a la cuenca del río Júcar, con los dos productos de lluvia estimada de satélite: PERSIANN Y PERSIANN-CCS.....	102
Tabla 5-1. Panel superior: tabla de contingencia. Panel inferior: estadísticos de detección de los eventos de lluvia obtenidos a partir de la tabla de contingencia.	112
Tabla 5-2. Notación usada en la caracterización del error de los dos productos de satélite.....	113

Tabla 5-3. Valores medios y máximos de la lluvia areal diaria con So, S1 y S2, de acuerdo a la escala de agregación E1, E2, E3, E4 y E5. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	124
Tabla 5-4. Estadísticos de detección de eventos de la lluvia areal en función de la escala de agregación de cuenca con umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	128
Tabla 6-1. Niveles de rendimiento de un modelo hidrológico en función del índice E, RSR y Ev con intervalo temporal mensual, según Moriasi et al. (2007) <sup>a</sup> y Donigian- Imhoff (2002) <sup>b</sup> .....	136
Tabla 6-2. Factores correctores y los respectivos parámetros ajustados (Francés et al., 2007). .....	139
Tabla 6-3. Parámetros del modelo TETIS en la cuenca del río Júcar .....	141
Tabla 6-4. Factores correctores de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con So, S1 y S2. Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003....	143
Tabla 6-5. Índices de eficiencia de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con So, S1 y S2. Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.....	144
Tabla 6-6. Índices de eficiencia de la validación temporal en la subcuenca de Pajaroncillo con las lluvias So, S1 y S2. Periodo de validación temporal: 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009.....	147
Tabla 6-7. Índices de eficiencia de la validación espacio temporal en la subcuenca Contreras con So, S1 y S2. Periodo de validación espacio temporal: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	149
Tabla 6-8. Valores promedio de los flujos y almacenamientos en el balance hídrico en la subcuenca de Pajaroncillo con So, S1 y S2. Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. ....	151
Tabla 7-1. Combinaciones usadas de pluviómetros con lluvia PERSIANN-CCS en la subcuenca de Pajaroncillo (área drenada de 861 km <sup>2</sup> ). .....	162
Tabla 7-2. Formato del archivo “point.xyz” con las 19 estaciones pluviométricas en la subcuenca Pajaroncillo que equivale a una densidad de 45 km <sup>2</sup> /pluviómetro. ..	164
Tabla 7-3. Formato del archivo “point.dat” con las 19 estaciones pluviométricas en la subcuenca de Pajaroncillo. ....	165

Tabla 7-4. Formato procesado a coordenadas UTM en GRID ASCII del producto de satélite PERSIANN-CCS, compatible con el modelo Bayesiano. ....	166
Tabla 7-5. Número de “block kriging”, “bloques” y “macroáreas” en la malla del producto PERSIANN-CCS.....	168
Tabla 7-6. Valores medios y máximos de lluvia areal diaria con 19So, S2 y combinaciones S3 en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	174
Tabla 7-7. Estadísticos de detección de eventos de lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo con umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Periodo de analisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.....	177
Tabla 7-8. Índices de eficiencia de la lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.....	179
Tabla 7-9. Factores correctores en función de la densidad de la red de pluviómetros obtenidos con calibración del modelo hidrológico en la subcuenca de Pajaroncillo. FC1:Almacenamiento estático, FC2:Evapotranspiración, FC3: Infiltración, FC4: Escorrentía directa, FC5: Percolación, FC6: Interflujo, FC7: Pérdidas subterráneas, FC8: Flujo base, FC9: Velocidad en los cauces. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. ....	181
Tabla 7-10. Índices de eficiencia de la modelación hidrológica en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.....	183
Tabla 7-11. Coeficiente de correlación de Kendall y Pearson del caudal diario en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.....	184



# LISTA DE SÍMBOLOS

<i>Símbolo</i>	<i>Significado</i>
$a, b, c, d$	Número de eventos de la tabla de contingencia
$k, \alpha, Cd, Cn, \phi, \alpha 1, \alpha 2, \theta, \zeta$	Coefficientes y exponentes de las ecuaciones de propagación del flujo basado en la onda cinemática geomorfológica
$C$	Constante a calibrar en la ecuación de Hargreaves
$CSI$	Índice de éxito crítico (adimensional)
$E$	Índice Nash–Sutcliffe (adimensional)
$E1$	Subcuenca de Pajaroncillo con 861 km <sup>2</sup>
$E2$	Subcuenca de Albaida con 1301 km <sup>2</sup>
$E3$	Subcuenca de Alarcón con 2883 km <sup>2</sup>
$E4$	Subcuenca de Contreras con 3427 km <sup>2</sup>
$E5$	Subcuenca de Sueca con 21500 km <sup>2</sup>
$ET_o$	Evapotranspiración de referencia (L/T)
$E_v$	Error en volumen (porcentaje)
$FBIAS$	Índice de frecuencia del sesgo (adimensional)
$FAR$	Ratio de falsas alarmas (adimensional)
$H_o, H_1, H_2, H_3, H_4, H_5, H_6$	Contenido de humedad en los tanques de almacenamiento del modelo TETIS (mm)
$H_u$	Almacenamiento capilar del suelo (L)
$HSS$	Puntuación de habilidad de Heidke (adimensional)
$k_s$	Capacidad de infiltración (L/T)
$k_{ss}$	Conductividad hidráulica del interflujo (L/T)
$k_p$	Capacidad de percolación (L/T)
$k_{ps}$	Capacidad de pérdidas del acuífero (L/T)
$k_{sa}$	Conductividad hidráulica del acuífero (L/T)
$\lambda$	Factor de vegetación (adimensional)
$n$	Número de intervalos temporales

$PC$	Porcentaje de estimaciones correctas
$POD$	Probabilidad de detección (adimensional)
$R_o$	Radiación solar extraterrestre tabulada como una función del mes y la latitud (L/T)
$RSR$	Ratio de la raíz del error cuadrático medio y la desviación estándar de las observaciones (adimensional)
$S_o$	Lluvia estimada por pluviómetros (L)
$SI$	Lluvia estimada por el algoritmo PERSIANN (L)
$S2$	Lluvia estimada por el algoritmo PERSIANN-CCS (L)
$xS3$	Lluvia estimada por combinación Bayesiana de lluvia de x pluviómetros y lluvia PERSIANN-CCS
$STDEV_{obs}$	Desviación estándar de los datos observados
$\Delta t$	Tamaño de intervalo temporal (T)
$To$	Comparación de caudal simulado por lluvia de referencia con caudal observado
$T1$	Comparación de lluvia PERSIANN con lluvia de referencia ó Comparación de caudal simulado por lluvia PERSIANN con caudal observado
$T2$	Comparación de lluvia PERSIANN-CCS con lluvia de referencia ó Comparación de caudal simulado por lluvia PERSIANN-CCS con caudal observado
$xT3$	Comparación de lluvia combinada con x pluviómetros con lluvia de referencia ó Comparación de caudal simulado por lluvia combinada de x pluviómetros con caudal observado
$t_{max}, t_{min}, t_{prom}$	Temperatura máxima, mínima y promedio (°C)
$\mu$	Velocidad en ladera (L/T)
$v$	Velocidad en los cauces (L/T)
$V_{obs}, V_{sim}$	Volúmenes de los datos observados y simulados (L <sup>3</sup> )
$X_0, X1, X2, X3, X4, X5 X6$	Flujos verticales del modelo TETIS (L)
$Y_0, Y1, Y2, Y3, Y4$	Flujos horizontales del modelo TETIS (L)
$Y_{obs}, Y_{sim}, Y_{prom}$	Datos observados y simulados en el tiempo t Valor promedio de los datos observados

# Capítulo 1

## INTRODUCCIÓN

Durante la última década, diversos grupos de investigación se han enfocado en el desarrollo de la tecnología de sensores de satélites y su explotación con el fin de obtener en tiempo real una estimación de la lluvia a escala global. Recientes avances especialmente en términos de evaluación cuantitativa de patrones de lluvia, resolución del sensor y frecuencia de muestreo, abren nuevos horizontes en aplicaciones hidrológicas a escala global (AghaKouchak *et al.*, 2010; Nikolopoulos *et al.*, 2010; Kidd y Levizzani, 2011; Tapiador *et al.*, 2012). Y es clara la utilidad de estas mediciones, tanto para los modelos meteorológicos de circulación global como para la modelización hidrológica en escalas menores, como sería el caso de cuencas poco o nada instrumentalizadas y con ello, fortalecer la capacidad de gestión de los recursos hídricos, mejorar la predicción meteorológica y de desastres naturales y ofrecer rigor científico que ayude a tomar decisiones informadas.

Sensores que operan en longitudes de onda del infrarrojo (IR) de satélites geoestacionarios, proporcionan información útil sobre nubes de tormenta identificándolas por su baja temperatura en el tope de la nube. En cambio, sensores de microondas (MW), comúnmente instalados en satélites de baja órbita, reflejan la distribución vertical de hidrometeoros en la nube pero con baja frecuencia espacio temporal. El desafío principal es cómo beneficiarse de las fortalezas de los

diferentes tipos de sensores de satélites y cómo minimizar los impactos de sus limitaciones. Por ello, en la actualidad se usan técnicas mixtas que combinan la mejor lluvia identificada por MW con la mayor frecuencia espacio temporal de las imágenes infrarrojas (Sorooshian *et al.*, 2002; Dinku *et al.*, 2009; Kidd y Levizzani, 2011; OMM, 2011; Tapiador *et al.*, 2012).

Hay diversos productos de lluvia estimada de satélite, siendo el de mejor resolución espacial el producto PERSIANN-CCS con 0.04°, algoritmo que usa una red neuronal para combinar la alta frecuencia de muestreo de imágenes infrarrojas de nubes en satélites geosíncronicos con la alta calidad de datos del sensor de microondas pasivos proveídos por los satélites TRMM, NOAA y DMSP. Además, ajustan el sesgo con lluvia GPCP (Sorooshian *et al.*, 2000; Sorooshian *et al.*, 2002; Sorooshian *et al.*, 2005; Hsu y Sorooshian, 2008; Kuo-lin y Sorooshian, 2008) e introducen la categorización de las nubes en base a la altura en el tope de la nube, geometría y textura, estimadas a partir de imágenes de satélite para obtener intensidades de lluvia de diferentes nubes, lo que ayuda en la detección de nubes cirros y distinguir diferentes sistemas convectivos (Hong *et al.*, 2004; Hong *et al.*, 2007; Kuo-lin *et al.*, 2010).

Por otro lado, la combinación Bayesiana de los datos de pluviómetros y productos de satélite, permite aprovechar al máximo todas las fuentes de información disponibles, así, lecturas de pluviómetros pueden remover errores sistemáticos de datos regionales menos precisos de productos de satélite y estos luego pueden ser usados para estimar lluvias en áreas donde no hay pluviómetros disponibles (Gorenburg *et al.*, 2001; Todini, 2001a; Todini *et al.*, 2001; Collier, 2002; Mazzetti, 2004; Poluzzi, 2006; Bližňák *et al.*, 2012).

## 1.1 Contexto

### 1.1.1 Antecedentes

Frente a los datos convencionales (pluviómetros) que representan mediciones en un punto, las mediciones con sensores de satélite son estimaciones a escala global, y como tal, se ajustan a la necesidad de los modelos hidrológicos distribuidos, proporcionando información en regiones inaccesibles para otros sistemas de observación. Al respecto, la lluvia es una variable meteorológica compleja debido a su irregular variación espacio temporal y procesos físicos diversos; estas condiciones meteorológicas presentan un desafío para estimar lluvia a partir de mediciones de satélite (Levizzani, 2008; OMM, 2011; Tapiador *et al.*, 2012).

### 1.1.2 Motivación

Siendo la lluvia un componente vital del ciclo hidrológico, es fundamental una mejor comprensión de su variabilidad espacio temporal; y son por ello necesarios datos a escala global con la precisión suficiente para permitir la investigación. Sin embargo, pluviómetros y radares meteorológicos están restringidas a áreas pobladas, en cambio la lluvia estimada de satélite permite acceder a datos de lluvia a escala global en tiempo real; y es clara la utilidad de estas mediciones, tanto para los modelos de circulación global como para la modelización hidrológica a escalas menores como sería el caso de cuencas poco o nada instrumentalizadas. Es así que, la tecnología de sensores de satélites para proporcionar lluvia a escala global está en progreso continuo con perspectivas y desarrollo futuro (Sorooshian *et al.*, 2000; Tapiador, 2002; Turk *et al.*, 2002; Kidd *et al.*, 2003; Aonashi *et al.*, 2009; Huffman *et al.*, 2010; AghaKouchak *et al.*, 2011; Conti *et al.*, 2011; Kidd y Levizzani, 2011; Sorooshian *et al.*, 2011; Behrangi *et al.*, 2012; Koulali *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012; Tapiador *et al.*, 2012; Zahraei *et al.*, 2012; Haile *et al.*, 2013)

A pesar de todos los avances, la lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores debido a problemas instrumentales, naturaleza del sistema de medición, simplificaciones teóricas, relación no lineal entre la variable observada y

la lluvia, entre otras razones (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Semire *et al.*, 2012). Diversos autores desarrollaron modelos para caracterizar la compleja naturaleza estocástica del error. (Bellerby y Sun, 2005; Hossain y Anagnostou, 2006; Hossain y Huffman, 2008). En ese sentido, Sorooshian *et al.* (2011) indican que es necesario investigar las propiedades del error en diferentes regiones climáticas, regímenes pluviales, condiciones superficiales, estaciones del año y altitud. Estos errores introducen a su vez incertidumbre que debe evaluarse y cuantificarse en aplicaciones hidrológicas.

## 1.2 Problema de investigación y alcance

Esta tesis doctoral busca evaluar el error en la lluvia estimada de satélite respecto a una lluvia de referencia con base en tierra, a través de herramientas estadísticas; y obtener una lluvia de la combinación pluviómetro y lluvia estimada de satélite, en adelante pluviómetro+satélite, ya que lecturas de pluviómetros pueden remover errores sistemáticos de datos regionales menos precisos de satélites y estos luego pueden ser usados para estimar lluvias en áreas donde no hay pluviómetros disponibles; para finalmente evaluar su desempeño a través de un modelo hidrológico distribuido en una cuenca mediterránea extratropical. Para dicho análisis se ha utilizado dos productos de lluvia estimada de satélite y datos de pluviómetros como lluvia de referencia con base en tierra. Además, un modelo hidrológico distribuido TETIS (Francés *et al.*, 2007) y modelo Bayesiano para combinación de pluviómetros con producto de lluvia estimada de satélite (Mazzetti y Todini, 2004; Mazzetti y Todini, 2007).

En esta investigación se pretende dar respuesta a las siguientes preguntas: ¿Cuáles son las mejores herramientas estadísticas para caracterizar y evaluar el error en la lluvia estimada de satélite?, ¿Cuál es la propagación del error de la lluvia estimada de satélite a través de la modelación hidrológica?, ¿La combinación pluviómetro+satélite mejora la representación de la variabilidad de la lluvia en la cuenca? ¿La combinación pluviómetro+satélite mejora la respuesta hidrológica en cuencas de montaña?, ¿La estructura de heterogeneidad espacial de los parámetros

del modelo hidrológico permite evaluar el desempeño con los productos de satélite?, ¿la densidad de la red de pluviómetros en la combinación con satélite mejora el rendimiento en aplicaciones hidrológicas?

Se pretende ayudar en el uso de la lluvia estimada de satélite en áreas con características similares, particularmente en países en desarrollo en el Norte de África, con clima y orografía similar a nuestra zona de estudio, como una alternativa a los pluviómetros convencionales que son escasos o inexistentes en estos lugares. Con ello, esta Tesis pretende ser una contribución al proceso de evaluación continua de la lluvia estimada de satélite.

## **1.3 Objetivos**

Analizar el error de la lluvia a diferentes escalas de agregación de cuenca, comparando el desempeño de dos productos de satélites con una lluvia de referencia con base en tierra; con herramientas estadísticas que permitan sintetizar el análisis.

Evaluar la utilidad de dos productos de satélite a través de su desempeño en la modelación hidrológica distribuida, con herramientas estadísticas que permitan sintetizar el análisis.

Analizar el error de la lluvia combinada de pluviómetro con lluvia estimada de satélite y evaluar su desempeño en un modelo hidrológico distribuido de una cuenca montañosa, con herramientas estadísticas que permitan sintetizar el análisis.

## **1.4 Estructura de la Tesis**

La tesis está estructurada en ocho capítulos más el resumen.

En el Capítulo 2 se describen los instrumentos y las técnicas utilizadas para la estimación de la lluvia a partir de satélite, en particular acerca de las bandas espectrales, sensores instalados en satélites geoestacionarios/geosincrónicos, de órbita polar y no polar, además, base de datos de lluvia estimada de satélite a escala global. El Capítulo 3 está dedicado a los errores de medición de la lluvia estimada de satélite y su desempeño en la modelación hidrológica. En la primera sección de este capítulo se invita a una reflexión acerca del error de la lluvia estimada de satélite evaluada a través de su caracterización espacio temporal; en la segunda sección se discute su desempeño y analiza su potencial al combinar pluviómetros y lluvia estimada de satélite en el contexto de aplicaciones hidrológicas. El Capítulo 4 presenta una descripción de la zona de estudio que incluye información cartográfica (modelo de elevación digital, celdas acumuladas, direcciones de flujo, pendiente, velocidad en ladera y mapas de parámetros hidrológicos), información hidrometeorológica con base en tierra (lluvia de pluviómetros, caudal de estaciones hidrométricas, caudal de salida y volúmenes de embalses, temperatura y evapotranspiración) e información de lluvia estimada de satélite.

Debido a que la lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores, es necesario caracterizarlos ya que es el input de modelos precipitación-escorrentía; es por ello que en el Capítulo 5 se presenta un análisis del error de la lluvia estimada de satélite. Así, en la primera sección, se detallan las herramientas estadísticas que permiten sintetizar el análisis comparando con la lluvia de referencia con base en tierra; en la segunda sección se presentan los resultados del análisis a escala temporal anual, mensual y diaria; y en la última sección se presentan los resultados del análisis a diferentes escalas de agregación de cuenca que reflejan diferentes campos de aplicación en la Hidrología en la cuenca mediterránea del río Júcar.

Debido a la multidimensionalidad del error de la lluvia estimada de satélite, es difícil establecer a priori un producto de lluvia estimada de satélite que permita una óptima aplicación hidrológica y por eso se hace necesario evaluar su desempeño a través de la modelación hidrológica, es así que en la primera sección del Capítulo 6 se detallan las herramientas estadísticas que permiten evaluar su desempeño; en la segunda sección se presenta la implementación del modelo hidrológico; y en las siguientes secciones se reportan el análisis de los resultados en cuanto a

calibración, validación, balance hídrico y propagación del error en la zona de estudio.

En el Capítulo 7 se evalúa la combinación Bayesiana de pluviómetros y lluvia del producto PERSIANN-CCS para diferentes densidades de la red de pluviómetros; en la primera sección se detallan las herramientas estadísticas que permiten sintetizar el análisis; en la segunda sección se presenta la implementación del modelo Bayesiano; en la tercera sección se reporta los resultados del análisis del error de la lluvia combinada; y en la última sección se reportan los resultados de la modelación hidrológica con las lluvias obtenidas en la sección anterior, en la subcuenca montañosa de Pajaroncillo.

El Capítulo 8 presenta las conclusiones del trabajo por lo que se resume y comenta los resultados mostrados en los capítulos 5, 6 y 7 y se plantean líneas futuras de investigación derivadas de la Tesis.

Finalmente, en el Apéndice A1 se detallan las estaciones pluviométricas, hidrométricas y termométricas usadas en el estudio.



## Capítulo 2

# TÉCNICAS DE ESTIMACIÓN DE LLUVIA A PARTIR DE SATÉLITE

En este capítulo se describen los instrumentos y las técnicas utilizadas para la estimación de la lluvia a partir de satélite, en particular acerca de las bandas espectrales utilizadas para la estimación, sensores instalados en los satélites geoestacionarios/geosincrónicos, de órbita polar y no polar, además de las bases de datos de lluvia estimada de satélite a escala global.

### 2.1 Sensores y satélites usados para estimación de lluvia

Los sensores acoplados en satélites meteorológicos realizan las lecturas en cinco bandas del espectro electromagnético (Tabla 2-1) para estimar la lluvia con diversas técnicas que están en constantemente avance hacia técnicas más directas basadas físicamente, que han ido evolucionando desde medidas de la radiancia en el espectro visible (VIS) e infrarrojo (IR), técnicas basadas en microondas activas y

pasivas (MW) hasta técnicas que fusionan información de sensores en el infrarrojo y microondas.

Bandas del Espectro	Símbolo	Longitudes de onda	Sensor	Satélite
Ultra-Violeta	UV	0.01 - 0.38 $\mu\text{m}$		
Visible	VIS	0.38 - 0.78 $\mu\text{m}$		
Infrarrojo cercano	NIR	0.78 - 1.30 $\mu\text{m}$	SEVIRI	METEOSAT
Infrarrojo de Onda Corta	SWIR	1.30 - 3.00 $\mu\text{m}$	AVHRR	NOAA + MetOp
Infrarrojo de Onda Media	MWIR	3.00 - 6.00 $\mu\text{m}$	VIRS	TRMM
Infrarrojo Térmico	TIR	6.00 - 15.0 $\mu\text{m}$		
Infrarrojo Lejano	FIR	15 $\mu\text{m}$ - 1 mm	SSM/I	DMSP
Onda submilimétrica	Sub-mm	100 $\mu\text{m}$ - 1mm	AMSR-E	NASA's Aqua
Microondas Pasivas	MWP	1 mm - 30 cm	AMSU-A	NASA's Aqua
			ASCAT	MetOp
			TMI	TRMM
Microondas Activas	MWA	aprox 2.17 cm	PR	TRMM

Tabla 2-1. Bandas del espectro electromagnético para la estimación de la lluvia de satélite: sensor y satélite en el espectro visible e infrarrojo (color plomo), sensor y satélite en el espectro de las microondas pasivas (color verde claro) y microondas activas (color azul claro).

### 2.1.1 Sensor en el espectro visible (VIS) e infrarrojo (IR) y satélite geostacionario/geosincrónico

En los años 70 aparecieron los sensores de satélite que detectan la radiación en longitudes de onda del infrarrojo (IR) y rango visible (VIS), que se basan en el hecho de que los procesos de formación de lluvia implican la existencia de gotas de nube de gran tamaño y/o de partículas de hielo en la nube, que frecuentemente se difunden hacia la cima de la nube por lo que la temperatura de brillo, se correlacionan positivamente con la lluvia por lo tanto son estimaciones indirectas que proporcionan rápida información con los sensores de múltiples satélites, necesaria para capturar el crecimiento y decadencia de nubes precipitantes. Y los métodos más conocidos para estimar la lluvia son: el índice de precipitación global “GPI”, técnica convección/estratiforme, el autoestimador, el hidroestimador y enfoques que incluyen el uso de funciones de extracción. El GPI está basado en el supuesto de que todas las nubes con cimas más frías que una temperatura de umbral precipitan a una intensidad fija, por ejemplo a 235° K la intensidad de

lluvia de 3 mm/h es un valor típico del atlántico ecuatorial oriental (OMM, 2011; Tapiador *et al.*, 2012).

Diversos autores (Dinku *et al.*, 2009; OMM, 2011; Tapiador *et al.*, 2012) indican que sus principales limitaciones están referidas al tipo de nubes y condiciones atmosféricas locales como:

- ✓ Variación local: sistemas multi-capa de nubes pueden bloquear la vista de la lluvia subyacente. Además, la relación entre la temperatura en el tope de la nube y la lluvia es altamente dependiente de la estación y el lugar.
- ✓ Efecto de lluvia cálida: regiones cerca de la costa o en zonas de montaña pueden experimentar lluvias de nubes que no llegan lo suficientemente alto en la atmósfera para registrarse como nubes frías.
- ✓ Efecto de nubes cirros: son nubes lo suficientemente altas en la atmósfera, compuesta de cristales de hielo y que el satélite detecta como muy fría y por tanto asocia con presencia de lluvia, aunque en realidad son nubes que no desarrollan lluvia.

Estos sensores están instalados en satélites geoestacionarios<sup>1</sup> que giran sincrónicamente con la rotación de la tierra en órbitas a 36,000 km de altura y periodo orbital de 24 horas por eso siempre están sobre un mismo punto sobre el Ecuador. Estos satélites ofrecen cobertura de un área limitada pero con alta resolución temporal (imágenes se actualizan cada 30 ó 15 minutos). Los satélites más conocidos son: GOES “Geostationary Operational Environmental Satellite”, lanzados por los Estados Unidos y administrados por la NOAA “National Oceanic and Atmospheric Administration”; METEOSAT, lanzados por la Unión Europea y administrados por EUMETSAT “European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites”; GMS “Geosynchronous Meteorological Satellite”, lanzados por Japón.

---

<sup>1</sup> órbita geoestacionaria: inclinación es de 0° con respecto al plano del Ecuador

### **2.1.2 Sensor en el espectro de la microonda pasiva (MWP) y satélite orbital polar**

Desde 1978 está disponible sensores pasivos que operan con microondas (radiómetros) en el que la radiación que las nubes y lluvia emiten, absorben y dispersan (interactúan directamente con la lluvia), reflejando el contenido total del agua integrado en la vertical, por lo que es una estimación con más base física. Estos sensores pueden medir la emisión neta térmica que emana de la parte superior de la atmósfera (microondas pasiva, MWP). Su principal limitación es que tienen baja resolución temporal y dificultad en la diferenciación de la señal procedente de la lluvia o de otros tipos de superficies y coberturas superficiales que tengan espectros similares (Tapiador *et al.*, 2012)

La mayoría de radiómetros de microondas pasivos operan en frecuencias de 6-190 GHz. Y los métodos de medición están basadas en dos principios físicos: emisión y dispersión. Por debajo de 20 GHz, las gotas de agua presentan un coeficiente de “emisión” proporcional a los valores de nube y de agua de lluvia integrados verticalmente por lo que es más aplicable en océanos ya que son superficies más homogéneas y de baja emisividad. En cambio, en la superficie de la tierra debido a su alta y variable emisividad es común frecuencias por encima de 60 GHz en las que se detecta la lluvia en virtud del mecanismo de “dispersión” por hielo pero no se detecta lluvia por debajo del punto de congelación, además, suele quedar sin detectar la lluvia procedente de nubes que no contienen cantidades considerables de hielo en su región superior (OMM, 2011).

Estos sensores están instalados en satélites de órbita polar a 700-800 km de altura pasando casi directamente sobre los Polos, tardan aproximadamente 100 minutos en completar una órbita. Las imágenes son de mayor precisión y resolución espacial ya que el satélite está a una órbita mucho más baja que los geosincrónicos, pero sólo con una o dos observaciones de la misma región el mismo día (baja resolución temporal). Los satélites más conocidos son: DMSP “Defense Meteorological Satellite Program”, lanzados por los Estados Unidos y administrados por la NOAA; MetOp, lanzados por la Unión Europea y administrados por EUMETSAT.

Una variante de la órbita polar es la órbita heliosincrónica en la cual los parámetros de movimiento del satélite están calculados de forma que la superficie terrestre barrida por el mismo se encuentre siempre bajo la misma iluminación solar, es decir, las posiciones relativas del satélite y del Sol se mantienen constantes, con lo cual se consigue que las imágenes del espectro sean siempre en las mismas condiciones. El satélite más conocido es el llamado “Aqua” que es parte del grupo de satélites del EOS “Earth Observing System”, lanzado por los Estados Unidos y administrados por la NOAA.

En la actualidad, para beneficiarse de las fortalezas de los diferentes tipos de sensores de satélites y minimizar los impactos de sus limitaciones, se usan técnicas mixtas que combinen la mejor lluvia identificada por sensores de microondas con la mayor frecuencia espacio temporal de sensores de imágenes infrarrojo (Sorooshian *et al.*, 2002; Dinku *et al.*, 2009; Kidd y Levizzani, 2011). Mejoras en la detección implican mayores estudios para aportar nuevas ideas a los algoritmos de estimación de lluvia. Al respecto, Levizzani (2008) indica que se debe explorar las características de la nube (microfísica, radiación, dinámica), siendo temas más importantes, el contenido de hielo en las nubes y su estructura vertical. Por otro lado, Sorooshian *et al.* (2011) indican que para detectar de forma fiable los eventos extremos debe considerarse observaciones adicionales como por ejemplo: rayos y cobertura de nubes.

## **2.2 Base de datos de lluvia estimada de satélite a escala global**

La Organización Meteorológica Mundial (OMM, 2011) indica que la validación de los algoritmos satelitales para la estimación de lluvia es un proceso complejo. En la actualidad, en las mediciones espaciales de la lluvia en un área, el mayor grado de exactitud se obtiene sobre los océanos tropicales, donde el método del “Global Precipitation Index GPI” es tan eficaz como las técnicas de microondas pasivas para lluvia en períodos largos (del orden de varios meses). Sin embargo, en los fenómenos por separado los errores pueden ser grandes, ya que la “lluvia cálida” es un fenómeno común en algunas zonas del Trópico. Las técnicas de microondas pasivas ganan en eficacia a medida que se avanza hacia latitudes superiores, donde la lluvia convectiva es menos frecuente. En estos casos, mayor grado de exactitud se consigue combinando técnicas de microondas pasivas con observaciones en infrarrojos desde satélites geoestacionarios. Es posible conseguir un grado de exactitud un poco menor mediante técnicas de infrarrojos para lluvias convectivas sobre la superficie de la tierra, debido a la gran diversidad dinámica y microfísica de los sistemas lluvia-nube. Ello da lugar a una mayor variabilidad entre la lluvia y las propiedades en las regiones superiores de las nubes. El grado de acierto de las técnicas de microondas pasivas es también menor sobre la superficie de la tierra, ya que su emisividad reduce considerablemente la utilidad de las frecuencias inferiores a 35 GHz.

En el 2001 se crea el IPWG “International Precipitation Working Group”, que proporciona un foro para intercambio de información sobre mediciones de lluvia por satélite y su repercusión en la predicción numérica del tiempo y estudios climáticos en general. Y el 2005 se crea el PEHRPP “Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products”, con el objetivo de caracterizar los errores en productos de satélite en diversas escalas espacio temporales a través de variados regímenes climáticos. Tanto el IPWG (2012) y el PEHRPP (2012) mantienen páginas web con base de datos de lluvia a escala global, disponibles al público aunque con formatos y longitud de registro que varían ampliamente.

En 1998 se crea el ECA "European Climate Assessment", que proporciona información sobre los cambios en el clima y condiciones climáticas extremas en Europa, y mantiene una página web con base de datos regionales necesaria para monitorear y analizar estos extremos (ECA, 2012).

Para Sudamérica, Liebman y Allured (2005) elaboran una técnica para combinar datos diarios de pluviómetros de diversas fuentes a resolución espacial de 1° y 2.5° pero debido a la escasez de observaciones, la cobertura sobre la cordillera de los Andes no es representativa; sin embargo mantienen una página web (CIRES, 2012) con base de datos que pueden ser usados para evaluar productos de satélite en Sudamérica.

En los párrafos siguientes se presentarán técnicas que combinan información de diversos sensores y plataformas orbitales para estimar lluvia a escala global y disponible dentro de pocos días de las observaciones por satélite.

### **2.2.1 GPCP**

Desde 1980, el "Global Precipitation Climatology Project" organizado como un proyecto internacional liderado por la Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio (NASA, EE.UU.) y la Agencia Espacial Japonesa (JAXA, Japón), combina datos de pluviómetros de más de 6,000 estaciones con estimaciones de lluvia de imágenes infrarrojas y de microondas de satélites geoestacionarios como GOES, GMS y METEOSAT y satélites polares de la NOAA. Las estimaciones de microondas son obtenidas de satélites DMSP. Se cuenta con datos de lluvia GPCP a resolución temporal diaria y resolución espacial de 1° desde 1993 (Huffman *et al.*, 2001) y la versión 2 a una resolución temporal mensual y resolución espacial de 2.5° desde 1972 (Adler *et al.*, 2003; Xie *et al.*, 2003; Huffman *et al.*, 2009). La información está disponible en la página web del proyecto (GPCP, 2012). En la Figura 2-1 se detalla los cinco componentes en que está organizado el GPCP.

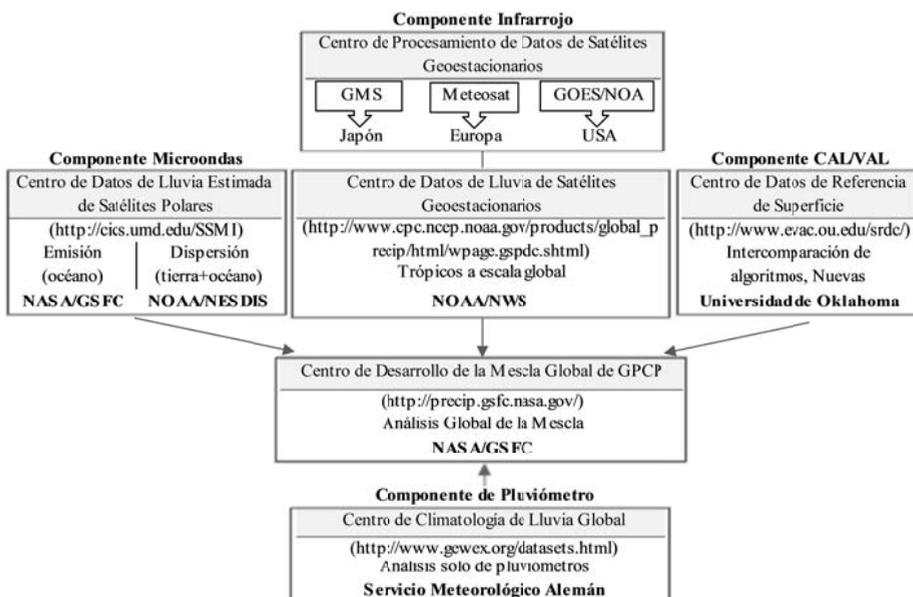


Figura 2-1 Componentes en que está organizado el GPCP “Global Precipitation Climatology Project”.

Diversos estudios se han realizado para validar datos de lluvia de GPCC, destacan en el último año los trabajos de: Cavalcanti (2012), Dash *et al.* (2012), Fenoglio-Marc *et al.* (2012), Fensholt *et al.* (2012), Jiang *et al.* (2012), Koulali *et al.* (2012), Li *et al.* (2012a), Tapiador *et al.* (2012), Zhou *et al.* (2012).

### 2.2.2 TRMM

En 1997 entra en órbita el satélite TRMM “Tropical Rainfall Measuring Mission” (ver Figura 2-2) que es una misión espacial entre la NASA (USA) y la Agencia de Exploración Aeroespacial de Japón (JAXA) para monitorear y estudiar lluvias tropicales. Es un satélite de baja órbita no polar, concentrada en los Trópicos, lleva un radar que transmite en una longitud de microondas activas<sup>2</sup> y radiómetros de microondas con escáner de radiación visible e infrarrojo, cuya resolución vertical va desde aproximadamente 1 km para los radiómetros en el

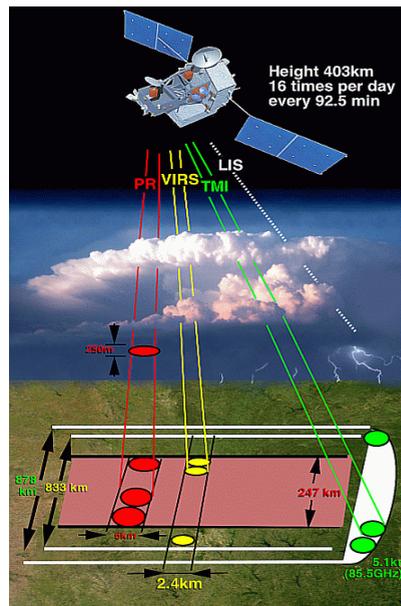
<sup>2</sup> Miden la potencia retrodispersada de una serie transmitida de pulsos activos.

espectro visible e infrarrojo, hasta unos 10 km para los radiómetros de microondas y 250 m en el caso del radar. La utilización de radares ha permitido mejorar la exactitud de las estimaciones de lluvia respecto de las anteriormente efectuadas desde el espacio (OMM, 2011).

Uno de los instrumentos a bordo del satélite TRMM es el sensor para imágenes de relámpagos. Al respecto, evaluar datos de relámpagos, permite identificar mejor los fenómenos convectivos y por lo tanto mayor probabilidad de aparición de una fuerte lluvia convectiva (Price *et al.*, 2011; Sorooshian *et al.*, 2011; Bližňák *et al.*, 2012).

La Organización Meteorológica Mundial (2011) indica que la órbita de baja inclinación utilizada por el TRMM permite obtener muestras a lo largo de una serie completa de horas de paso por el Ecuador en períodos de 24 horas en el transcurso de un mes. No sucede así con los satélites en órbita polar, cuyas horas de paso por el Ecuador son siempre las mismas. Por ello, el ciclo diurno característico en los Trópicos, podría acrecentar los errores derivados del muestreo.

Figura 2-2. Instrumentos a bordo del satélite TRMM: radar meteorológico (PR), sensor para escáner de radiación visible e infrarrojo (VIRS), sensor de microondas pasivo (TMI), sensor de imágenes de relámpagos (LIS) y un sistema de energía radiante de la superficie terrestre que emplea una base de datos de imágenes de nubes de altísima resolución.



El TRMM ofrece cuatro productos por: fusión de sensores MW, IR calibrado con MW, combinación de fusión de sensores MW y un producto ajustado con datos de pluviómetros. Estos algoritmos han ido evolucionando y actualmente usa en lo posible datos de sensores de microondas incluyendo datos del satélite Aqua (lanzado en 1999) y satélite MetOp-A (lanzado el 2006), y solo usa estimaciones de imágenes infrarrojas para completar datos faltantes (Adler *et al.*, 2000; Huffman *et al.*, 2007; Huffman *et al.*, 2010). Se cuenta con información a resolución temporal de 3 h y resolución espacial de 0.25° desde 1998 en una cobertura de 50° N a 50° S, disponible en la página web de la Misión (TRMM, 2012).

### 2.2.3 CMORPH

El Centro de Predicción del Clima (CPC) de la NOAA desarrolló la técnica “Morphing” para combinar información de diferentes sensores de satélites, es así, que utiliza vectores de movimiento en intervalos de media hora de imágenes infrarrojas de satélites geoestacionarios en el que la forma e intensidad de la lluvia se modifican con información de mejor calidad de sensores de microondas (Joyce *et al.*, 2004). La técnica “Morphing” incorpora estimaciones de lluvia derivadas de sensores de microondas pasivos a bordo de los satélites DMSP-13, 14 y 15 (sensor SSM/I), NOAA-15, 16, 17 y 18 (sensor AMSU-B), Aqua (sensor AMSR-E) y TRMM (sensor TMI). Estas estimaciones son generadas por los algoritmos de Ferraro (1997) para el sensor SSM/I, Ferraro *et al.* (2000) para el sensor AMSU-B y Kummerow *et al.* (2001) para el sensor TMI. Esta técnica no es un algoritmo de estimación de la lluvia sino un medio por el que se combina datos de lluvias existentes de sensores de microondas, por tanto se puede incorporar nuevos datos de lluvia de sensores de microondas.

Se tiene información a resolución espacial de 0.07277° (8 km) y resolución temporal de 30 minutos, en una cobertura de 60° N a 60° S, con información disponible en la página web del Centro de Predicción del Clima (CPC, 2012).

Diversos estudios se han realizado con datos de lluvia de CMORPH, destacan en el último año los trabajos de: Fry *et al.* (2012), Jamandre y Narisma (2012), Jiang *et al.*(2012), Mohr *et al.*(2012), Reid *et al.*(2012), Turk y Xian (2012).

## 2.2.4 PERSIANN

El Centro para la Hidrometeorología y Sensores Remotos de la Universidad de California en Irvine (CHRS-UCI) desarrollaron el algoritmo PERSIANN “Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks”, que estima la lluvia a partir de información de textura de nube de imágenes infrarrojas de onda larga obtenidas de imágenes de múltiples satélites geosíncronicos<sup>3</sup> (GOES-8, GOES-10, GMS-5, MeteoSat-6, y MeteoSat-7) proveídos por el CPC-NOAA que se actualizan usando estimaciones de lluvia de alta calidad de sensores de microondas pasivos de satélites TRMM, NOAA-15, NOAA-16, NOAA-17, DMSP-F13, DMSP-F14, DMSP-F15. Estos datos cubren de 50° S a 50° N, con resolución espacial de 0.25° y resolución temporal de 6 h (Hsu *et al.*, 1997; Sorooshian *et al.*, 2000). Posteriormente, ajustan el sesgo PERSIANN en función del producto de lluvia GPCP v.2 preservando al mismo tiempo los patrones espaciales y temporales de PERSIANN. El diagrama de flujo que genera el algoritmo PERSIANN se visualiza en la Figura 2-3.

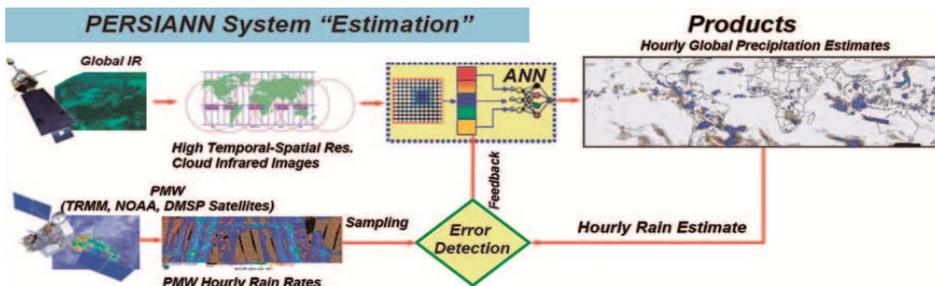


Figura 2-3 Flujo que genera el algoritmo PERSIANN “Precipitation Estimation from Remotely Sensed Information using Artificial Neural Networks” (Hsu *et al.*, 1997; Sorooshian *et al.*, 2000).

<sup>3</sup> órbita geosíncronica: son órbitas circulares siguiendo el plano del Ecuador. Si la inclinación es de 0° con respecto al plano del Ecuador será una órbita geoestacionaria.

También desarrollaron un servidor llamado HyDIS “Hydrologic Data and Information System” cuya página web provee acceso directo a estimaciones globales de precipitación en tiempo real y que incluye una interface gráfica para datos históricos de PERSIANN y mapa interactivo. La interfaz amigable del HyDIS (Figura 2-4) permite coleccionar datos en una región seleccionada para un periodo de intervalo acumulado. Se dispone de datos de lluvia PERSIANN desde marzo del 2000. (Sorooshian *et al.*, 2000; Sorooshian *et al.*, 2002; Sorooshian *et al.*, 2005; Hsu y Sorooshian, 2008; Kuo-lin y Sorooshian, 2008).

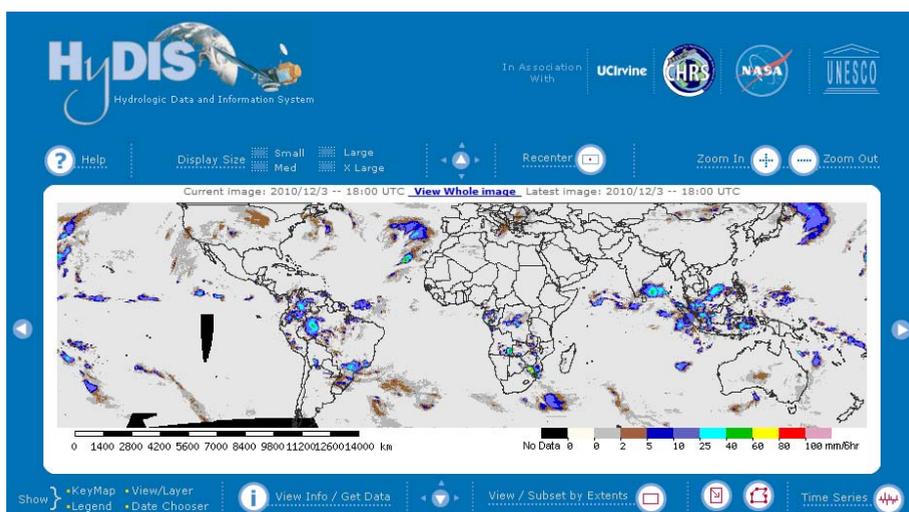


Figura 2-4 Servidor HyDIS “Hydrologic Data and Information System” que permite coleccionar lluvia histórica estimada por el producto PERSIANN (HyDIS, 2012).

## 2.2.5 PERSIANN-CCS

Recientemente, el CHRIS-UCI desarrollaron una nueva versión del PERSIANN, el PERSIANN-CCS “PERSIANN-Cloud Classification System”, que introduce la categorización de las nubes en base a la altura en el tope de la nube, geometría y textura, estimada a partir de imágenes de satélite para obtener intensidades de lluvia de diferentes nubes y resolución espacial de  $0.04^\circ$  (Hong *et al.*, 2004; Hong *et al.*, 2007; Kuo-lin *et al.*, 2010).

Kuo-lin *et al.* (2010) evaluaron PERSIANN-CCS a partir de dos eventos de huracanes (Ernesto en 2006 y Katrina en 2005) al Sudeste de USA. El algoritmo extrae información a tres temperaturas ( $220^\circ$ ,  $235^\circ$ , y  $253^\circ$  K) para obtener intensidades de lluvia de diferentes nubes, lo que ayuda en la detección de nubes cirros y distinguir diferentes sistemas convectivos, ver Figura 2-5.

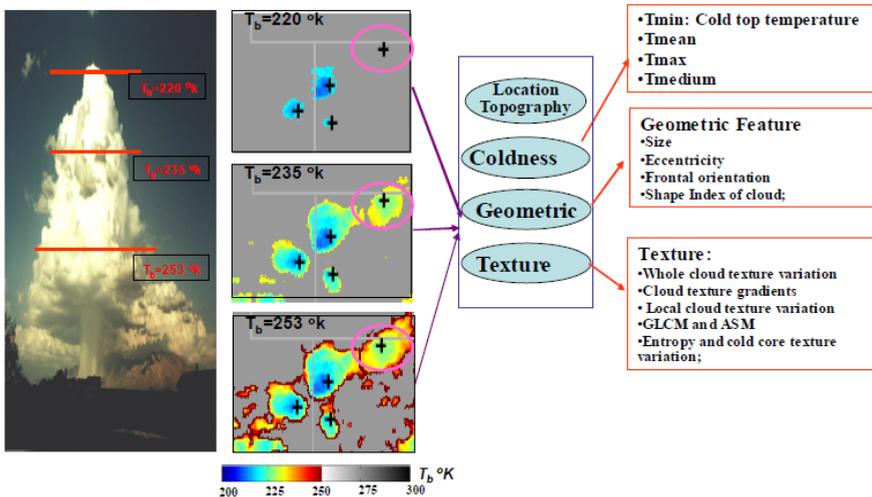


Figura 2-5. Sistema de categorización de nubes con el producto PERSIANN-CCS “PERSIANN-Cloud Classification System” (Kuo-lin *et al.*, 2010).

Los resultados muestran que los coeficientes de correlación mejoran con nubes frías (menos de 253° K), pero con nubes cálidas se requiere más investigación y recomiendan futuras investigaciones en el uso de imágenes multispectrales como una alternativa para identificar lluvias de nubes cálidas.

El CHRS-UCI, en colaboración con GWADI-UNESCO, desarrollaron el servidor HyDIS-GWADI “Water and Development Information for Arid Lands – A Global Network” (Figura 2-6) disponible en su página web, que permite coleccionar en tiempo real lluvia PERSIANN-CCS a escala global. Para información histórica se debe solicitar la información directamente a CHRS-UCI.

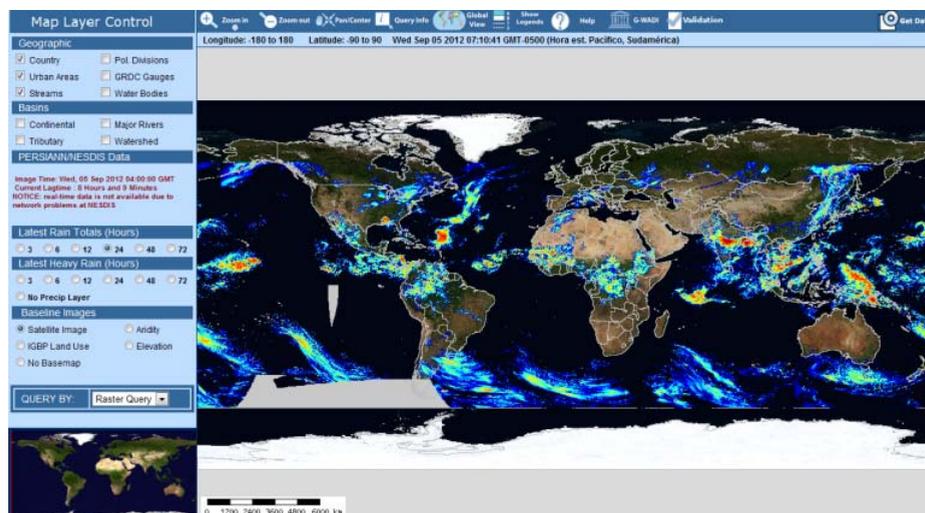


Figura 2-6. Servidor HyDIS-GWADI “Water and Development Information for Arid Lands – A Global Network” para coleccionar en tiempo real la lluvia del producto PERSIANN-CCS (HyDIS-GWADI, 2012).

Zahraei *et al.* (2012) proponen los modelos PERCAST “PERsiann-Forecast” y PERCAST-GD “Growth and Decay” acoplados a PERSIANN-CCS para predecir la localización e intensidad de la lluvia en las próximas 4 horas utilizando imágenes de satélite recientes para extraer características como campo de advección, cambios en intensidad, crecimiento y decadencia de la tormenta; y evalúan estos modelos en USA para la estación de verano, típico de lluvias convectivas por SCM, para tormentas mayores a 256 km<sup>2</sup>, comparando primero lluvia PERSIANN-CCS con lluvia de radar NEXRAD y obtienen un coeficiente de correlación de 0.4, una probabilidad de detección de 0.4 y un ratio de falsas alarmas de 0.5 para un umbral de lluvia de 1 mm/h. Luego comparan las lluvias pronosticadas de PERCAST y PERCAST-GD con lluvia PERSIANN-CCS y reportan que PERCAST-GD mejora la previsión en términos de probabilidad de detección y ratio de falsas alarmas hasta en un 15 a 20% en comparación al modelo PERCAST. Los resultados iniciales son alentadores, pero requiere evaluar por ejemplo, ciclos de vida de las nubes, condiciones en estación de invierno.



## Capítulo 3

# ESTADO DEL ARTE EN LA APLICACIÓN DE LA LLUVIA ESTIMADA DE SATÉLITE

Este capítulo está dedicado a los errores de medición de la lluvia estimada de satélite y su desempeño en la modelación hidrológica. En la primera sección de este capítulo se invita a una reflexión acerca del error de la lluvia estimada de satélite evaluada a través de su caracterización espacio temporal; en la segunda sección se discute su desempeño y analiza su potencial al combinar pluviómetros y lluvia estimada de satélite, en adelante pluviómetro+satélite, en el contexto de aplicaciones hidrológicas.

### 3.1 Caracterización del error con lluvia estimada de satélite

La lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores debido a problemas instrumentales, naturaleza del sistema de medición, simplificaciones teóricas, relación no lineal entre la variable observada y la lluvia, entre otras razones (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Semire *et al.*, 2012). Diversos autores desarrollaron modelos para caracterizar la compleja naturaleza estocástica del error (Bellerby y Sun, 2005; Hossain y Anagnostou, 2006; Hossain y Huffman, 2008). En ese sentido, Sorooshian *et al.* (2011) indican que es necesario investigar las propiedades del error en diferentes regiones climáticas, regímenes pluviales, condiciones superficiales, estaciones del año y altitud. Estos errores se trasladan a su vez en incertidumbre en las aplicaciones hidrológicas que debe evaluarse y cuantificarse.

El 2003, el IPWG “International Precipitation Working Group” inicia la validación de diferentes algoritmos de estimación de lluvia de satélite en Australia, USA y Noreste de Europa (<http://cawcr.gov.au/bmrc/SatRainVal/validation-intercomparison.html>), y reportan los resultados de la validación, siendo las conclusiones más importantes (Ebert *et al.*, 2007):

- ✓ El rendimiento de los productos es altamente dependiente del régimen de lluvias. Así, cuanto más convectivo sea el régimen de lluvia, más (menos) preciso el producto de satélite (modelo de predicción del clima) en las estimaciones.
- ✓ La validación sobre los USA ponen de manifiesto que los productos de satélite por combinación de sensores IR-PMW se desempeñan casi tan bien como el radar en términos de sesgo y frecuencia de lluvia diaria.
- ✓ Los productos de satélite tienden a subestimar la lluvia ligera pero sobreestiman las lluvias intensas. Además, tienen mejor rendimiento en verano y peor en invierno posiblemente por presencia de lluvias en

nubes más bajas que en verano. En cambio, los modelos de predicción del clima tienen mejor rendimiento que todos los productos de satélite en invierno en todas las regiones analizadas.

- ✓ En USA, se sobreestima la precipitación en regiones cubiertas de nieve y regiones semiáridas en verano.
- ✓ En Australia, las estimaciones con sensores del infrarrojo, microondas y combinación de ambas, mostraron un rendimiento similar que superó a los modelos de predicción del clima con lluvias intensas.

Diversos autores evaluaron el producto PERSIANN: Sorooshian *et al.* (2002) cerca de Rondonia en Brasil con observaciones del radar TOGA (en 3 celdas del radar con resolución espacial de 1°), obtienen una correlación de 0.68–0.77 y sobrestiman lluvia máxima posiblemente por presencia de nubes cirros con nubes cúmulonimbus<sup>4</sup>. Goncalves *et al.* (2006) en Sudamérica reportan que subestima zonas sin lluvia, sobrestima zonas con lluvia ligera y sesgo en la ubicación de zonas con mayor intensidad de lluvia. Hughes (2006) en cuatro cuencas en Sudáfrica reporta que PERSIANN no es sensible a las influencias topográficas por lo que requiere corrección local. Vernimmen *et al.* (2011) en el archipiélago de Indonesia reportan sobrestimación anual y subestimación en verano.

Dinku *et al.* (2010) evalúan los productos CMORPH y TRMM en dos regiones montañosas de Etiopía y Colombia, reportan correlación muy baja respecto a datos de pluviómetros, subestiman la presencia y cantidad de lluvia debido a orografía y lluvia cálida, y un mejor rendimiento con CMORPH.

Bitew y Gebremichael (2010) evaluaron la lluvia PERSIANN-CCS (resolución 0.04° y 1 hora) y CMORPH (resolución 0.08° y 30 minutos) con 22 pluviómetros en una cuadrícula de 5 km x 5 km en Etiopía de topografía compleja, clima

---

<sup>4</sup> Nubes cirros: nubes altas, a 5000 m aproximadamente, compuestas por cristales de hielo, de forma filamentosa que generalmente no desarrollan lluvia. Nubes cúmulonimbus: nubes de gran desarrollo vertical, internamente formadas por una columna de aire cálido y húmedo que se eleva en forma de espiral rotatorio, y suelen producir lluvias intensas y tormentas eléctricas, especialmente cuando ya están plenamente desarrolladas.

semihúmedo, obteniendo que subestiman lluvias intensas en un 50% y 32% para PERSIANN-CCS y CMORPH respectivamente. Además, PERSIANN-CCS tiene dificultad para detectar lluvias menores a 1.6 mm/día.

En este último año 2012 se han reportado numerosos estudios, así:

Kizza *et al.* (2012) evaluaron lluvia PERSIANN y TRMM-3B43 en el lago Victoria, afluente de la cuenca del río Nilo y reportan menor sesgo con PERSIANN y aumento de la lluvia sobre el lago en un 33% y 85% con TRMM-4B43 y PERSIANN respectivamente. Al respecto, Haile *et al.* (2013) evaluaron CMORPH y dos productos TRMM, el 3B42RT y 3B42PRT en la cuenca del río Nilo, y reportan sobreestimación en lagos, islas y costa, subestimación en montañas y mejor ocurrencia de lluvia en áreas cercanas al Ecuador. Además CMORPH se comporta mejor en la cuenca del Lago Tana.

Labó (2012) evaluó tres productos de satélite generados por su grupo de investigación, llamados H01, H02 y H03: dos productos generados con información de sensores microondas (SSMI y SSMI/S) (con resolución de 30 y 40 km), y un producto con mezcla de sensor IR-MW (resolución 5 km) a diferentes intensidades de lluvia (baja, moderada y alta) en Hungría y reporta error de -5 a 10 mm/h con MW y de -15 a 20 mm/h con IR-MW para lluvias intensas. Además, con mejor detección en verano.

El producto TRMM-3B42 es evaluado en climas tropicales por: Semire *et al.* (2012) con base de datos GPCC en Malasia y reportan sesgo de  $\pm 15\%$ ; Duncan y Biggs (2012) con pluviómetros APHRODITE en Nepal y reportan sesgo en la detección de eventos extremos, "días lluviosos" e intensidad de lluvia en temporada de monzones; Jamandre y Narisma (2012) en Filipinas y reportan que no reconoce con precisión la lluvia diaria y lluvias ligeras, pero se comporta mejor que el producto CMORPH en eventos extremos a intensidades mayores a 100 mm/d.

Behrangí *et al.* (2012) evaluaron las estimaciones de la lluvia de los productos PERSIANN y PERSIANN-CCS en USA en la estación de verano del 2009 al 2011.

Estos autores reportan que PERSIANN tiene una mejor correlación, mejor detección de lluvia pero mayor número de falsas alarmas.

La lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores. Sin embargo, mediciones de pluviómetros generalmente usados como lluvia de referencia para evaluar los productos de satélite, tienen errores sistemáticos altamente asociados con intensidades máximas, densidad de la red de pluviómetros, orografía del lugar, factores atmosféricos e instrumentales (OMM, 2011; Semire *et al.*, 2012).

La OMM (2011) indica que la precipitación ajustada de los errores sistemáticos ( $P_k$ ) se obtiene con la ecuación:

$$P_k = k(P_g + \Delta P_1 + \Delta P_2 + \Delta P_3 \pm \Delta P_4 - \Delta P_5) \quad 3.1$$

Donde  $k$  es el factor de corrección por la deformación del campo de viento sobre el orificio de medición;  $P_g$  es la precipitación en el dispositivo de medición; y de  $P_1$  a  $P_5$  son las correcciones según la magnitud que se detallan en la Tabla 3-1:

Símbolo	Componente del error	Magnitud
$k$	Pérdida debida a la deformación del campo de viento sobre el orificio de medición	2 a 10% 10 a 50% (nieve)
$\Delta P_1 + \Delta P_2$	Pérdidas por humedecimiento de las paredes internas del colector, y del recipiente al vaciarlo	2 a 10%
$\Delta P_3$	Pérdidas por evaporación en el recipiente	0 a 4%
$\Delta P_4$	Salpicaduras entrantes y salientes	1 a 2%
$\Delta P_5$	Ventisca de nieve	

Tabla 3-1. Componentes del error sistemático en las observaciones de pluviómetros (OMM, 2011).

## 3.2 Modelación hidrológica con lluvia estimada de satélite

Durante la última década, diversos grupos de investigación se han enfocado en el desarrollo de la tecnología de sensores de satélites y su explotación con el fin de obtener en tiempo real una estimación de la lluvia a escala global. Recientes avances especialmente en términos de evaluación cuantitativa de patrones de lluvia, resolución del sensor y frecuencia de muestreo, abren nuevos horizontes en aplicaciones hidrológicas a escala global (AghaKouchak *et al.*, 2010; Nikolopoulos *et al.*, 2010; Kidd y Levizzani, 2011).

Es así que se han intensificado estudios sobre los productos de lluvia obtenida de satélite a escala global aplicada en la modelación hidrológica, algunas de las cuales se detallan a continuación:

Hsu *et al.* (2002) evaluaron el caudal de la cuenca del río Leaf (1949 km<sup>2</sup>), afluente del río Mississippi, con lluvia PERSIANN y el modelo hidrológico SAC-SMA, obteniendo alta incertidumbre con caudales máximos. En la misma cuenca, Moradkhani *et al.* (2006) evalúan la lluvia PERSIANN-CCS y modelo hidrológico HyMOD, obteniendo amplio margen de incertidumbre en caudales simulados. Similares resultados reportaron los trabajos de Moradkhani y Meskele (2010).

Stisen *et al.* (2008) evaluaron el producto TAMSAT-CCD (resolución espacial de 11 km) en la cuenca del río Senegal (350,000 km<sup>2</sup>) en África con calibración del modelo MIKE SHE, obteniendo error en el balance hídrico con valores de -9.3 a 2.7 % y -13.1 a 22.4 % en calibración y validación respectivamente, posteriormente, Stisen y Sandholt (2010) evaluaron los productos CMORPH, 3B42V6, PERSIANN y productos específicos para África (CPC-FEWS y TAMSAT-CCD), con resolución espacial entre 8 y 27 km, obteniendo menor sesgo con CPC-FEWS y TAMSAT-CCD seguido de 3B42V6; luego corrigieron el sesgo y recalibraron el modelo obteniendo una eficiencia de Nash–Sutcliffe (E) de 0.83 a

0.87 con los productos específicos para África, de 0.63 a 0.70 con 3B42V6, de 0.74 a 0.81 con CMORPH y de 0.76 a 0.80 con PERSIANN.

Nikolopoulos *et al.* (2010) evaluaron el caudal de la cuenca del río Veneto (1,200 km<sup>2</sup>) en Italia, de topografía irregular con pendientes mayores a 30° en la parte alta y lluvias mayores a 1000 mm/año, con tres productos de satélite TRMM-3B42 (resolución 0.25° y 3 horas) y KIDD (resolución 25 y 4 km, a 0.5 horas) y calibración automática del modelo hidrológico tRIBS. Estos autores reportan la propagación del error de la lluvia al caudal simulado a diferentes escalas de cuenca (entre 100 y 1,200 km<sup>2</sup>) y concluyen que:

- ✓ Los productos de satélite subestiman la lluvia media areal con errores que varían del 10 al 80% dependiendo del satélite y la escala de cuenca. Este error en la lluvia resultó en un caudal simulado con un error del mismo orden de magnitud.
- ✓ El producto con mejor resolución, KIDD-4 km, tiene mayor rendimiento (36% de error) que los productos de peor resolución, KIDD-25 km, TRMM-3B42 que obtienen error mayor al 55%.
- ✓ El rendimiento del modelo depende del algoritmo utilizado por el producto de satélite, de la resolución del satélite y la escala de cuenca por lo que pueden dar resultados muy diferentes en términos del caudal simulado.
- ✓ La propagación del error depende del tamaño de cuenca; por ejemplo, el estudio reporta que cuencas con áreas menores a 400 km<sup>2</sup>, tiene mayor capacidad de amortiguación del error de la lluvia al caudal simulado que las cuencas de mayor tamaño.

Muy recientemente, varios estudios se han enfocado en la aplicación hidrológica de la lluvia estimada por satélite. Así, El-Sadek *et al.* (2011) simularon el caudal de la cuenca del río Mimbres (477 km<sup>2</sup>) en USA, con lluvia PERSIANN y modelo hidrológico SWAT, reportando eficiencia de Nash–Sutcliffe (E) de 0.19 en calibración y concluyendo que la lluvia PERSIANN puede no ser adecuada para

esta cuenca montañosa. Asimismo, Bitew y Gebremichael (2011b; 2011a) evaluaron la lluvia PERSIANN a través de calibración de los modelos SWAT y MIKE SHE en las cuencas Gilgel Abay (1,656 km<sup>2</sup>) y Koga (299 km<sup>2</sup>) en Etiopía de orografía compleja, clima semihúmedo y lluvia anual de 1300 mm con un 70% en verano. Estos autores reportan un pobre rendimiento del caudal simulado diario y peor rendimiento en la cuenca de 1,656 km<sup>2</sup>. Luego, Bitew *et al.* (2011) evalúan lluvia CMORPH, 3B42RT, 3B42 y PERSIANN en la cuenca del río Koga (299 km<sup>2</sup>) con el modelo SWAT calibrado para cada producto de satélite, obteniendo una significativa mejora del caudal simulado.

Demaria *et al.* (2011) investigaron la estimación de la lluvia en el caso de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) mediante el producto PERSIANN, en la cuenca del río La Plata (3.2×10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>), y reportaron una subestimación de la lluvia media y sobrestimación de las áreas de lluvia. Asimismo, con el modelo hidrológico VIC evaluaron la localización espacial de la lluvia en la subcuenca del río Iguazú (70,000 km<sup>2</sup>) y concluyeron que la modelación hidrológica de la cuenca disminuye el efecto del error del producto PERSIANN en la localización para lluvias convectivas mayores a 30 mm/d y a gran escala de cuenca.

Getirana *et al.* (2011) evaluaron los productos de lluvia GPCP y TMPA en la cuenca del río Negro (712,000 km<sup>2</sup>) en el Amazonas con el modelo hidrológico MGB-IPH y reportan que el producto TMPA tiene mayor correlación y probabilidad de detección respecto a datos de pluviómetros derivados del observatorio HyBAN. De la modelación, obtienen valores de eficiencia de Nash–Sutcliffe (E) de -0.24 a 0.79 y -0.38 a 0.61 para GPCP y TMPA respectivamente.

Li *et al.* (2012b) evaluaron el producto TRMM en la cuenca del río Yangtze (1,550 km<sup>2</sup>) en China con clima subtropical húmedo, lluvia media de 1878 mm/año, altitud que varía de 50 a 2138 msnm, datos de 1998 al 2003; y reportan subestimación de la lluvia y caudal simulado con calibración del modelo WATLAC con eficiencia de Nash–Sutcliffe (E) de 0.71 y 0.86 a escala diaria y mensual respectivamente.

Moreno *et al.* (2012) evaluaron PERSIANN en cuatro cuencas del río Colorado (35 a 350 km<sup>2</sup>) en USA, de topografía compleja, clima cálido con lluvias convectivas, con calibración del modelo hidrológico tRIBS; y reportan subestimación de la lluvia con baja correlación (0.05 a 0.23) y significativo sesgo (0.31 a 0.63). También, pobre caudal simulado con eficiencia de Nash–Sutcliffe (E) que varía de -0.48 a 0.79 según la escala de cuenca. Además, para satisfacer la subestimación del volumen de lluvia, el modelo disminuye el flujo de evapotranspiración en el balance hídrico.

### **3.3 Combinación de pluviómetros con lluvia estimada de satélite**

Las mediciones directas e indirectas de la lluvia cubren un amplio rango de escalas, desde observaciones puntuales hasta agregaciones espaciales de radar y satélite. Cada técnica de medida tiene diferentes ventajas y limitaciones, por lo que es razonable combinar diferentes tipos de medidas para aprovechar al máximo todas las fuentes de información disponibles. Así, lecturas de pluviómetros pueden ser usadas para remover errores sistemáticos de datos regionales menos precisos de radares y satélites; y estos luego pueden ser usados para estimar lluvias en áreas donde no hay pluviómetros disponibles (Gorenburg *et al.*, 2001; Collier, 2002; Mazzetti, 2004; Poluzzi, 2006; Ebert *et al.*, 2007; Bližňák *et al.*, 2012).

Es así que el 2004, en el marco del Proyecto Europeo MUSIC “MULTI-Sensor precipitation measurements Integration, Calibration and floodforecasting” con Contrato N° EVK1-CT-2000-00058 (MUSIC, 2004), la Universidad de Boloña desarrolló técnicas Bayesianas para combinar diversas fuentes de información (pluviómetros, radares y satélites); en las que se hace uso de la interpolación de pluviómetros por “block kriging” y filtro de Kalman. El filtro de Kalman permite obtener una estimación a posteriori combinando la estimación a priori proporcionada por el “block kriging” en un contexto Bayesiano, obteniéndose una reducción del sesgo y varianza de los errores estimados; además permite

uniformizar escalas a través de secuencias de “upscaling” y “downscaling” (Todini, 2001a; Mazzetti y Todini, 2004; Poluzzi, 2006). El “block kriging” es una extensión de la técnica geoestadística del kriging, y se usa con el fin de regionalizar los datos pluviométricos. Los parámetros del variograma se actualizan en cada paso temporal usando el estimador de máxima verosimilitud (Todini, 2001b; Todini *et al.*, 2001).

Mazzetti (2004) evaluó la combinación Bayesiana de datos pluviométricos, imágenes de radar y satélite, mediante “block kriging” y filtro de Kalman, a escala horaria con 57 estaciones pluviométricas, radar SMR (resolución de 1 km) y satélite MeteoSat-IR<sup>5</sup> (resolución de 5 km) a través del modelo hidrológico Topkapi en la cuenca del río Reno (4,930 km<sup>2</sup>) en Italia, de topografía compleja, clima mediterráneo; y reporta para cuatro eventos de 1998 al 2000, mejor rendimiento cualitativo del caudal simulado en combinaciones con radar y pobre rendimiento en combinaciones con satélite debido a la mala calidad de los datos de satélite. Al respecto, Poluzzi (2006) emplea el “block kriging” en pluviómetros y en radar (WSR-88D, resolución de 4 km) para evaluar la lluvia obtenida con la técnica RU “Rapid Update” a partir de estimaciones de satélite (GOES, SSMI y TMI) en la cuenca del río Washita (1,200 km<sup>2</sup>) y estado de Oklahoma (135,000 km<sup>2</sup>) en USA; y reporta similares resultados con las dos referencias con base en tierra, con baja probabilidad de acierto de lluvia, altas falsas alarmas y encuentra que el error no está relacionada ni a las características meteorológicas de los eventos, ni a los parámetros del algoritmo RU; y concluye que la lluvia estimada de satélite podría ser útil para añadir información combinando con estimaciones con base en tierra a través de técnicas Bayesianas pero requiere investigación.

Chiang *et al.* (2007) combinaron la lluvia de pluviómetros con lluvia PERSIANN-CCS a través de una red neuronal para mejorar el caudal simulado horario en la cuenca del río Wu Tu (204 km<sup>2</sup>) en Taiwan, y reportan que debido a la alta densidad de la red de pluviómetros, la contribución del producto de satélite es insignificante.

---

<sup>5</sup> Satélite geoestacionario con sensor infrarrojo

Li y Shao (2010) usaron un método no paramétrico llamado Kernel suavizado para fusionar la lluvia de pluviómetro con estimaciones de satélite TMPA3B42 en Australia resultando en una mejora de la precisión de las lluvias regionales.

Gebregiorgis y Hossain (2011) evaluaron un enfoque de localización (celda por celda de la malla) para combinar tres productos de satélite 3B42RT, CMORPH y PERSIANN-CCS en la cuenca del río Mississippi con el modelo VIC y reportan mejoras del caudal simulado comparando a que si usaran los productos de satélite individualmente.

Ebert *et al.* (2007) mencionan que para una mejor combinación de satélite, radar y pluviómetros, se debe seleccionar el mejor producto según el régimen de lluvia. Por otro lado, Jiang *et al.* (2012) indican que estas combinaciones pueden no ser eficaces sobre todo cuando los productos de satélite tienen demasiado error y/o no hay disponible datos pluviométricos; en ese caso, los modelos hidrológicos pueden corregir los errores de los productos de satélite mediante calibración de sus parámetros (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Moreno *et al.*, 2012) y proponen una combinación Bayesiana pero de caudales simulados con tres productos de satélite 3B42V6, 3B42RT y CMORPH con calibración del modelo Xinanjiang en la cuenca del río Mishui (9,972 km<sup>2</sup>) en China de topografía compleja, clima subtropical húmedo y lluvia media anual de 1560 mm.

A pesar de los intentos por mejorar la detección de la lluvia con los sensores de satélite, esto aún no ha sido resuelto, debido a la multidimensionalidad del problema. Sin embargo, la tecnología está en continuo progreso y sofisticados instrumentos a bordo de futuros satélites continúan la tendencia hacia mejores predicciones y con ello una mejor comprensión del clima de la Tierra, es así que el 2013, la NASA y la JAXA lanzarán el primer satélite GPM “Global Precipitation Meditation” que consta de un satélite núcleo parecido al TRMM y una constelación de satélites previstos con sensores de microondas, lo cual constituye una idea ambiciosa pero necesaria para generar un avance significativo en este campo del conocimiento ya que proporcionarán datos de lluvia de mayor resolución, frecuencia y precisión a los datos actuales (Tapiador *et al.*, 2012).



## Capítulo 4

# CASO DE ESTUDIO: CUENCA DEL RÍO JÚCAR

Este capítulo presenta una descripción de la zona de estudio que incluye información cartográfica (modelo de elevación digital, celdas acumuladas, direcciones de flujo, pendiente, velocidad en ladera y mapas de parámetros hidrológicos), información hidrometeorológica con base en tierra (lluvia de pluviómetros, caudal de estaciones hidrométricas, caudal de salida y volúmenes de embalses, temperatura y evapotranspiración) e información de lluvia estimada de satélite de los productos PERSIANN y PERSIANN-CCS de resolución 0.25° y 0.04° respectivamente, para un período de análisis comprendido entre el 01 de Enero del 2003 y el 31 de Octubre del 2009.

### 4.1 Descripción de la cuenca

El estudio se realizó en la cuenca del río Júcar (Figura 4-1) que desemboca en el mar Mediterráneo con un área drenada de 21,500 km<sup>2</sup>, caudal medio de 43 m<sup>3</sup>/s, altitudes máximas de 1770 msnm y temperatura media de 14° C.

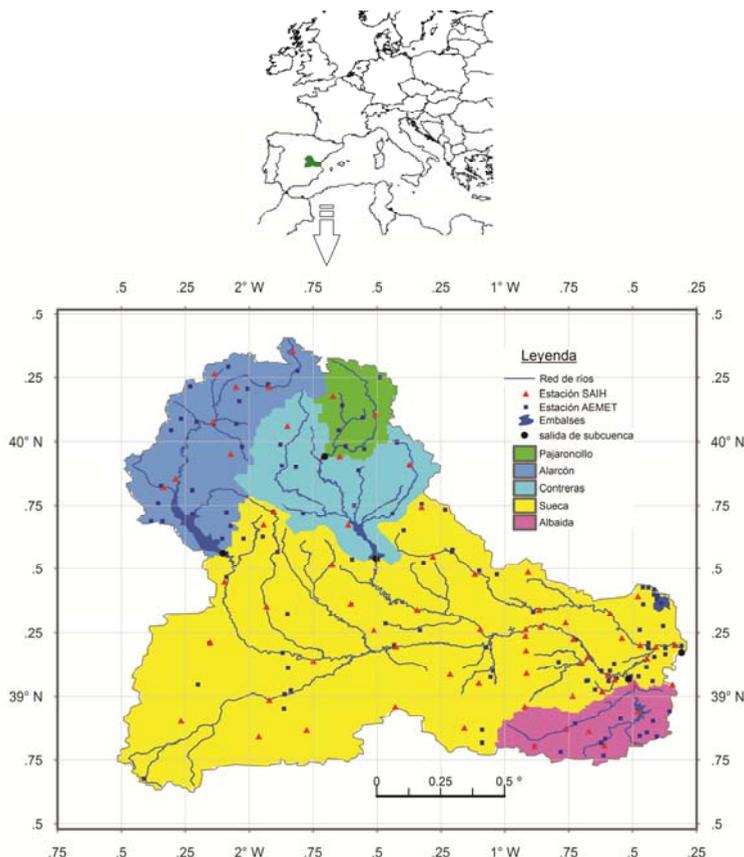


Figura 4-1. Localización geográfica de la cuenca del río Júcar al este de la península Ibérica (Valencia, España). Las áreas sombreadas representan las subcuencas empleadas en el estudio. Los triángulos rojos y cuadrados azules representan espacialmente las estaciones pluviométricas SAIH y AEMET respectivamente.

La cuenca del río Júcar presenta un clima mediterráneo<sup>6</sup> con marcado contraste entre la época más húmeda (primavera y otoño) y la más seca y calurosa (verano) (Robles *et al.*, 2002). Las lluvias son principalmente de origen Mediterráneo, en los casos más extremos causados por Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) usualmente en otoño (51% de lluvia anual) pero con una muy fuerte variabilidad

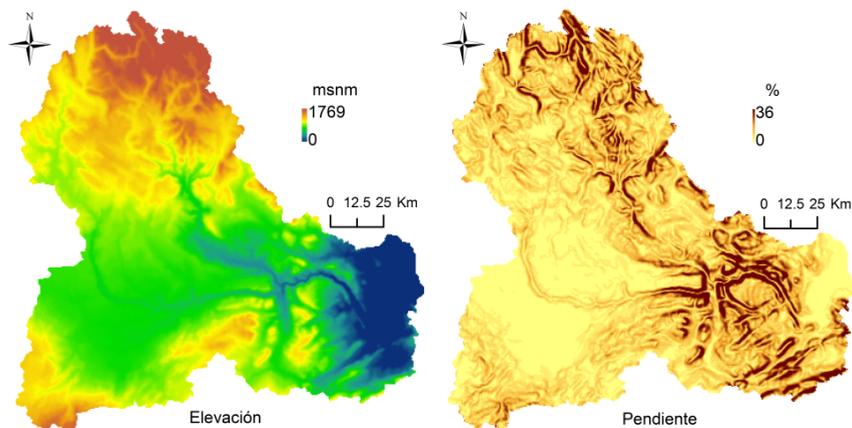
<sup>6</sup> Según la clasificación climática de Köppen corresponde a un clima templado con verano seco y cálido

interanual. Las lluvias de origen Atlántico tienen mayor contribución en las zonas montañosas de la cuenca (38% de lluvia anual) con tendencia a decrecer hacia la costa (Ninyerola *et al.*, 2005; Rigo y Llasat, 2007; Miró *et al.*, 2009).

Tiene un uso muy intenso: canales para riego, abastecimiento de agua potable, embalses, pesca fluvial y deportiva, turismo etc., lo que intensifica la competencia por el recurso hídrico. Paredes *et al.* (2010) estiman el agua dedicada a uso urbano en 118.64 hm<sup>3</sup>/año para 1,030,979 personas, mientras que una superficie irrigada de 187,855 ha consume 1,394 hm<sup>3</sup>/año.

De acuerdo con la Confederación Hidrográfica del Júcar (CHJ, 2007), las coberturas (uso del suelo) que predominan en la cuenca son bosques y áreas seminaturales con algo más del 50%, áreas agrícolas de secano con 36% y áreas agrícolas cultivadas con 10%, destacando los cítricos, vid y cereales para grano. Robles *et al.* (2002) indican que la cuenca presenta un 53.6% con presencia exclusiva de rocas carbonatadas, 44.8% de rocas carbonatas con materiales de carácter sedimentario o evaporítico, y 1.6% con predominio de rocas y materiales de carácter ácido. Respecto a las clases litológicas, CHJ (2007) indica que las calcarenitas y las margas son los grupos predominantes aunque también se tienen proporciones de calizas y material aluvial. Las rocas carbonatadas, especialmente en los sistemas kársticos por su capacidad de almacenar agua, ayudan a regularizar el caudal de los ríos principalmente en las épocas en que las lluvias no aportan agua a los cauces.

A partir de un modelo de elevación digital con tamaño de celda de 500 x 500 m del Estudio del Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medioambiental (DIHMA, 2002), se obtuvo el mapa de pendiente, con valor medio de 3% y valores que varían de 0 a 36%. Además, la mitad del área de la cuenca tiene pendientes inferiores o iguales a 2%, el 75% de su área tiene pendientes inferiores o iguales a 4% y el 90% de su área tiene pendientes inferiores o iguales a 7%. Esto indica que la cuenca predomina una topografía de pendientes suaves con presencia de zonas escarpadas (Figura 4-2).



*Figura 4-2. Mapas de la distribución de elevación y pendiente en la cuenca del río Júcar con MED de 500m x 500m.*

El relieve está formado por cadenas de montañas del sistema Ibérico, una meseta continental y una llanura costera; con una elevación media de 808 msnm que varía de 0 a 1769 msnm, con un paisaje muy maduro con predominio de los procesos erosivos sobre los tectónicos y que se ve reflejado en la forma de la curva hipsométrica (Figura 4-3). La llanura costera es una plataforma aluvial que proporciona un suelo rico en nutrientes que sostiene a la mayor parte de la producción agrícola de regadío; es así que el curso bajo del Júcar es una zona naranjera por excelencia. A una altura media de 650 m, se encuentra el acuífero de la Mancha Oriental, con interacciones de drenaje y recarga con el río Júcar. Cerca al Mediterráneo, se encuentra la laguna Albufera de 2,443 has con 0.88 m de profundidad, rodeada de grandes extensiones de arrozales, y una hilera de dunas que protege la costa del mar Mediterráneo.

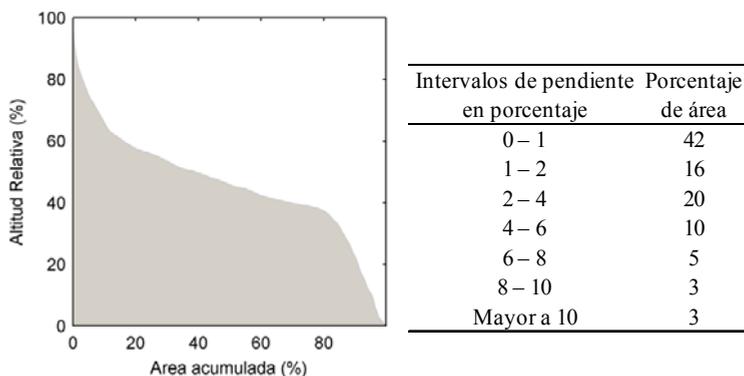


Figura 4-3. Izquierda: curva hipsométrica con MED de 500m x500m. Derecha: intervalos de pendiente en relación con el área que cubren.

La lluvia media anual es de 500 mm, pero varía desde valores menores a 300 en las zonas más meridionales y en otras zonas alcanza valores mayores a 800 (CHJ, 2007). Al respecto Miró (2009) separa la lluvia en la cuenca del río Júcar según el proceso meteorológico que la origina: de origen mediterráneo con aporte cada vez mayor en el litoral, representando un 43% de la lluvia anual entre los años 1958 a 1978 y un 51% entre los años 1988 al 2008; de origen atlántico con mayor aporte en la zona montañosa pero con tendencia a disminuir, representando un 42% (1958 a 1978) y un 38% (1988 al 2008) de la lluvia anual; de origen convectivo con tendencia a disminuir, representando un 26 ó 19% de la lluvia anual, según el periodo analizado; y finalmente las lluvias de origen continental que representan valores menores al 10% de la lluvia anual, según se aprecia en la Figura 4-4. Estas lluvias están influenciadas por el clima y la orografía, destaca el efecto del sistema Ibérico (Dunkeloh y Jacobeit, 2003; Sotillo *et al.*, 2003; González-Hidalgo *et al.*, 2010), y altas temperaturas que están induciendo a una mayor evapotranspiración (Quereda *et al.*, 2011; Lorenzo-Lacruz *et al.*, 2012).

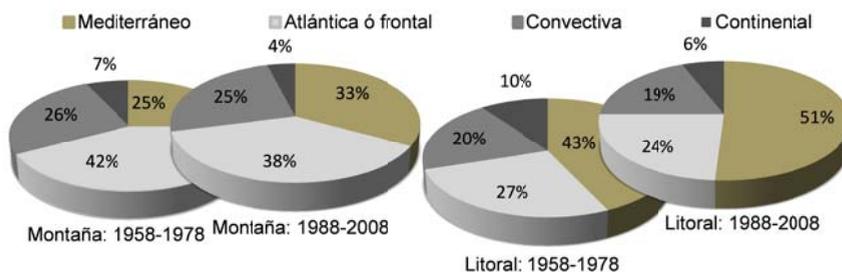


Figura 4-4. Clasificación de la lluvia anual en la cuenca del río Júcar según el proceso meteorológico que las origina en la zona litoral y zona de montaña. Elaborado con información de Miró et al. (2009)

La evapotranspiración potencial alcanza valores promedios anuales de 777 mm/año, con valores mayores a 1000 mm sobre la zona del litoral y valores algo inferiores a 800 mm en zonas altas del interior de la cuenca. Y, para el periodo de 1940 a 2006, se obtienen valores globales en régimen natural, de 21,500 hm<sup>3</sup>/año de precipitación y 18,270 hm<sup>3</sup>/año de evapotranspiración potencial (Quereda et al., 2011).

## 4.2 Características hidrológicas

El modelo hidrológico distribuido TETIS que se tratará en la sección 6.2.1, requiere una estructura de parámetros que describan la variabilidad espacial de las características de los suelos, del sustrato y de la cubierta vegetal a escala de cuenca, representada mediante la estimación a priori de mapas de parámetros a partir de la información medioambiental disponible, la cual debe ser coherente con la topografía, el uso del suelo, la cubierta vegetal, la litología y las demás características del medio físico susceptibles de representarse espacialmente. Al respecto, cuanto más información se tenga, se podrá usar un tamaño de celda más pequeña pero en contrapartida se empleará un tiempo computacional mayor en la modelación.

## 4.2.1 Cuenca del río Júcar

### 4.2.1.1 Información cartográfica

La información cartográfica de la cuenca del río Júcar (DIHMA, 2002) tiene tamaño de celda de 500 m x 500 m que requirió una actualización y preprocesamiento en ArcGIS para generar los mapas en formato que se ajusten al modelo hidrológico. Es así que a partir del modelo de elevación digital se obtuvieron los mapas de celdas acumuladas, direcciones de flujo, pendiente del terreno y velocidad en ladera.

Los mapas de parámetros hidrológicos con resolución de 500 m x 500 m fueron estimados por el DIHMA (2002). En su trabajo, el almacenamiento capilar del suelo  $H_u$  fue estimado con base al contenido de agua disponible para los diferentes niveles del suelo con presencia de raíces y luego sumatoria de los productos del contenido de agua disponible por el espesor de cada estrato de suelo. La capacidad de infiltración  $K_s$  fue estimada a partir del mapa de suelos y funciones de pedo-transferencia que permiten relacionar la conductividad con algunas características físicas del suelo como textura y materia orgánica. Para estimar la capacidad de percolación  $K_p$ , DIHMA (2002) tuvo en cuenta las características texturales de las formaciones geológicas presentes en la cuenca.

Obtenidos los valores modales para los parámetros en cada unidad cartográfica, DIHMA (2002) estimó la variabilidad espacial del parámetro dentro de cada unidad cartográfica definiendo un valor para cada celda de 500 m x 500 m. El procedimiento consistió en relacionar en un modelo de regresión múltiple, los valores modales de los parámetros con diversas características como índice topográfico, curvatura del terreno, umbral de escorrentía, entre otros. En la Figura 4-5 se observan los mapas de los parámetros con una resolución espacial de 500 m x 500 m, obteniéndose valores medios de 110 mm, 26 mm/h y 173 mm/h para  $H_u$ ,  $K_s$  y  $K_p$  respectivamente y sus respectivos coeficientes de variación espacial<sup>7</sup>.

---

<sup>7</sup> Coeficiente de variación espacial, es la relación entre el valor medio y la desviación estándar de los valores de las celdas de 500m en la cuenca del río Júcar.

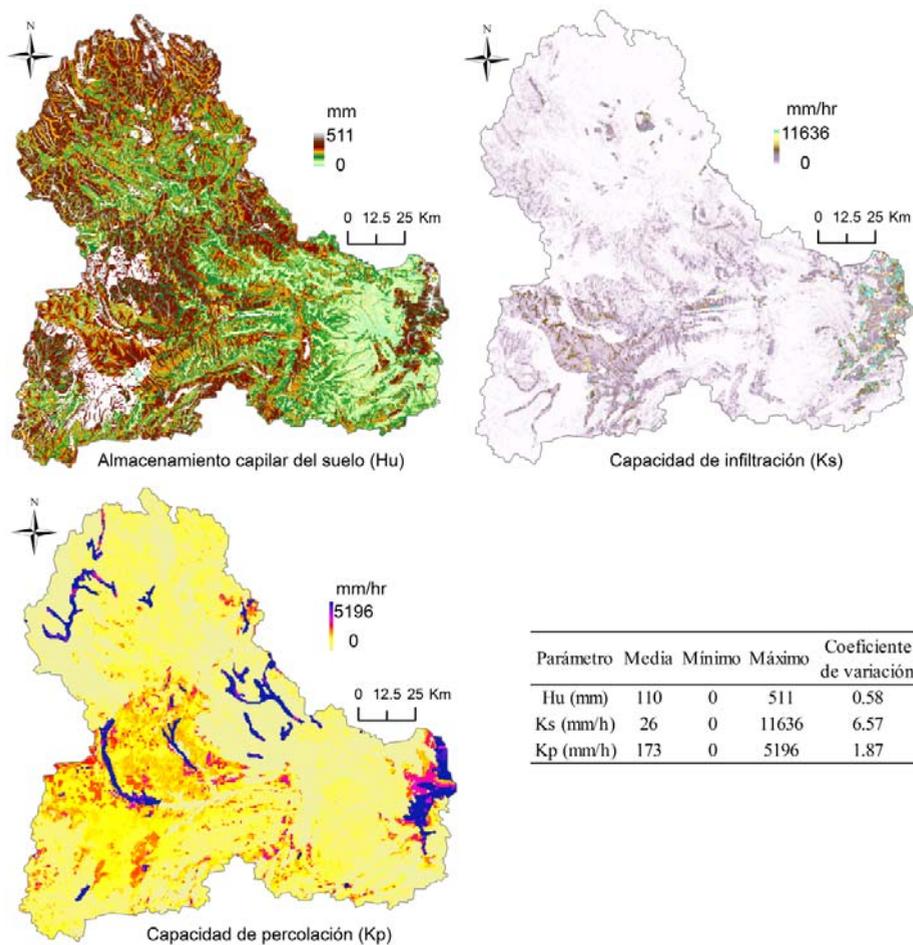
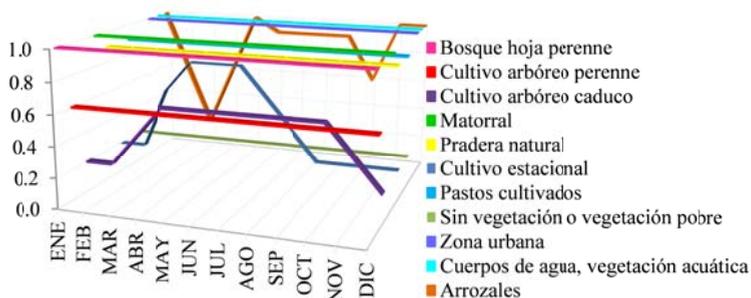


Figura 4-5. Parámetros hidrológicos de la cuenca del río Júcar: almacenamiento capilar del suelo (Hu), capacidad de infiltración (Ks) y capacidad de percolación (Kp) con tamaño de celda de 500m x 500m (DIHMA, 2002).

Los mapas de los parámetros hidrológicos se terminarán de calibrar con el modelo hidrológico mediante un factor corrector, por lo que cambiarán los valores medios pero se mantendrá su estructura espacial y su coeficiente de variación.



Tipo de cobertura vegetal	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	Area (km <sup>2</sup> )
Bosque hoja perenne	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	3634.8
Cultivo arbóreo perenne	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	835.7
Cultivo arbóreo caduco	0.2	0.2	0.4	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.6	0.4	0.2	1047.3
Matorral	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	5867.3
Pradera natural	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	445.1
Cultivo estacional	0.2	0.2	0.6	0.8	0.8	0.8	0.6	0.4	0.2	0.2	0.2	0.2	9259.0
Pastos cultivados	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	1.2
Sin vegetación o vegetación pobre	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	48.2
Zona urbana	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	167.5
Cuerpos de agua, vegetación acuática	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	1.0	95.1
Arrozales	1.0	0.6	0.2	0.6	1.0	0.9	0.9	0.9	0.9	0.6	1.0	1.0	98.6

Figura 4-6. Factor de vegetación ( $\lambda$ ) mensual según tipo de cobertura vegetal en la cuenca del río Júcar (DIHMA, 2002).

El factor de vegetación ( $\lambda$ ) es un parámetro que representa el comportamiento del ciclo vegetativo de la cobertura vegetal y permite evaluar la variabilidad en el ciclo anual de la evapotranspiración potencial. Depende del tipo de cultivo (altura, grado de cobertura del suelo), desarrollo del mismo (fecha de cosecha) y del clima (Allen et al., 2006). Sus valores mensuales se detallan en la

Figura 4-6 y su distribución en la cuenca se aprecia en la Figura 4-7, en el que se aprecia un mayor porcentaje de área cubierta con cultivos estacionales.

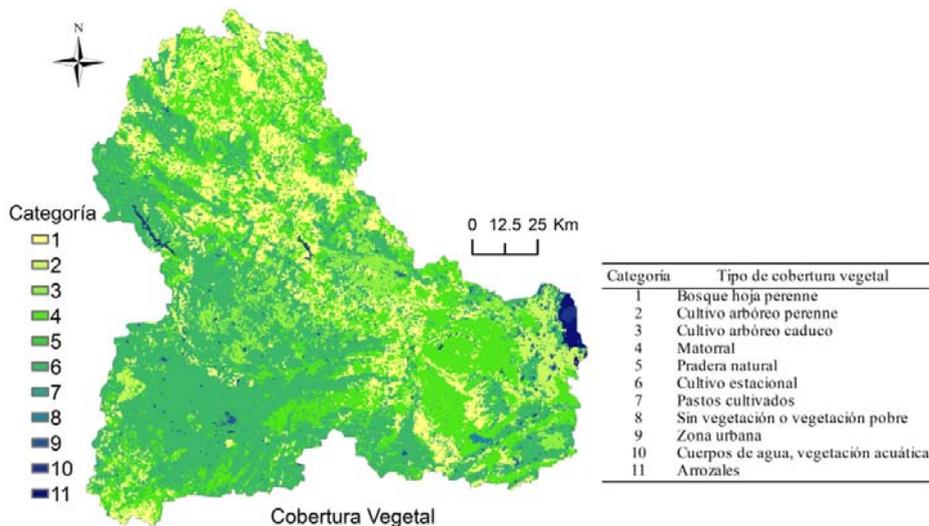


Figura 4-7. Mapa de la distribución de cobertura vegetal en la cuenca del río Júcar (DIHMA, 2002).

#### 4.2.1.2 Características de la red de drenaje

Los parámetros geomorfológicos caracterizan la geometría y la resistencia al flujo en la red de cauces, y se obtienen mediante relaciones algebraicas de tipo potencial entre algunas características geométricas y/o hidráulicas del cauce representativo de cada celda, y una variable asociada a un caudal “a sección llena”; a su vez, este caudal se relaciona con el área acumulada hasta la celda. Los coeficientes y los exponentes de las ecuaciones obtenidas se estiman con regresiones lineales a partir de un número pequeño de secciones transversales medidas en campo para cada región geomorfológica homogénea (Francés et al, 2007). Para la cuenca del río Júcar, los parámetros geomorfológicos se obtuvieron del estudio de la cuenca del río Tajo (DIHMA, 2001), estudio en el que se detallan cinco zonas geomorfológicas (zona de alta montaña, cuenca media, cuenca baja, zona de cabecera y cauce del río), eligiéndose por semejanza de zonas morfológicas los valores de coeficiente y exponente que se detallan en la Tabla 4-1.

Relaciones geomorfológicas de tipo potencial	Y = Coeficiente X <sup>Exponente</sup>	Coeficiente	Exponente
Área acumulada ( $\Lambda$ ) y flujo a sección llena ( $Q_b$ )	$\Lambda = \kappa Q_b^\phi$	1.2968	0.7571
Ancho de sección transversal llena ( $w_b$ ) y flujo a sección llena ( $Q_b$ )	$w_b = \alpha Q_b^{\alpha_1}$	3.1301	0.5088
Ancho de sección transversal ( $w$ ) y flujo ( $Q$ )	$w = Q^{\alpha_2}$		0.3253
Diámetro del sedimento ( $d$ ), pendiente ( $S_o$ ) y profundidad del flujo ( $y$ )	$d = C_d (y s_o)^\theta$	6.5156	0.6548
Coeficiente de rugosidad ( $n$ ) y diámetro del sedimento ( $d$ )	$n = C_n d^\xi$	0.047	0.1667

Tabla 4-1. Parámetros geomorfológicos de la red de cauces del río Júcar (DIHMA, 2001)

### 4.2.2 Subcuenca de Pajaroncillo

La subcuenca de Pajaroncillo es una zona de estudio específica en el Capítulo 7 de la Tesis. En los mapas de la Figura 4-8 con tamaño de celda de 500 m x 500 m, se aprecia la distribución espacial de la altitud, la pendiente, la red de ríos, los parámetros hidrológicos ( $H_u$ ,  $K_s$ ,  $K_p$ ) y la cobertura vegetal. Obteniéndose un área drenada de 861 km<sup>2</sup>, un relieve montañoso con altitud media de 1348 msnm que varía de 1011 a 1699 msnm, una pendiente media del 5% que varía de 0 a 17%. En lo que respecta a los parámetros hidrológicos, se obtienen valores medios de 142 mm, 9 mm/h y 85 mm/h de  $H_u$ ,  $K_s$  y  $K_p$  respectivamente y su correspondiente coeficiente de variación espacial obtenido en el mapa correspondiente (Tabla 4-2). Estos parámetros se terminarán de calibrar con el modelo hidrológico pero se mantendrá el coeficiente de variación.

Respecto al mapa de cobertura vegetal de la Figura 4-8, se aprecia mayor porcentaje de área cubierta con pradera natural y bosque de hoja perenne.

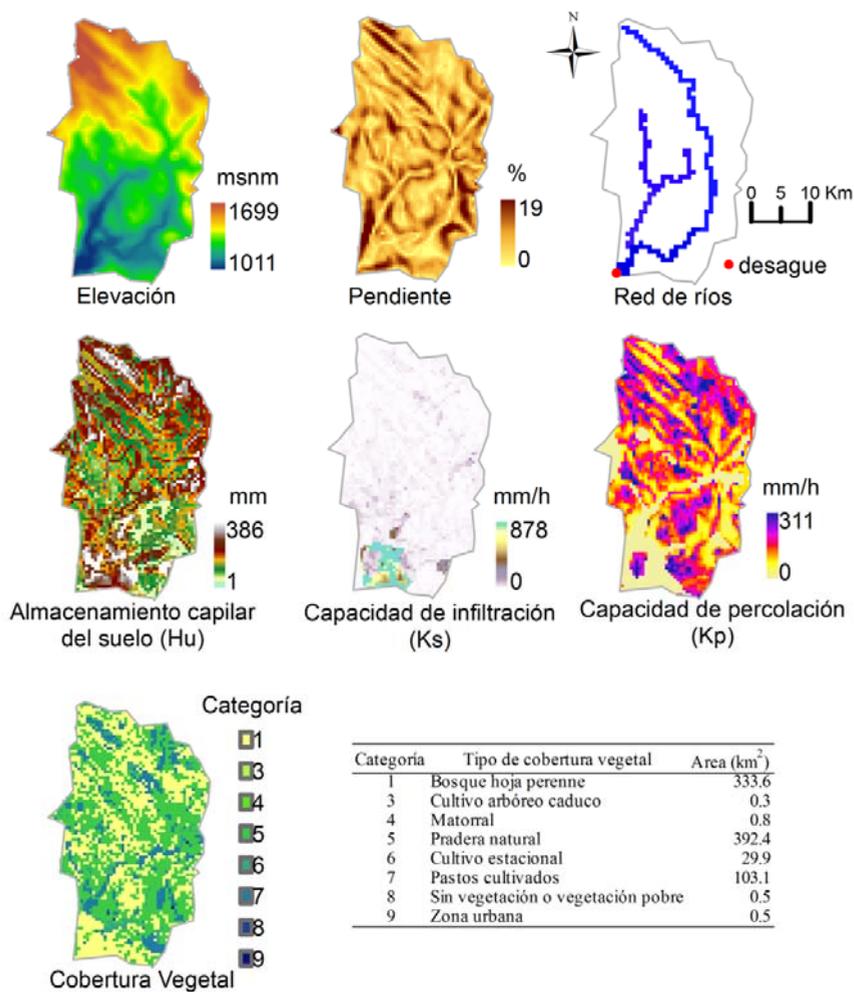


Figura 4-8. Mapas de distribución de la elevación, la pendiente, la red de ríos, los parámetros hidrológicos ( $H_u$ ,  $K_s$ ,  $K_p$ ) y la cobertura vegetal con tamaño de celda de 500 m x 500 m, en la subcuenca Pajaroncillo de la Cuenca del río Júcar, subcuenca que se hace referencia en la Figura 4.1.

Variable	Media	Mínimo	Máximo	Coefficiente de variación
Altitud (msnm)	1348	1013	1689	0.12
Pendiente (%)	5	0	17	0.61
Hu (mm)	142	32	386	0.37
Ks (mm/h)	9	0	878	5.47
Kp (mm/h)	85	0	311	0.66

Tabla 4-2. Variables de la subcuenca de Pajaroncillo: altitud, pendiente y parámetros hidrológicos (Hu, Ks y Kp).

### 4.3 Información hidrometeorológica con base en tierra

La información hidrometeorológica con base en tierra (lluvia, caudal, temperatura e información de embalses) ha sido proporcionada por la Agencia Española de Meteorología (AEMET) y el Sistema Automatizado de Información Hidrológica de la Confederación Hidrográfica del río Júcar (SAIH-CHJ). Las principales características se resumen en la Tabla 4-3.

Variable	Fuente	Archivo	Resolución Temporal	Sistema de Coordenadas	Hora
Lluvia, caudal y volumen en embalses	SAIH	ASCII	Cinco minutas	UTM Zona 30N	Local
Lluvia	AEMET	CSV	Diario	WGS 1984	GMT 07-07 del día siguiente
Temperatura	AEMET	CSV	Diario	WGS 1984	GMT 08-08 del día anterior hasta la fecha marcada

Tabla 4-3. Características de la información hidrometeorológica con base en tierra en la cuenca del río Júcar.

A continuación se presenta una breve descripción de la información básica recolectada que requirió un análisis y procesamiento, debido a que los datos tienen diferente resolución temporal, calidad y presencia de fallos.

### 4.3.1 Lluvia estimada de pluviómetros

Las mediciones en las estaciones pluviométricas del SAIH son transmitidas a través de un sistema telemétrico en tiempo real y registro mínimo de 2.4 mm/h en 5 minutos. En el caso de estaciones pluviométricas del AEMET son de tipo Hellmann colectadas diariamente por operadores al servicio del AEMET. En la Figura 4-9 se visualiza el tipo de pluviómetro SAIH y AEMET.



*Figura 4-9. Izquierda: Pluviómetro telemétrico SAIH tipo “cubeta basculante” que drena en cubetas oscilantes acopladas, con lectura colectada en tiempo real. Derecha: Pluviómetro AEMET tipo “Hellmann” de 200 mm de capacidad con lectura diaria por operadores.*

Se emplearon 186 estaciones pluviométricas, de las cuales 115 son estaciones del AEMET y 71 son del SAIH. Y, teniendo en cuenta que la extensión de la cuenca es de 21,500 km<sup>2</sup>, la densidad de la red de pluviómetros empleada en el estudio resultó de aproximadamente 1 pluviómetro por cada 116 km<sup>2</sup>. Esta densidad aumenta significativamente a aproximadamente 1 pluviómetro por cada 46 km<sup>2</sup> en la parte baja de la cuenca, dado que hay un mayor número de pluviómetros instalados cerca de la franja costera. Al respecto, la densidad de las redes pluviométricas depende de varios factores, la OMM (2011) recomienda

densidades mínimas (Tabla 4-4) que son una guía ya que debe determinarse específicamente para cada zona en función de su fisiografía y características climáticas. Por ejemplo: núcleos convectivos (característicos de la zona costera de la cuenca del Júcar) son difíciles de captar incluso con redes de pluviómetros densas.

Unidad fisiográfica	Pluviómetros	Pluviógrafos
Costa	900	9,000
Montaña	250	2,500
Planicie interior	575	5,750
Montes/ondulaciones	575	5,750
Islas pequeñas	25	250
Áreas urbanas	-	10 a 20
Polos/tierras áridas	10,000	100,000

Tabla 4-4. Densidad mínima recomendada de estaciones pluviométricas ( $\text{km}^2/\text{estación}$ ) según unidad fisiográfica (OMM, 2011).

La Figura 4-1 representa espacialmente las estaciones pluviométricas SAIH y AEMET en la cuenca del río Júcar. En el Apéndice A1 se presentan los nombres y localización de cada estación.

### 4.3.2 Hidrometría y embalses

CHJ (2007) indica que la red fluvial del río Júcar aporta  $3,100 \text{ hm}^3/\text{año}$ , de los que un 26% ( $820 \text{ hm}^3/\text{año}$ ) proviene de la escorrentía superficial directa, y el restante 74% ( $2,270 \text{ hm}^3/\text{año}$ ) de la escorrentía subterránea. Aunque el valor medio de  $3,100$  se ha visto reducido en los últimos diez años a  $2,500 \text{ hm}^3/\text{año}$ . Recientes estudios (Lorenzo-Lacruz *et al.*, 2012) indican que el desarrollo de la agricultura ha sido acompañado de la construcción sistemática de embalses que han alterado el régimen natural y variabilidad interanual; además, reportan una tendencia anual a decrecer los caudales en invierno y primavera, mientras que esta tendencia se invierte en verano y otoño. Esto está probablemente relacionado con las tendencias de la lluvia reportadas por Miró (2009), además de procesos de reforestación,

aumento de la demanda de agua como resultado del crecimiento de la población y demandas de riego. También, los bombeos masivos en el acuífero de la Mancha Oriental a partir de 1989 han incidido negativamente en la regularidad natural del Júcar, su caudal base y memoria anual (Gil, 2006).

Para el estudio se seleccionaron 5 estaciones hidrométricas (Figura 4-1): Pajaroncillo, Albaida, Sueca y a la entrada de los embalses de Contreras y de Alarcón, cuyas coordenadas de localización, se detallan en el Apéndice A1. Los caudales se colectaron con ayuda del servidor SAIHWin y en el caso de los embalses, el caudal de ingreso se obtuvo por balance.

En la Figura 4-10 se visualiza las curvas Cota-Volumen de los embalses de Contreras y de Alarcón reconstruidas a partir de la información diaria del 2000 al 2009 colectada con ayuda del servidor SAIHWin. Estas curvas son necesarias para el balance anteriormente mencionado.

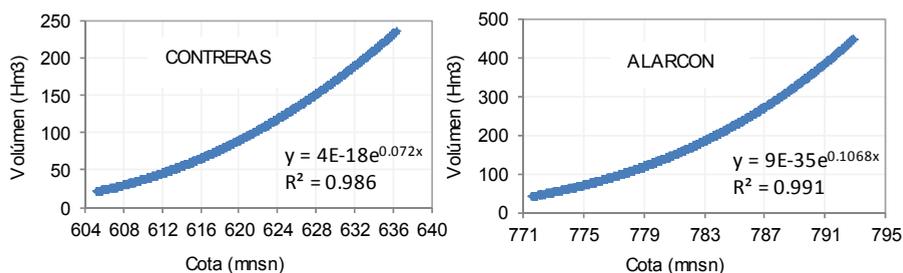


Figura 4-10.- Curvas Cota-Volumen en embalses de Contreras y de Alarcón reconstruidas con información diaria del año 2000 al 2009 del SAIH.

El embalse Contreras, con capacidad de  $852 \text{ hm}^3$ , superficie de  $2,700 \text{ ha}$  y área drenante de  $3,427 \text{ km}^2$  con aguas destinadas, entre otros, al canal Júcar-Turía que abastece principalmente de agua potable a la ciudad de Valencia. Y el embalse de Alarcón con capacidad de  $1105 \text{ Hm}^3$ , superficie de  $6,840 \text{ ha}$  y área drenante de  $2,883 \text{ km}^2$ , con aguas reguladas para producción hidroeléctrica y riego de  $45,000$

ha de cultivos, recibe agua del trasvase Tajo-Segura por lo que fue necesario re-establecer el régimen natural para la modelación.

### 4.3.3 Temperatura y evapotranspiración

Los largos períodos de luz solar, junto con la continua circulación de masas de aire caliente originan altas temperaturas en la cuenca del río Júcar (CHJ, 2007). Para este estudio, se cuenta con información diaria de temperatura máxima y mínima en 47 estaciones termométricas de la AEMET del 01 de Marzo del 2000 al 31 de Octubre del 2009, información que se interpola por el método inverso de la distancia ponderada al cuadrado, en adelante IDW, para generar campos de temperatura. Y se obtiene un valor medio de 14° C, variando desde 10° C en las zonas montañosas del noroeste a 21° C en la costa sureste; con un valor mínimo de -12° C y un valor máximo de 44° C (Figura 4-11). En el caso de la subcuenca de Pajaroncillo se obtiene un valor medio espacial de 12° C con poca variación (coeficiente de variación de 0.04).

La localización y nombre de las 47 estaciones termométricas se detallan en el Apéndice A1.

La evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) se obtuvo con la ecuación de Hargreaves, ver por ejemplo, Allen *et al.* (2006):

$$ET_0 = C(t_{med} + 17.78)R_o * (t_{max} - t_{min})^{0.5} \quad 4.1$$

donde  $R_o$  representa la radiación solar extraterrestre tabulada como una función del mes y la latitud (mm/d);  $t_{med}$ ,  $t_{max}$ ,  $t_{min}$  son temperatura promedio, máxima y mínima respectivamente (°C); C es la constante a calibrar con estimaciones de la ecuación de Penman-Monteith en estaciones meteorológicas donde se disponen de datos de radiación solar, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento.

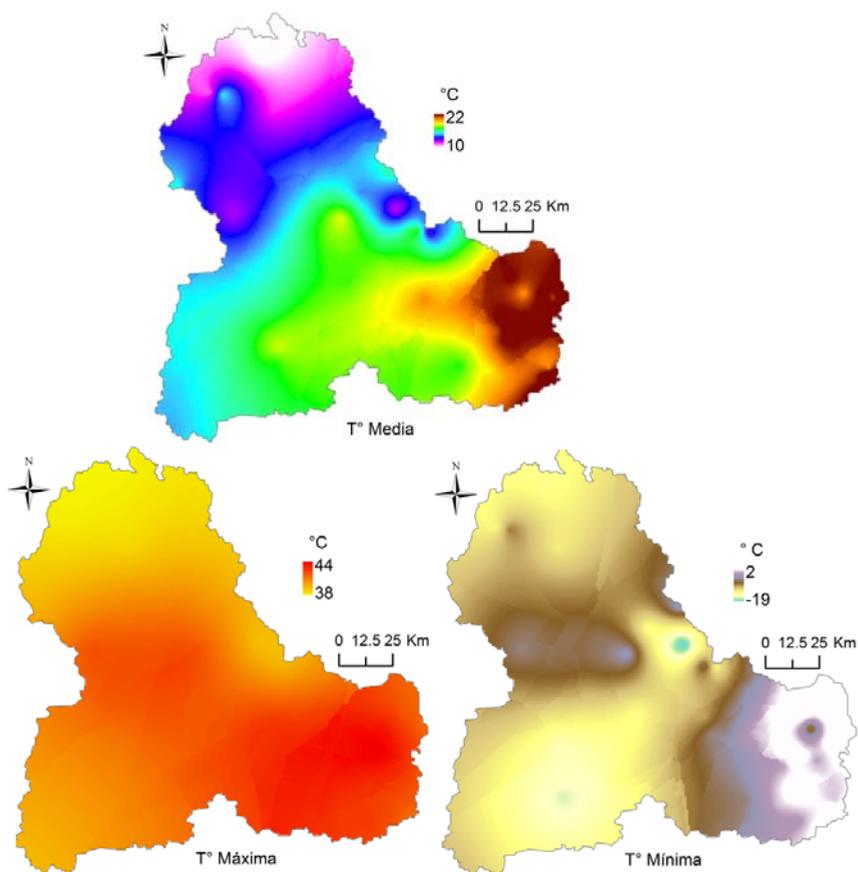


Figura 4-11. Distribución de la temperatura media, máxima y mínima en la cuenca del río Júcar. Periodo de análisis: 01 de Marzo del 2000 al 31 de Octubre del 2009.

Se cuenta con información histórica de evapotranspiración potencial calculada por el método de Penman-Monteith en la estación “Las Tiasas” de la Provincia de Albacete, disponible en la página web del Instituto Técnico Agronómico Provincial (ITAP, 2012); y las estaciones “Requena Cerrito”, “Bolbaite” y “Villanueva-Castellón” de la Provincia de Valencia, disponibles en la página web del Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias (IVIA, 2012). Esta información se usó para calibrar la constante “C” de la ecuación 4.1. Un resumen del ajuste realizado se detalla en la Figura 4-12 y Tabla 4-5.

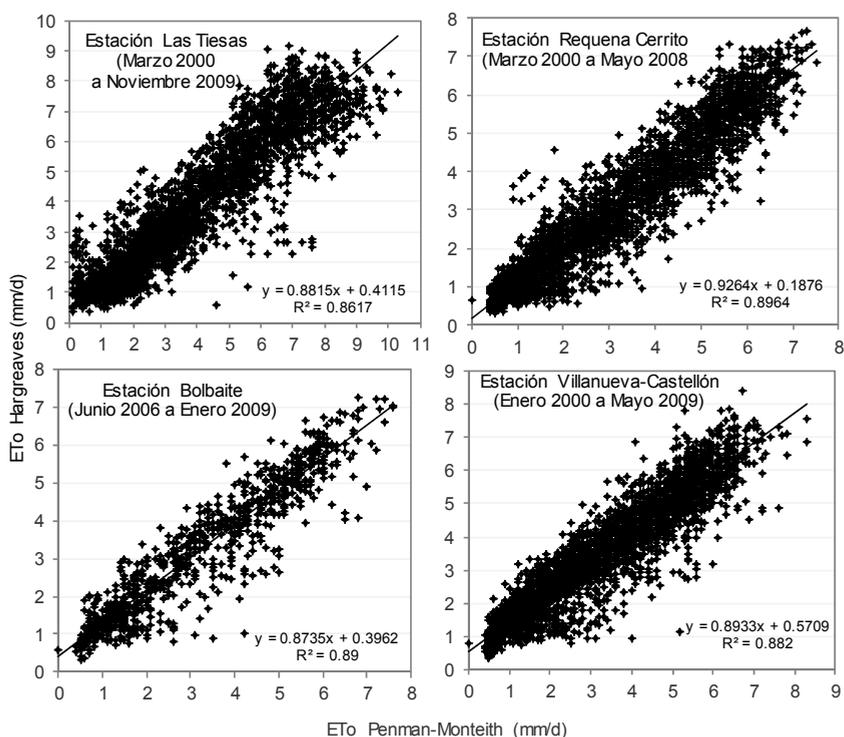


Figura 4-12. Diagrama de dispersión de la evapotranspiración de referencia diaria calculada con el método Hargreaves y Penman-Monteith, y coeficiente de correlación ( $R^2$ ) en las estaciones que se indican.

Estación	Provincia	Longitud Oeste	Latitud Norte	Altitud msnm	Calibración		
					Error Medio	$R^2$	Constante (C)
Las Tiasas	Albacete	2°05'10"	39°14'30"	695	0.782	0.86	<b>0.0023679</b>
Requena Cerrito	Valencia	1°06'00"	39°29'00"	692	0.407	0.90	<b>0.0020617</b>
Bolbaite	Valencia	0°41'20"	39°04'13"	269	0.383	0.89	0.0020366
Villanueva-Castellón	Valencia	0°31'22"	39°04'00"	58	0.465	0.88	0.0020617

Tabla 4-5. Resumen de los coeficientes de correlación ( $R^2$ ) y constantes de ajuste (C) de la ecuación de Hargreaves. Las constantes de ajuste en negrita, se emplearon en el cálculo de la evapotranspiración de referencia diaria.

La constante de ajuste 0.0020617 se empleó en el cálculo de la  $ET_0$  diaria en las estaciones termométricas de la provincia de Valencia por ser el mejor ajuste, y la constante 0.0023679 se empleó para las estaciones termométricas de la provincia de Albacete (única en la provincia) y provincia de Cuenca.

Es así que se obtienen valores de  $ET_0$  diaria en las 47 estaciones termométricas del AEMET del 01 de Marzo del 2000 al 31 de Octubre del 2009, información que se interpola por el método IDW para generar campos de  $ET_0$ , obteniéndose valores máximos al interior de la cuenca de 1308 mm/año en la zona suroeste a valores atenuados por el mar de 955 mm/año en la zona del litoral (ver Figura 4-13). En el caso de la subcuenca de Pajaroncillo se obtiene un valor medio de 1137 mm/año con coeficiente de variación espacial de 0.01.

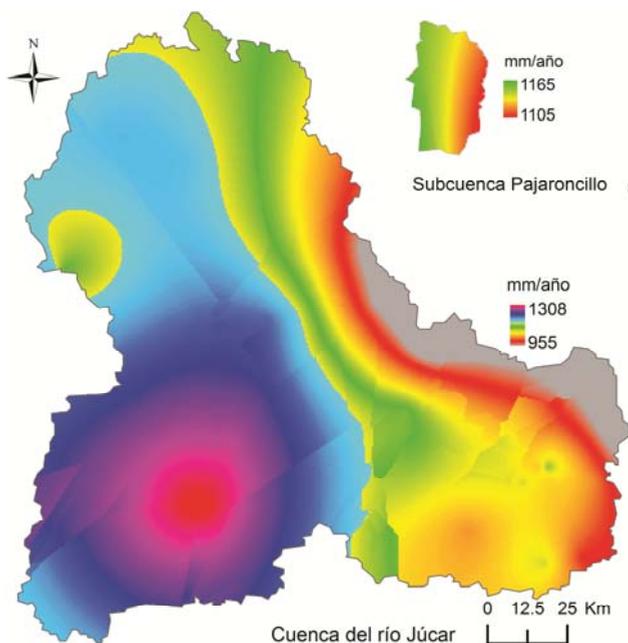


Figura 4-13. Distribución de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) diaria en la cuenca del río Júcar y subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de marzo del 2000 al 31 de Octubre del 2009.

## 4.4 Información de lluvia estimada de satélite

En el Capítulo 2 se detalló los productos de satélite a escala global con su respectiva resolución espacial. Así: GPCP (1° y 2.5°), TRMM (0.25°), CMORPH (0.07277°), PERSIANN (0.25°) y PERSIANN-CCS (0.04°); de los cuales, se elige para el estudio el producto de mejor resolución espacial como es el PERSIANN-CCS y su versión anterior PERSIANN.

El período de análisis es el comprendido entre el 01 de Enero del 2003 y el 31 de Octubre del 2009, y el formato de los productos de satélite se detallan en la Tabla 4-6.

	PERSIANN	PERSIANN-CCS
Escala espacial	0.25° (aprox. 28 km)	0.04° (aprox. 4 km)
Escala temporal	6 h, diario	diario
Unidades	mm/d	mm/d
Disponibile desde	01/03/2000	01/01/2003
Fuente	Web HyDIS	CHRS-Universidad de California en Irvine
Cobertura espacial	50° S - 50° N, 0-360° longitud	60° S – 60° N, 0-360° longitud
Geometría	400 filas x 1440 columnas	3000 filas x 9000 columnas
Formato original	GRID ASCII en coordenadas geográficas. GMT	Binario big endian, row centric, 4 byte float, GMT

Tabla 4-6. Formato original de los dos productos de lluvia estimada de satélite: PERSIANN Y PERSIANN-CCS

Con ayuda del servidor HyDIS, se recortó la información del producto PERSIANN a un área rectangular cercana a la cuenca con geometría de 11 columnas por 10 filas. En el caso de la información PERSIANN-CCS fue necesario elaborar un código en MatLab para procesar el formato original Binario a formato GRID ASCII y luego recortar a un área rectangular cercana a la cuenca con geometría de 74 columnas por 62 filas. Finalmente, se obtuvieron 2496 archivos GRID ASCII, uno por día, con características que se detallan en la Tabla 4-7 según el producto de lluvia estimada de satélite

PERSIANN		PERSIANN-CCS	
Header File: n cols	11	Header File: n cols	74
n rows	10	n rows	62
xllcorner	-2.6250°	xllcorner	-3.24°
yllcorner	36.875°	yllcorner	38.38°
cell size	0.25°	cell size	0.04°

*Tabla 4-7. Formato procesado a coordenadas geográficas a un área rectangular cercana a la cuenca del río Júcar, con los dos productos de lluvia estimada de satélite: PERSIANN Y PERSIANN-CCS*

La información PERSIANN y PERSIANN-CCS, requirió una codificación para ajustarla al formato compatible con el modelo hidrológico. Es así que la información ingresa al modelo respetando la variabilidad espacial en formato ASCII e interpretados en el modelo como estaciones virtuales localizadas en el centroide de cada celda de la malla del producto de satélite: con PERSIANN (malla de 11 columnas x 10 filas) resultaron 110 estaciones virtuales y con PERSIANN-CCS (malla de 74 columnas x 62 filas) resultaron 4588 estaciones virtuales. En la Figura 4-14 se visualiza la malla del producto PERSIANN en toda la cuenca del río Júcar y parte de la malla del producto PERSIANN-CCS en una celda del producto PERSIANN.

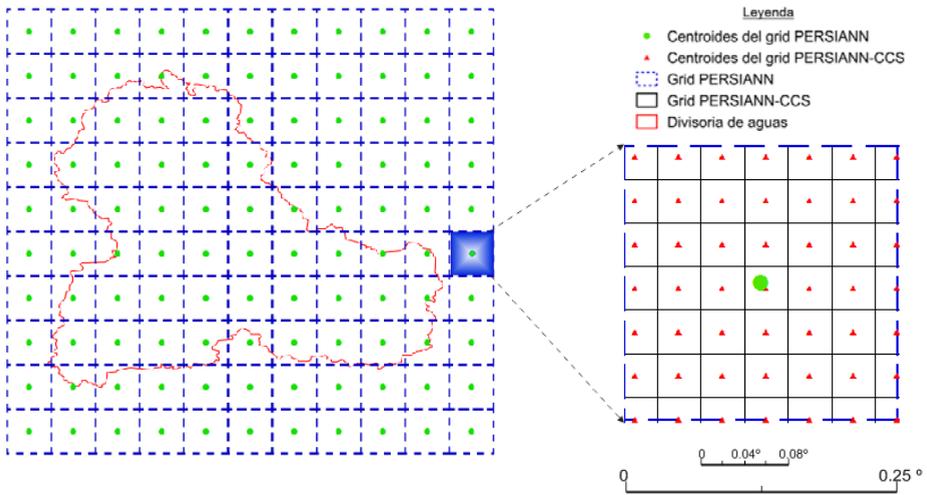


Figura 4-14. Izquierda: Distribución espacial de los centroides en la malla PERSIANN (líneas discontinuas azules) en la cuenca del río Júcar. Derecha: Distribución espacial de los centroides en una parte de la malla PERSIANN-CCS (líneas continuas de color negro) en una celda de la malla PERSIANN.



## Capítulo 5

# CARACTERIZACIÓN DEL ERROR CON LLUVIA ESTIMADA DE SATÉLITE

Debido a que la lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores, es necesario caracterizarlos ya que es el input de modelos precipitación-escorrentía; es por ello que en este capítulo se presenta un análisis del error de la lluvia estimada de satélite. Así, en la primera sección, se detallan las herramientas estadísticas que permiten sintetizar el análisis comparando con la lluvia de referencia con base en tierra; en la segunda sección se presentan los resultados del análisis a escala temporal anual, mensual y diaria; y en la última sección se presentan los resultados del análisis a diferentes escalas de agregación de cuenca. Las escalas espaciales y temporales, reflejan diferentes campos de aplicación en la Hidrología en la cuenca mediterránea del río Júcar para el periodo de análisis entre el 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

## 5.1 Aspectos generales

Debido a que la lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores, es necesario caracterizarlos. Hay diferentes enfoques para caracterizar los errores de estimación de las lluvias. Quintero *et al.* (2012) indican dos categorías: (i) métodos que analizan por separado las diferentes fuentes de error y su interacción (Berenguer y Zawadzki, 2008; Urs *et al.*, 2009) y (ii) métodos basados en la comparación con una "lluvia de referencia" para inferir las características de los errores. El primer enfoque proporciona más información acerca de los propios errores, pero requiere el estudio de la interacción entre las fuentes de error para obtener la estimación del error total. El segundo enfoque proporciona una estimación directa de los errores, pero es también afectada por los errores en la lluvia de referencia, ejemplo de ellos se detalló en la Tabla 3-1.

En este estudio, el método empleado se basa en la comparación de la lluvia estimada de satélite con una "lluvia de referencia con base en tierra" que es la información de pluviómetros y que se usará para evaluar dos productos de satélite con diferente resolución espacial: PERSIANN con resolución de  $0.25^\circ$  y el producto PERSIANN-CCS con resolución de  $0.04^\circ$  para el período del 01 de Enero del 2003 a Octubre 31, 2009. Las herramientas estadísticas que permiten sintetizar el análisis y tener una visión más detallada del error son las siguientes:

- ✓ Para el análisis de la lluvia distribuida: se cuantificó el grado de dependencia entre los productos de lluvia, usando los coeficientes de correlación de Pearson y Kendall. Además, se utilizaron técnicas gráficas (diagrama de dispersión con histogramas, "box plot" y mapas).
- ✓ Para el análisis de la lluvia agregada: se generó índices de eficiencia basados en el análisis de todo el conjunto de datos, como el índice Nash–Sutcliffe (E), índice RSR y error en volumen (Ev). Además, estadísticos de detección, curva doble masa, grado de dependencia y técnicas gráficas (diagrama de dispersión con histogramas y "box plot"), que se describen a detalle a continuación.

El coeficiente de correlación de Pearson ( $r$ ) es un índice de dependencia lineal entre dos variables; sus valores adimensionales varían de menos uno a uno (Hirsh *et al.*, 1992). Se calcula con la siguiente ecuación:

$$r = \frac{\sigma_{xy}}{\sigma_x \sigma_y} \quad 5.1$$

donde:  $\sigma_{xy}$ , es la covarianza de  $x, y$ ;  $\sigma_x$ ,  $\sigma_y$ , son las desviaciones estándar de “ $x$ ” e “ $y$ ”.

El coeficiente de correlación de Kendall ( $\tau$ ) es un índice de dependencia entre dos variables, sin ser esta necesariamente lineal, es un análisis de correlación parcial por rangos; sus valores adimensionales varían de menos uno a uno (Hirsh *et al.*, 1992). Se calcula con la siguiente ecuación:

$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2} = \frac{P-M}{n(n-1)/2} \quad 5.2$$

donde: las  $n$  parejas de datos  $(x_1, y_1), (x_2, y_2), \dots, (x_n, y_n)$  son acomodadas de acuerdo a la magnitud de los valores de  $x$ , de tal manera que  $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$ , y  $y_i$  es la variable dependiente que se corresponde a los  $x_i$ ;  $P$ , el número de casos donde  $y_i > y_j (i > j)$ ;  $M$ , el número de casos donde  $y_i < y_j (i > j)$ ;  $S$ , es la puntuación efectiva de los rangos o estadístico de Kendall.

Para evaluar la significancia y los intervalos de confianza de los coeficientes de correlación, se ha empleado un nivel de significancia ( $\alpha$ ) del 5% y la prueba estadística t-Student para el coeficiente de Pearson, y la prueba estadística “suma de orden” para el coeficiente de Kendall. La hipótesis nula  $H_o$  es que las variables son independientes y distribuidas normalmente. (Hirsh *et al.*, 1992). La prueba estadística t-Student se calcula con la siguiente ecuación:

$$T_c = \frac{r\sqrt{n-2}}{\sqrt{1-r^2}} \quad 5.3$$

donde:  $T_c$  es el estadístico t-Student.  $H_o$  es rechazada si  $|T_c| > T_{1-\alpha/2}$ , donde  $T_{1-\alpha/2}$  es un punto de la distribución t-Student con  $n-2$  grados de libertad y probabilidad de excedencia de  $\alpha/2$ . La prueba estadística “suma de orden” se calcula con la siguiente ecuación:

$$Z = \begin{cases} \frac{S-1}{\sqrt{Var(S)}} & S > 0 \\ 0 & S = 0 \\ \frac{S+1}{\sqrt{Var(S)}} & S < 0 \end{cases} \quad 5.4$$

donde:  $Var(S) = n(n-1)(2n+5)/18$ ;  $H_o$  es rechazada si  $|Z_c| > Z_{1-\alpha/2}$ , donde  $Z_{1-\alpha/2}$  es el valor de la distribución normal estándar con una probabilidad de excedencia de  $\alpha/2$ .

Diversos autores indican que el coeficiente de Pearson es más sensible a los valores extremos. En cambio, el coeficiente de Kendall resiste el efecto de los valores extremos y por lo tanto, se ajusta mejor a valores con alto grado de asimetría y kurtosis (Hirsh et al., 1992; Legates y McCabe, 1999).

### 5.1.1 Índices de eficiencia utilizados

El índice E es conocido en Hidrología como índice Nash–Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970) pero en Meteorología como índice de puntuación de habilidad “skill score” (Murphy y Winkler, 1984), es un estadístico normalizado del error que determina la magnitud relativa del modelo simulado en relación a un modelo de referencia. Es la relación entre el error cuadrático medio de los valores simulados y la varianza en los datos observados, restado de la unidad. Sus valores adimensionales varían de menos infinito a uno. Se calcula con la siguiente ecuación:

$$MSE^{sim} = \frac{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y_t^{sim})^2}{n} \quad 5.5$$

$$E = 1 - \frac{MSE^{sim}}{MSE^{obs}} = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y_t^{sim})^2}{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y^{promedio})^2} \quad 5.6$$

donde:  $MSE^{obs}$ ,  $MSE^{sim}$ , son los errores cuadráticos medios de los datos observados y simulados;  $Y_t^{obs}$ ,  $Y_t^{sim}$ , son los datos observados y simulados en el tiempo  $t$ ;  $Y^{promedio}$  es el valor promedio de los datos observados;  $n$  es el número de intervalos temporales.

Otro estadístico normalizado del error es el índice RSR, que relaciona la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y la desviación estándar de las observaciones; cuyos valores adimensionales varían de cero al infinito (Moriassi *et al.*, 2007). El RSR se calcula con la siguiente ecuación:

$$RSR = \frac{RMSE^{sim}}{STDEV^{obs}} = \frac{\sqrt{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y_t^{sim})^2}}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (Y_t^{obs} - Y^{promedio})^2}} \quad 5.7$$

donde:  $RMSE^{sim}$  es el error cuadrático medio de los datos observados y simulados;  $STDEV^{obs}$  es la desviación estándar de los datos observados;  $Y_t^{obs}$ ,  $Y_t^{sim}$ , son los datos observados y simulados en el tiempo  $t$ ;  $Y^{promedio}$  es el valor promedio de los datos observados;  $n$  es el número de intervalos temporales.

Si bien existe una relación biunívoca entre el índice  $E$  y  $RSR$ , tal que  $RSR = \sqrt{1 - E}$ . Moriassi *et al.* (2007) emplean los índices  $E$  y  $RSR$  como criterios en la clasificación del rendimiento en la modelación hidrológica (ver sección 6.1), índices cada vez más difundidos en la hidrología, por lo que se optó en emplear ambos índices.

El error en volumen ( $E_v$ ) como índice de eficiencia de la lluvia, no es una medida de la diferencia de descarga como salida hipotética de un modelo de precipitación-escorrentía, sino más bien una conversión de la lluvia de mm/d a  $m^3/d$ , según la dimensión de la cuenca. En cambio, en la modelación hidrológica, el error en volumen es un indicador de la diferencia en el balance hídrico. Su valor se representa en porcentaje y se calcula con la siguiente ecuación:

$$E_v = \frac{V^{obs} - V^{sim}}{V^{sim}} * 100 \quad 5.8$$

donde:  $V^{obs}$ ,  $V^{sim}$  son los volúmenes de los datos observados y simulados. Este índice es empleado por Donigian y Imhoff (2002) como criterio en la clasificación del rendimiento en la modelación hidrológica (ver sección 6.1).

La tabla de contingencia (Tabla 5-1, panel superior) se emplea para registrar y analizar la relación entre dos variables, en este caso la lluvia de referencia y la lluvia estimada de satélite, y permite apreciar cuatro combinaciones: acierto (número de sucesos con ocurrencia de la lluvia y que están correctamente detectadas por el producto de satélite), pérdida (número de sucesos en que no hay ocurrencia de la lluvia pero el producto de satélite detecta ocurrencia), falsa alarma (número de sucesos en que hay ocurrencia de la lluvia pero el producto de satélite no detecta la lluvia) y sin evento (número de sucesos en que no hay lluvia y el producto de satélite tampoco detecta lluvia). Una gran variedad de estadísticos se puede calcular a partir de los elementos de la tabla de contingencia. Estos estadísticos son representativos del conjunto de datos y permiten evaluar la ocurrencia de la lluvia estimada de satélite por encima de un umbral (WWRP/WGNE, 2012).

Para el estudio se emplearán los siguientes estadísticos (Tabla 5-1, panel inferior): probabilidad de detección (POD), que representa la frecuencia de ocurrencias de lluvia que están correctamente detectadas por el producto de satélite; ratio de falsas alarmas (FAR), que representa la fracción de casos en que se registra lluvia del producto de satélite pero que en realidad no se registra lluvia; índice de éxito crítico (CSI), que es la fracción global de eventos de lluvia

diagnosticados correctamente por el producto de satélite; porcentaje de estimaciones correctas (PC); puntuación de habilidad de Heidke (HSS), mide la fracción de lluvias estimadas correctamente por el producto de satélite después de eliminar las lluvias que son correctas debido puramente a la suerte del azar; e índice de frecuencia del sesgo (FBIAS), que mide la relación entre la frecuencia de eventos de lluvia estimada de satélite y la frecuencia de eventos observados. Mayor información se remite al lector a la página web de “Working Group on Numerical Experimentation del World Weather Research Programme” (WWRP/WGNE, 2012), en que se detalla una guía orientativa de indicadores para validar productos de lluvia estimados de satélite, usados por diversos autores: Behrangi *et al.* (2012), Bliznak *et al.* (2012), Jiang *et al.* (2012), Labó (2012), Tang y Hossain (2012).

De las ecuaciones de los estadísticos de detección de los eventos de lluvia, se deduce que: la POD es sensible al número de aciertos, pero ignora las falsas alarmas; FAR, por otra parte, es sensible a falsas alarmas, pero ignora pérdidas. Además, si el FBIAS es mayor a 1, entonces el producto de lluvia de satélite sobrestima el área donde la lluvia está por encima del umbral fijado y si es menor a 1, la subestima (WWRP/WGNE, 2012).

		Referencia en tierra	
		si	no
Estimación de satélite	si	a (acierto)	b (falsa alarma)
	no	c (pérdida)	d (no evento)
		si = lluvia $\geq$ umbral	a+b+c+d=1
		si = lluvia < umbral	

Estadísticos	Ecuación	Rango	Óptimo
Probabilidad de detección	$POD = \frac{a}{a+c}$	0 - 1	1
Ratio de falsas alarmas	$FAR = \frac{b}{a+b}$	0 - 1	0
Índice de éxito crítico	$CSI = \frac{a}{a+b+c}$	0 - 1	1
Porcentaje de estimaciones correctas	$PC = \frac{a+d}{a+b+c+d}$	0 - 1	1
Puntuación de habilidad Heidke	$HSS = \frac{2(ad-bc)}{(a+c)(c+d)+(a+b)(b+d)}$	$-\infty - 1$	1
Índice de frecuencia del sesgo	$FBIAS = \frac{a+b}{a+c}$	0 - $\infty$	1

Tabla 5-1. Panel superior: tabla de contingencia. Panel inferior: estadísticos de detección de los eventos de lluvia obtenidos a partir de la tabla de contingencia.

### 5.1.2 Tratamiento de la información

Se cuantificó el grado de dependencia espacial entre los productos de satélite y la lluvia de referencia, a escala temporal anual, mensual y diaria. Además, se obtuvieron los índices de eficiencia de los productos de lluvia diaria, a diferentes escalas de agregación de la cuenca.

Los productos de satélite se re proyectaron con el método del vecino más cercano, a proyección UTM (Zona 30N, datum WGS-84) y tamaño de celda de 3484 m que se discute en la sección 7.2.3. Este método de re proyección fue también empleado por Ebert *et al.* (2007) en su estudio de validación de algoritmos de estimación de la lluvia de satélite. Y con el fin de comparar los mapas de los productos de satélite con las estimaciones puntuales de pluviómetros, fue necesario interpolar para generar campos de lluvia de pluviómetros con la misma resolución que los productos de satélite. Para ello se usó el método de interpolación inverso de la distancia ponderada al cuadrado, en adelante IDW. Los campos de lluvia

mensual y anual se obtuvieron adicionando los campos de lluvia diaria y mensual respectivamente.

Por la alta densidad de la red de pluviómetros, los diferentes métodos de interpolación dan resultados comparables, por lo que se justifica un método simple como el IDW; en acuerdo con esto diversos autores emplearon el IDW para generar campos de lluvia a comparar con los productos de satélite (Jiang *et al.*, 2012; Kizza *et al.*, 2012; Tang y Hossain, 2012). Sobre los métodos para reproyección de los datos “raster”. Demaria *et al.* (2011) realizaron un análisis de sensibilidad de los métodos y reportan que esto no tiene efecto en los resultados de su estudio.

Para el procesamiento de los datos, fue necesario escribir un programa en MATLAB y ArcGIS-Toolbox, que permitió automatizar el procesamiento de los datos. En el caso de lluvia areal, se calculó por interpolación con IDW como output del modelo TETIS, a diferentes escalas de agregación de cuenca.

Para facilitar la redacción, se denotó a la lluvia de pluviómetros, PERSIANN y PERSIANN-CCS, como So, S1 y S2 respectivamente; y a las escalas de agregación de cuenca de 861, 1301, 2883, 3427 y 21500 km<sup>2</sup>, con E1, E2, E3, E4 y E5 respectivamente (Ver Tabla 5-2).

Notación	Lluvia	Resolución espacial
So	Pluviómetros	valor puntual
S1	PERSIANN	0.025°
S2	PERSIANN-CCS	0.04°

Notación	Escala de agregación de cuenca (km <sup>2</sup> )	Rango de altitud (msnm)	Nombre
E1	861	1009 – 1726	Pajaroncillo
E2	1,301	40 – 600	Albaida
E3	2,883	799 – 1726	Alarcón
E4	3,427	630 – 1726	Contreras
E5	21,500	0 - 1726	Sueca

Tabla 5-2. Notación usada en la caracterización del error de los dos productos de satélite.

Además, se usó la notación T1 en el análisis de la comparación entre el producto de lluvia PERSIANN y la lluvia de pluviómetros, y T2 para comparar el producto de lluvia PERSIANN-CCS con la lluvia de pluviómetros.

## 5.2 Lluvia distribuida

### 5.2.1 Campos de lluvia anual

Las series temporales de la Figura 5-1 muestra las correlaciones entre los productos anuales de lluvia satélite y de pluviómetros de los coeficientes de Pearson y de Kendall, a lo largo de los 7 años analizados para las comparaciones T1 y T2. Y, se obtiene correlación positiva significativa de los productos de satélite con la lluvia de referencia en todos los años, a excepción del año 2006 en que no hay correlación con el producto PERSIANN. Se ha empleado un nivel de significancia del 5% y la prueba estadística t-Student para el coeficiente de Pearson, y prueba estadística “suma de orden” para el coeficiente de Kendall (Hirsh *et al.*, 1992).

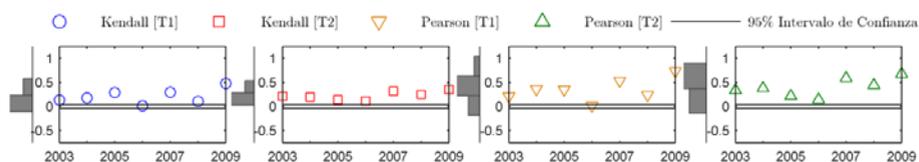


Figura 5-1. Series temporales con histogramas de la correlación anual de lluvia de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Se utilizaron 1811 celdas en la cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Por otro lado, en el “box plot” de la Figura 5-2 realizado para los siete años analizados, se aprecia que los coeficientes de correlación de Pearson obtienen valores más altos que con el coeficiente de Kendall; con valores máximos de 0.73 [T1] y 0.67 [T2] con Pearson; y valores máximos de 0.48 [T1] y 0.35 [T2] con Kendall. En dicha figura se aprecia que la correlación de Pearson presenta mayor variabilidad al tener mayor rango intercuartil. Esto puede deberse a que valores

más altos de Pearson se ven influenciados por lluvias máximas y mínimas en algunas zonas de la cuenca. En cambio, la correlación de Kendall resiste el efecto de los valores extremos (Hirsh *et al.*, 1992).

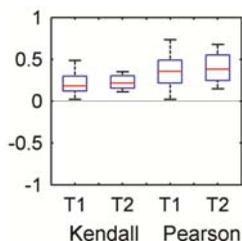


Figura 5-2. “Box plot” de la correlación anual para las comparaciones T1 y T2 con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (líneas de color negro). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Los mapas de la Figura 5-3 muestran la mejor correlación de campos de lluvia anual en el periodo analizado del 2003 al 2009, resultando ser el año 2009 el de mejor correlación. En dicho año se encuentra que en la zona costera, los productos de satélite detectan la lluvia correctamente pero sobreestiman su valor en un 7 y 208% con los productos de satélite S1 y S2 respectivamente. En el caso de la zona montañosa, la sobrestimación es mayor, con valores de 53 y 281% con los productos de satélite S1 y S2 respectivamente. Al respecto, Levizzani (2008) indica que las montañas emiten radiación muy variable que dificultan la detección de los satélites con sensores de microondas pasivos.

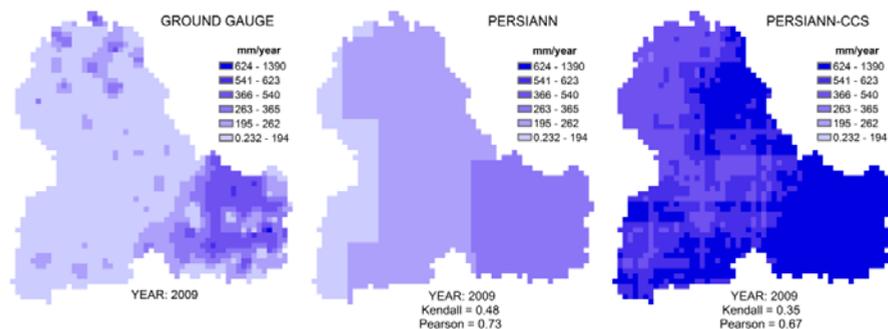


Figura 5-3. Campos de la lluvia anual de So, S1 y S2 de la mejor correlación en las comparaciones con T1 y T2. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Respecto a la lluvia máxima anual en el periodo del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009, PERSIANN-CCS sobrevalora mientras que PERSIANN subestima la lluvia máxima anual. Así, se obtuvieron valores máximos de celda de 985, 448 y 1224 mm/año con las estimaciones de lluvia So, S1 y S2 respectivamente.

### 5.2.2 Campos de lluvia mensual

La Figura 5-4 muestra las correlaciones entre los productos mensuales de lluvia satélite y de pluviómetro del coeficiente de Pearson y de Kendall en las comparaciones T1 y T2. Y, de la nube de puntos, se obtiene una correlación positiva significativa con el producto PERSIANN, en el 61% de meses con coeficiente de Pearson y 66% de meses con el coeficiente de Kendall. En cambio, con PERSIANN-CCS se obtiene 65 y 70% de meses respectivamente. Además, se obtiene una correlación negativa significativa en el 27 y 22% de meses con T1, y en el 27 y 23% de meses con T2.

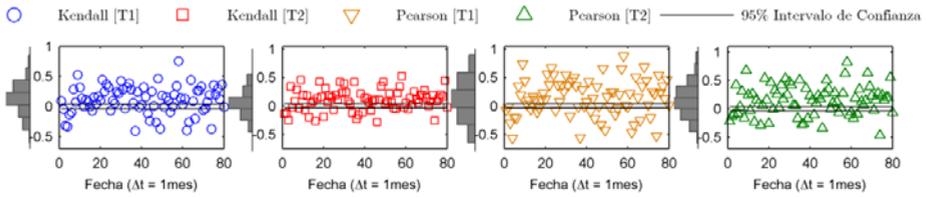


Figura 5-4. Correlación entre los campos de lluvia mensual de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Se utilizaron 1811 celdas en la cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

En general, se aprecia en el “box plot” de la Figura 5-5, que el coeficiente de correlación de Pearson obtiene valores ligeramente más altos que el coeficiente de correlación de Kendall; con valores máximos de 0.878 [T1] y 0.884 [T2] con Pearson; y valores máximos de 0.753 [T1] y 0.597 [T2] con Kendall. En dicha figura se aprecia que la correlación de Pearson presenta mayor variabilidad al tener un mayor rango intercuartil en comparación con Kendall. Esto puede deberse a que valores más altos de Pearson se ven influenciados por meses sin lluvia (ceros) y lluvias máximas en algunas zonas de la cuenca, como ya se ha indicado para el caso de lluvia anual.

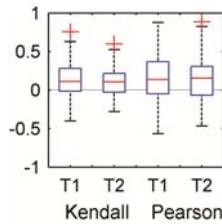


Figura 5-5. “Box plot” de la correlación mensual para las comparaciones T1 y T2, con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (líneas de color negro) y los valores “outliers” (cruces rojas). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

La Figura 5-6 muestra los campos de lluvia mensual de la mejor correlación T1, que ocurre en el mes de Octubre del 2007 (panel superior de la figura), mientras que con T2 ocurre en el mes de Septiembre del 2009 (panel inferior de la figura). En dichas figuras, los satélites detectan la lluvia en la zona montañosa, pero sobreestiman su valor en 485 y 23% con S1 y S2 respectivamente. También

detectan las lluvias en la zona costera y en la parte media de la cuenca, pero sobreestiman su valor en 16 y 17% con S1 y S2 respectivamente.

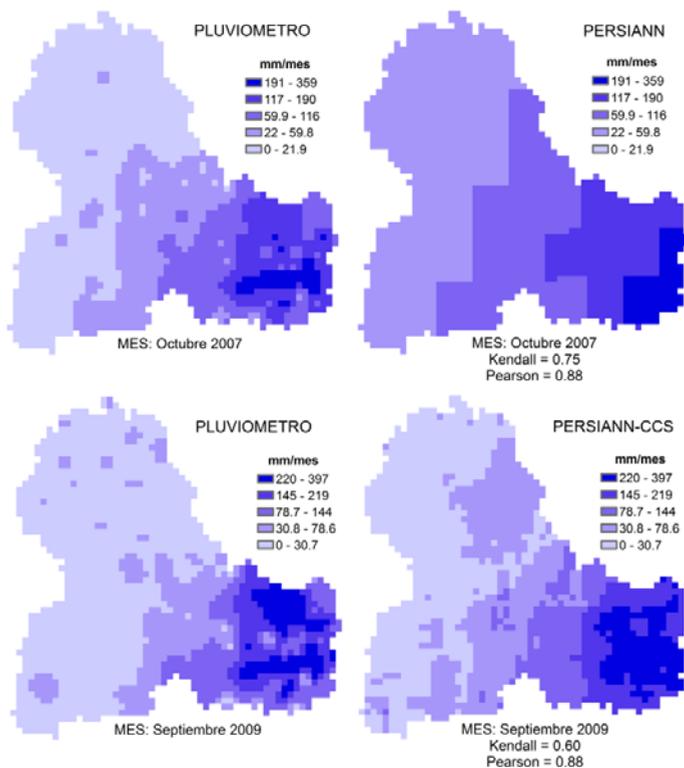


Figura 5-6. Campos de lluvia mensual de  $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$  de la mejor correlación  $T_1$  (panel superior) y  $T_2$  (panel inferior). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Respecto a la lluvia máxima mensual en el periodo del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009, PERSIANN-CCS sobrevalora mientras que PERSIANN subestima. Así, se obtuvieron valores máximos de celda de 397, 219 y 563 mm/mes para las estimaciones de la lluvia con  $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$  respectivamente.

### 5.2.3 Campos de lluvia diaria

La Figura 5-7 muestra las correlaciones entre los productos diarios de lluvia satélite y de pluviómetro del coeficiente de Pearson y de Kendall en las comparaciones T1 y T2. De la nube de puntos, se obtiene una correlación positiva significativa en el 44 y 52% de días con T1; y un 40 y 51% de días con T2. Además, existe una correlación negativa significativa en el 35 y 37% de días con T1; y en el 31 y 36% de días con T2 (primer valor es el coeficiente de Pearson y segundo es el de Kendall).

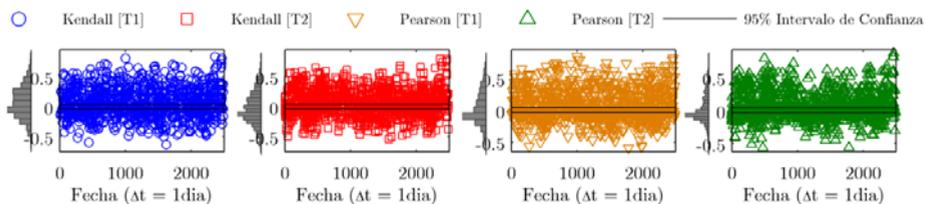


Figura 5-7. Correlación entre los campos de lluvia diaria de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Se utilizaron 1811 celdas en la cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Por otro lado, en el “box plot” de la Figura 5-8, se aprecia que los coeficientes de correlación de Pearson y de Kendall se obtienen valores muy cercanos; con valores máximos de 0.84 [T1] y 0.87 [T2] con Pearson; y valores máximos de 0.84 [T1] y 0.79 [T2] con Kendall. En dicha figura se aprecia que los valores “outliers” ligeramente se incrementan con T2.

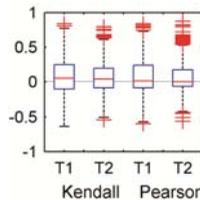


Figura 5-8. “Box plot” de la correlación diaria para las comparaciones T1 y T2, con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (línea de color negro), y los valores “outliers” (cruces rojas). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

En general, a escala diaria para los dos productos de satélite, las correlaciones bajas obtenidas están en acuerdo con Dinku *et al.* (2010), quienes reportan el mismo comportamiento con los productos de satélite CMORPH y TRMM, atribuidas al efecto orográfico y presencia de lluvia cálida.

Si se analiza la correlación diaria en las estaciones del año, se observan claras diferencias estacionales (Figura 5-9). En los meses de invierno la correlación es más débil, debido a que las lluvias se concentran más en la zona montañosa y tal vez, este efecto orográfico no está bien detectado por los satélites. Por el contrario, en verano se observa el patrón opuesto, con una correlación positiva significativa, posiblemente por la mayor presencia de días sin lluvia (valor cero). Esto se ve reflejado en valores más altos con el coeficiente de correlación de Pearson en verano, ya que la presencia de ceros favorece una mayor correlación; en cambio el coeficiente de correlación de Kendall representa mejor estos casos, ya que resiste el efecto de valores extremos (valores mínimos en este caso). En primavera y otoño hay correlación positiva significativa. Al respecto, Labó (2012) obtiene con tres productos de satélite (H01, H02 y H03, generados con información de sensores MW y combinación IR-MW) una mayor correlación en verano (de 0.2 a 0.4) que en invierno (menor de 0.1), además de mayor probabilidad de detección de lluvia en verano con valores de 0.5 a 0.7.

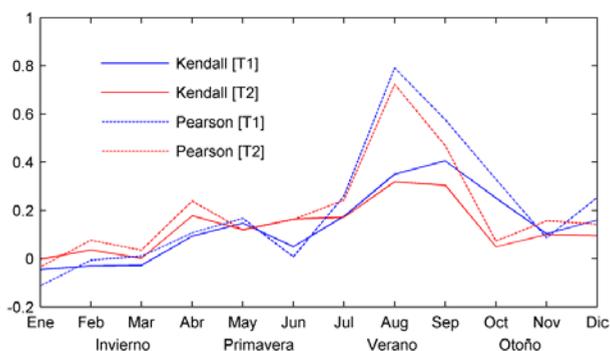


Figura 5-9. Correlación promediada entre los campos de lluvia diaria de satélite y de pluviómetro para las comparaciones T1 y T2. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

La Figura 5-10 muestra los campos de lluvia diaria de la mejor correlación para PERSIANN y PERSIANN-CCS; y se obtiene que la mejor correlación del coeficiente de Pearson para ambos productos de satélite, es un día de verano posiblemente por la presencia de días sin lluvia (valor cero) y posibles tormentas convectivas en la zona costera. La mejor correlación del coeficiente de Kendall para ambos productos de satélite es un día de primavera, estación en que ocurren menos eventos extremos pero mayor presencia de lluvia en la zona montañosa. Sin embargo, en esta zona, ambos productos de satélite sobrestiman la lluvia: 826% con S1 y 1675% con S2. Esto posiblemente por la presencia de nubes cirros (Dinku *et al.*, 2009) que son nubes muy altas con cristales de hielo que no llegan a desarrollar lluvia, pero que el satélite detecta como tal. En cambio, en la zona costera se subestima 37% con S2. Esto posiblemente por presencia de lluvias cálidas (Dinku *et al.*, 2009), que son lluvias de nubes que no llegan lo suficientemente alto en la atmósfera para registrarse como nubes frías y ser detectadas por el satélite como presencia de lluvia.

En el periodo del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009, PERSIANN-CCS sobrevalora la lluvia máxima diaria, mientras que PERSIANN subestima. Así, se obtuvieron valores máximos de celda de 190, 65 y 215 mm/d para So, S1 y S2 respectivamente.

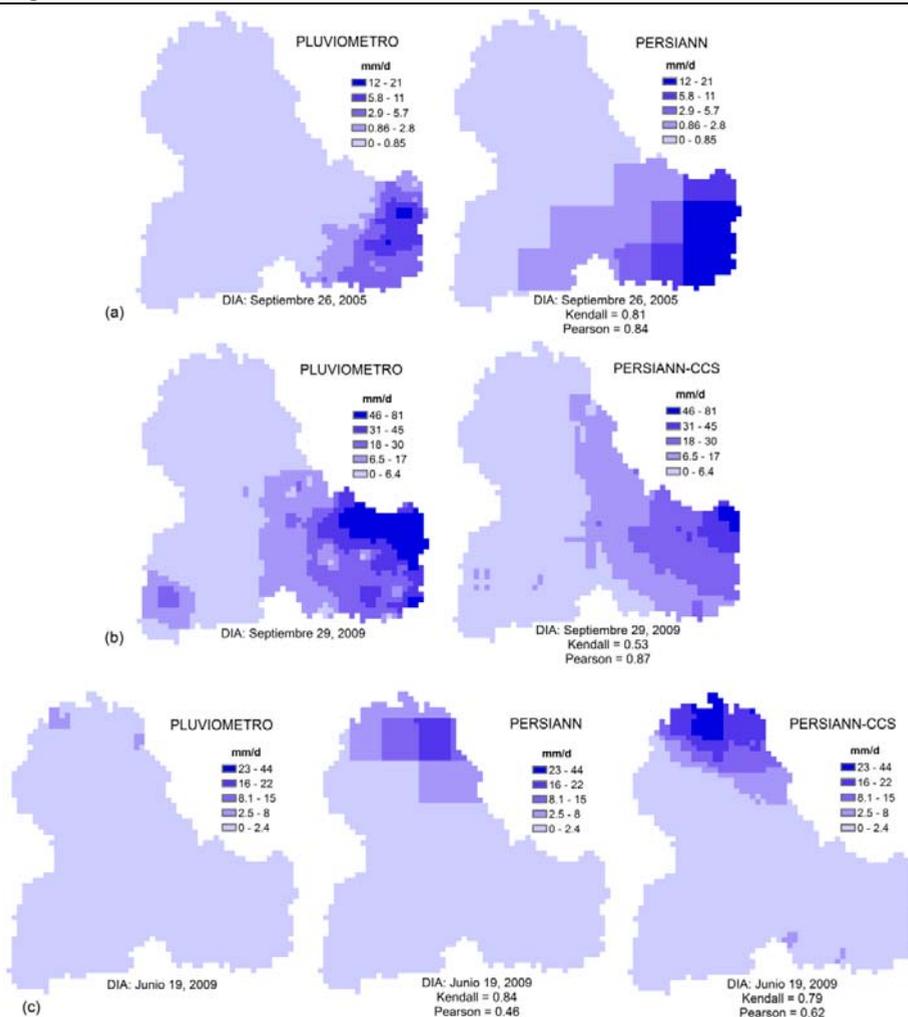


Figura 5-10. Campos de lluvia diaria de So, S1 y S2 de la mejor correlación: (a) correlación del coeficiente de Pearson para la comparación T1, (b) correlación del coeficiente de Pearson para la comparación T2, (c) correlación del coeficiente de Kendall para la comparación T1 y T2. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

### 5.3 Lluvia areal

En la Figura 5-11 se aprecia que PERSIANN-CCS sobrevalora la lluvia areal diaria mientras que PERSIANN subestima. Así, el valor medio de So (línea azul) es mayor en un 25 a 42% y menor en un 29 a 71% que S1 (línea verde) y S2 (línea roja) respectivamente, dependiendo de la escala de agregación de cuenca. Al respecto, Jiang *et al.* (2012) reportan subestimación con tres productos de satélite (3B42V6, 3B42RT y CMORPH) en la cuenca del río Mishui (9,972 km<sup>2</sup>) en China de topografía compleja y clima subtropical húmedo.

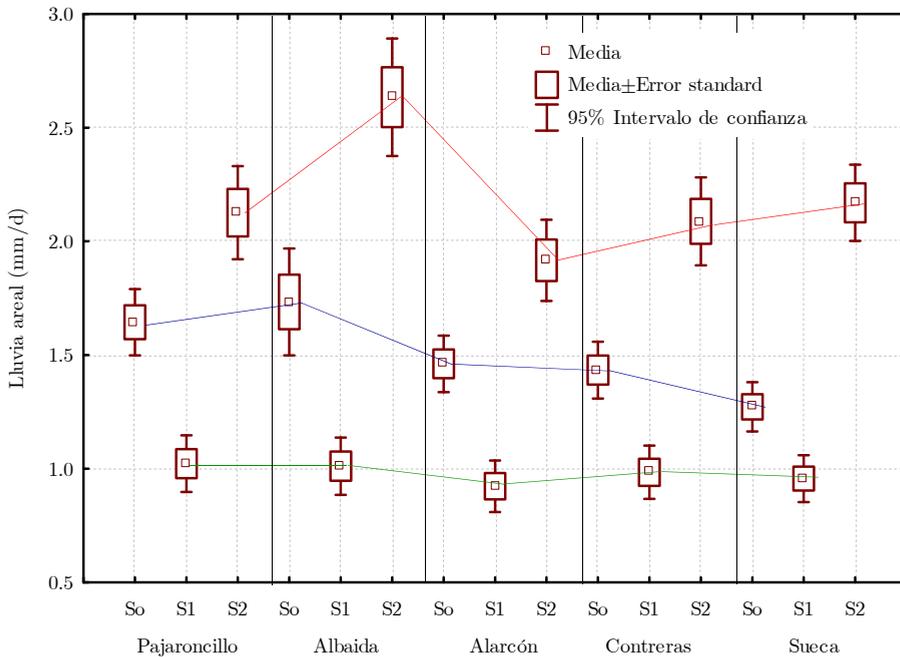


Figura 5-11. “Box plot” de la lluvia areal diaria con pluviómetros (línea azul), lluvia PERSIANN (línea verde) y lluvia PERSIANN-CCS (línea roja) según la escala de agregación de cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

En la Tabla 5-3 se recogen los valores medios y máximos de la lluvia areal. Con valores medios de So, S1 y S2 que varían: de 1.27 a 1.64 (So), de 0.92 a 1.02 (S1), de 1.92 a 2.63 (S2), según escala de agregación de cuenca.

Notación	Área drenante (km <sup>2</sup> )	Valor medio (mm/d)			Valor máximo (mm/d)		
		So	S1	S2	So	S1	S2
Pajaroncillo E1	861	1.64	1.02	2.13	37.71	36.75	50.36
Albaida E2	1,301	1.73	1.01	2.63	106.38	46.39	84.63
Alarcón E3	2,883	1.46	0.92	1.92	24.75	34.48	42.54
Contreras E4	3,427	1.43	0.98	2.09	32.33	36.35	54.14
Sueca E5	21,500	1.27	0.96	2.17	29.90	34.12	31.38
Promedio		1.51	0.98	2.19	46.21	37.62	52.61

Tabla 5-3. Valores medios y máximos de la lluvia areal diaria con So, S1 y S2, de acuerdo a la escala de agregación E1, E2, E3, E4 y E5. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Los resultados indican que los productos de satélite tienen dificultad en detectar las lluvias máximas (Tabla 5-3 y Figura 5-12). Así, en la subcuenca Albaida, los dos productos de satélite subestiman: un 56% con S1 y un 20% con S2; es decir el producto de satélite no detecta bien las lluvias máximas y probables SCM en otoño, característicos en esta zona. En cambio, en la subcuenca de Pajaroncillo, se subestima un 3% con S1 pero se sobrestima un 34% con S2, es decir las lluvias orográficas, características de esta zona, no están siendo bien detectadas por el producto PERSIANN; lo contrario ocurre con PERSIANN-CCS, en que pareciera que detecta en exceso y eso podría deberse a la presencia de nubes cirros, que son nubes muy altas con cristales de hielo que no desarrollan lluvia pero que el producto de satélite detecta como tal. En el resto de escalas de agregación de cuenca, ambos productos de satélite sobrestiman la lluvia máxima con valores que varían del 5 al 72%. Al respecto, los siguientes autores concluyen que los productos de satélite no detectan bien eventos extremos: Bitew y Gebremichael (2010) con PERSIANN-CCS en Etiopía; Conti *et al.* (2011) con tres productos de satélite (CMORPH, PERSIANN, TRMM-3B42) en Sicilia; y por último

AghaKouchak *et al.* (2011) con cuatro productos de satélite (CMORPH, PERSIANN, TMPART, TMPAV6) en USA.

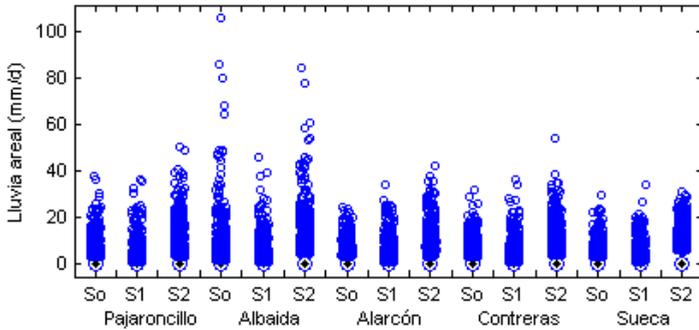


Figura 5-12. Lluvia areal diaria con So, S1 y S2 de acuerdo a la escala de agregación de cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Hong *et al.* (2007) y Bitew y Gebremichael (2010), reportan dificultad en la detección de lluvias ligeras en un terreno montañoso con PERSIANN-CCS. Y, de nuestros resultados (Figura 5-13), se evidencia la dificultad en detectar correctamente lluvias ligeras menores a 1 mm/d, que el producto de satélite sobreestima con valores de hasta 85 mm/d en el caso de la subcuenca Albaida. Esto posiblemente debido al efecto de nubes cirros. Similares resultados obtienen Goncalves *et al.* (2006) con la lluvia PERSIANN. Al respecto, Sorooshian *et al.* (2011) indican que es un desafío estimar con productos de satélite: lluvia orográfica y lluvia ligera. Todo esto es consistente con nuestros resultados y sugiere que PERSIANN y PERSIANN-CCS tienen dificultad para detectar lluvia sobre regiones complejas orográficamente.

Al realizar una inspección visual de la curva doble masa (Figura 5-14) en las que se compara la lluvia acumulada PERSIANN con la lluvia de referencia [T1] y la lluvia acumulada PERSIANN-CCS con la lluvia de referencia [T2], se observa que subestima con PERSIANN (pendiente de recta menor a 1) y sobreestima con PERSIANN-CCS (pendiente de recta mayor a 1) en todas las escalas de agregación de cuenca.

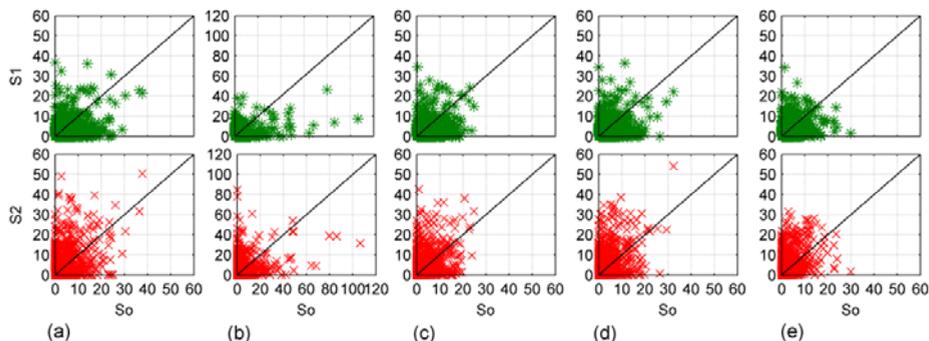


Figura 5-13. Diagrama de dispersión de la lluvia areal diaria entre  $S_o$  y  $S1[T1]$ ,  $S_o$  y  $S2 [T2]$ , según escala de agregación de cuenca: E1(a), E2(b), E3(c), E4(d) y E5(d). Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

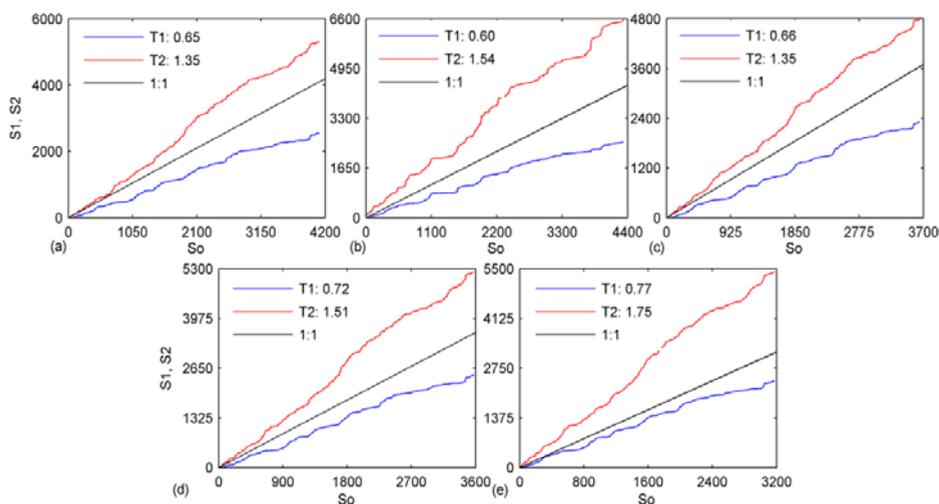


Figura 5-14. Curva doble masa de la lluvia areal diaria acumulada y recta de pendiente 1:1, según escala de agregación de cuenca: E1(a), E2(b), E3(c), E4(d) y E5(e). Leyenda: pendiente de la recta que mejor se ajusta a la curva doble masa. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

La Figura 5-15 muestra un diagrama de dispersión con las correlaciones para T1 y T2, en las que se aprecia que existe una correlación positiva significativa de los dos productos de satélite en todas las escalas de agregación de cuenca, con valores del coeficiente de correlación de Pearson y de Kendall que varían de 0.33 a 0.51,

con un nivel de significancia del 5% y prueba estadística t-Student para el coeficiente de Pearson, y prueba estadística “suma de orden” para el coeficiente de Kendall (Hirsh *et al.*, 1992). Al respecto, Jiang *et al.* (2012) reportan coeficiente de correlación de Pearson de 0.76 a 0.80 para tres productos de satélite (CMORPH, 3B42V6 y 3B42RT) en una cuenca de 9,972 km<sup>2</sup> en China de topografía compleja y clima subtropical húmedo; con valores más altos a los que obtenemos en el estudio, posiblemente debido a la climatología del área estudiada.

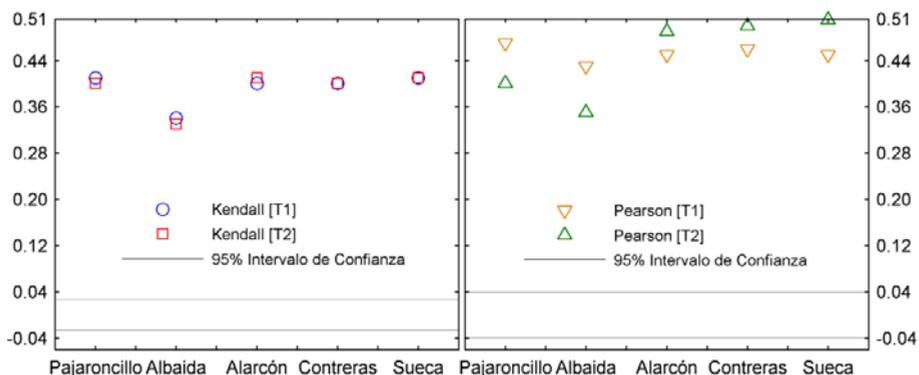


Figura 5-15. Diagrama de dispersión de la correlación de la lluvia areal diaria para las comparaciones T1 y T2, de acuerdo a la escala de agregación de cuenca. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

### 5.3.1 Resultados de los índices de eficiencia

A partir de la tabla de contingencia se calcularon los estadísticos de detección de eventos de lluvia para un umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Diversos autores utilizan umbrales de lluvia: de 0 mm/d (Bližňák *et al.*, 2012); 1 mm/d (Ebert *et al.*, 2007; Jiang *et al.*, 2012), 0.25 mm/h (Lábó, 2012), 1 mm/h (Zahraei *et al.*, 2012), 0.01, 0.05, 5 y 20 mm/d (Hossain y Huffman, 2008), 10, 20 y 40 mm/h (Zahraei *et al.*, 2012), varían de 1 a 20 mm/d (Vila *et al.*, 2009), varían de 0.5 a 20 (Getirana *et al.*, 2011).

En la Tabla 5-4 se recogen los valores calculados en función de la escala de agregación de cuenca. Por ejemplo en la subcuenca de Pajaroncillo se obtiene un

69 y 61% de probabilidad de detectar lluvias mayores a 0.5 mm/d con PERSIANN y PERSIANN-CCS respectivamente.

De acuerdo a la Tabla 5-4 se evidencia un menor FBIAS y FAR con lluvia PERSIANN-CCS y mayor POD con lluvia PERSIANN para todas las escalas de agregación de cuenca. Por lo tanto, PERSIANN tiene mayor probabilidad de detección de lluvia pero mayor falsa alarma para todas las escalas agregadas de cuenca. Similar resultado es reportado por Behrangi *et al.* (2012). Además, con los dos productos de satélite, la detección de la lluvia es menor en la subcuenca de Albaida (zona costera con lluvias torrenciales y probables SCM en otoño) que en la subcuenca de Pajaroncillo (zona montañosa con lluvias orográficas). Es decir, estas diferencias en la detección por el producto de satélite, están siendo influenciadas por las características climáticas y fisiográficas de la zona. En acuerdo con eso, Hossain y Huffman (2008) reportan que la POD depende de la resolución del producto de satélite, región, estación del año y umbral de lluvia.

PERSIANN	Área (km <sup>2</sup> )	POD	FAR	CSI	PC	HSS	FBIAS
Pajaroncillo	861	0.69	0.52	0.39	0.75	0.40	1.43
Albaida	1,301	0.53	0.53	0.34	0.75	0.34	1.12
Alarcón	2,883	0.72	0.53	0.40	0.76	0.41	1.52
Contreras	3,427	0.71	0.51	0.40	0.76	0.42	1.45
Sueca	21,500	0.69	0.49	0.42	0.75	0.41	1.35
PERSIANN-CCS	Área (km <sup>2</sup> )	POD	FAR	CSI	PC	HSS	FBIAS
Pajaroncillo	861	0.61	0.39	0.44	0.74	0.42	1.00
Albaida	1,301	0.47	0.33	0.38	0.72	0.35	0.70
Alarcón	2,883	0.61	0.37	0.45	0.74	0.42	0.96
Contreras	3,427	0.60	0.34	0.46	0.74	0.44	0.91
Sueca	21,500	0.58	0.25	0.49	0.73	0.44	0.78

Tabla 5-4. Estadísticos de detección de eventos de la lluvia areal en función de la escala de agregación de cuenca con umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Periodo analizado: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Respecto a los índices de eficiencia de lluvia, se obtienen valores de E que varían de -0.06 a 0.16, RSR de 0.92 a 1.03, Ev de -24.83 a -41.67% con T1; y E que varía de -0.93 a -0.46, RSR de 1.21 a 1.39, Ev de 29.32 a 70.54% con T2, dependiendo de la escala de agregación de cuenca (Figura 5-16). Del análisis, E tienen valores negativos con PERSIANN-CCS debido a que el error cuadrático medio es mayor que la varianza de la lluvia de referencia. Además, el Ev para todas las escalas de agregación de la cuenca, subestima con lluvia PERSIANN y sobrestima con lluvia PERSIANN-CCS.

En el caso de las dos cuencas más pequeñas (861 y 1,301 km<sup>2</sup>), éstas tienen mejor RSR y E con lluvia PERSIANN-CCS. La cuenca Albaida de 1301 km<sup>2</sup> tiene mejor rendimiento en E, con los dos productos de satélite; en cambio la cuenca más pequeña Pajaroncillo tiene mejor rendimiento en Ev pero solo con el producto PERSIANN-CCS. Estos resultados pueden estar influenciados por un conjunto de factores locales entre los que destaca la orografía o la situación relativa respecto a la costa (Álvarez, 2011).

En Pajaroncillo, el relieve montañoso (altitud de 1009 a 1726 msnm) obliga a la masa de aire a ascender por la ladera de barlovento, condensando el vapor de agua que induce el enfriamiento del aire y origina las lluvias orográficas. En cambio, a sotavento el aire ya seco desciende rápidamente aumentando la presión atmosférica y la temperatura (efecto Foehn), este efecto provoca un marcado contraste entre las laderas de barlovento y sotavento (Álvarez, 2011) y tal parece que el área con lluvia orográfica no está siendo bien detectado a la escala del producto de satélite. Además, Levizzani (2008) indica que las montañas emiten una radiación muy variable que dificultan la detección de los satélites con sensores de microondas pasivos. Por otro lado, la subcuenca Albaida, zona costera (altitud de 40 a 600 msnm) presenta lluvias torrenciales y probables SCM en otoño. Al respecto, Ebert *et al* (2007) evaluaron los productos de satélite PERSIANN, NRL-Geo, TMPA-RT y CMORPH y reportan que cuanto más convectivo sea el régimen de lluvia, más preciso el producto de satélite en las estimaciones.

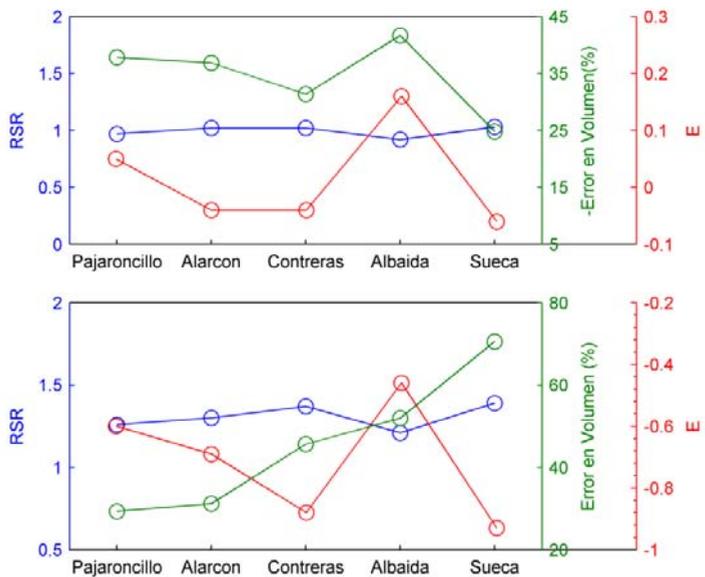


Figura 5-16. Índices de eficiencia de la lluvia areal diaria para la comparación T1 (panel superior) y T2 (panel inferior) de acuerdo a la escala de agregación de cuenca. Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

## 5.4 Discusión de resultados

La cuenca del río Júcar tiene un clima mediterráneo con marcado contraste entre la época más húmeda (primavera y otoño) y la más seca y calurosa (verano), y un régimen hidrológico afectado por la orografía del sistema Ibérico y los SCM de otoño. El patrón espacio-temporal de la lluvia, la climatología y la particular orografía de la cuenca, influyen en la detección de la lluvia por los satélites y por lo mismo, pueden hacer complicado su uso en aplicaciones hidrológicas, cuestión que se analizará en el siguiente capítulo.

En este capítulo se evaluó la lluvia estimada de satélite a escala temporal anual, mensual y diaria, y también a diferentes escalas de agregación de cuenca que reflejan diferentes campos de aplicación en la Hidrología.

Las correlaciones entre la lluvia estimada a partir de satélite y la obtenida mediante los pluviómetros indican que la primera es aceptable a escala anual (Figura 5-1 y Figura 5-2), menos aceptable a escala mensual (Figura 5-4 y Figura 5-5), pero resulta pobre a escala diaria (Figura 5-7 y Figura 5-8). En este sentido, Salsón (2001) indica que la lluvia de la cuenca del río Júcar es un proceso complejo influenciado por el clima y la orografía, en el que destaca el efecto del sistema Ibérico (Dunkeloh y Jacobeit, 2003; Sotillo *et al.*, 2003; González-Hidalgo *et al.*, 2010), y posiblemente esto está afectando la detección de la lluvia por los satélites.

En el análisis de las mejores correlaciones en la cuenca (Figura 5-3 y Figura 5-6), se encuentra que en la Región Noroeste de la cuenca (caracterizada por montañas del sistema Ibérico, altitudes muy altas y presencia de lluvia orográfica) la lluvia estimada de satélite sobreestima los valores medios a escala anual y mensual con los dos productos de satélite. En cambio, en la Región Sureste (caracterizada por altitudes bajas con presencia de lluvia mediterránea y probables SCM en otoño), la sobrestimación de la lluvia es menor con los dos productos de satélite a escala anual y mensual.

Si se analiza la correlación diaria en las estaciones del año, se observan claras diferencias estacionales (Figura 5-9). En los meses de invierno la correlación es más débil, debido a que las lluvias se concentran más en la zona montañosa y tal vez, este efecto orográfico no está bien detectado por los satélites. Por el contrario, en verano se observa el patrón opuesto, con correlación positiva significativa, posiblemente por la presencia de días sin lluvia (valor cero). Esto se ve reflejado en valores más altos con el coeficiente de Pearson, ya que la presencia de ceros favorece una mayor correlación; mientras que el coeficiente de Kendall representa mejor estos casos ya que resiste el efecto de los valores extremos (valores mínimos en este caso).

Con la lluvia areal diaria a diferentes escalas de agregación de cuenca, los productos de satélite obtienen valores máximos con errores muy altos (Tabla 5-3 y Figura 5-12), que están en acorde con los resultados de Bitew y Gebremichael (2010), Conti *et al.* (2011) y AghaKouchak *et al.* (2011). Se evidencia sobrestimación con lluvias ligeras (Figura 5-13); al respecto, Goncalves *et al.* (2006), Hong *et al.* (2007) y Bitew-Gebremichael (2010), reportan dificultad en la detección de este tipo de lluvias. En general, PERSIANN-CCS sobrevalora mientras que PERSIANN subestima a diferentes escalas de agregación de cuenca (Figura 5-11 y Figura 5-14). Además PERSIANN tiene mayor probabilidad de detección de lluvia pero mayor falsa alarma para todas las escalas de agregación de cuenca (Tabla 5-4), lo que coincide con lo reportado por Behrangi *et al.* (2012). Por otro lado, la detección de lluvia es menor en la subcuenca Albaida (zona costera con lluvias torrenciales y probables SCM en otoño) que en la subcuenca de Pajaroncillo (zona montañosa con lluvias orográficas). Es decir, estas diferencias en la detección por el producto de satélite, están siendo influenciadas por las características climáticas y fisiográficas de la zona, que coincide con lo reportado por Hossain y Huffman (2008).

Respecto a los índices de eficiencia de la lluvia para diferentes escalas de agregación de cuenca (Figura 5-16), se obtienen valores negativos de E con PERSIANN-CCS en todos los casos. El Ev subestima con PERSIANN y sobrestima con PERSIANN-CCS en todos los casos.

En el caso de las cuencas más pequeñas (Pajaroncillo con 841 km<sup>2</sup> y Albaida con 1301 km<sup>2</sup>), éstas tienen mejor RSR y E con PERSIANN-CCS que en el resto de cuencas. En general, las cuencas más pequeñas tienen mejor rendimiento en E, con los dos productos de satélite y mejor rendimiento en Ev pero solo con PERSIANN-CCS, excepto para una escala de agregación de 1,301 km<sup>2</sup> (Albaida) posiblemente debido a que esta subcuenca está más afectada por lluvias torrenciales y probables SCM en otoño que ocasionan dificultad en la detección de la lluvia por el satélite.



## Capítulo 6

# MODELACIÓN HIDROLÓGICA CON LLUVIA ESTIMADA DE SATÉLITE

La modelización hidrológica es compleja por la significativa variabilidad espacio temporal de los procesos físicos involucrados, debido a variaciones en factores fisiográficos como clima, geología, suelo, vegetación, topografía e intervenciones humanas (Wood, 1995); sin embargo, los avances en el conocimiento científico han ayudado a comprender y relacionar dichos procesos. Es así, que la modelación hidrológica tiene un papel importante en la mayoría de aspectos de la gestión del agua y del medio ambiente.

Los actuales modelos hidrológicos distribuidos permiten simular caudales no únicamente en la salida de una cuenca, sino en cualquier parte de la cuenca pero la eficacia de estos modelos depende de la disponibilidad de los datos de entrada. Es así que la lluvia estimada de satélite a escala global, se adapta a estos modelos distribuidos ya que se tienen datos de lluvia para toda la cuenca. Pero, debido a la multidimensionalidad del error de la lluvia estimada de satélite, es difícil establecer

a priori un producto que permita una óptima aplicación hidrológica en diferentes condiciones climáticas y es por eso que se hace necesario evaluar su desempeño a través de la modelación hidrológica. Es así que en la primera sección de este capítulo se detallan las herramientas estadísticas que permiten evaluar su desempeño; en la segunda sección se presenta la implementación del modelo hidrológico; y en las siguientes secciones se reportan el análisis de los resultados en cuanto a calibración, validación, balance hídrico y propagación del error en la cuenca mediterránea del río Júcar para el periodo de análisis del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

## 6.1 Índices de eficiencia utilizados

Se evaluó el desempeño del modelo hidrológico, es decir que tan cerca está el funcionamiento del modelo del funcionamiento del sistema real, a través de índices de eficiencia como Nash–Sutcliffe (E), RSR, error en volumen (Ev) y técnicas gráficas (comparación de hidrogramas y diagramas de dispersión). Las ecuaciones de los índices E, RSR y Ev se detallaron en la sección 5.1.1.

Para la clasificación del rendimiento se comparó con los niveles reportados por Moriasi *et al.* (2007) y Donigian y Imhoff (2002) detallados en la Tabla 6-1.

Rendimiento	RSR <sup>a</sup>	E <sup>a</sup>	[Ev] <sup>b</sup>
Muy bueno	$0.00 \leq RSR \leq 0.50$	$0.75 < E \leq 1.00$	< 10%
Bueno	$0.50 < RSR \leq 0.60$	$0.65 < E \leq 0.75$	10-15%
Satisfactorio	$0.60 < RSR \leq 0.70$	$0.50 < E \leq 0.65$	
Insatisfactorio	$RSR > 0.70$	$E \leq 0.50$	
Desfavorable			15-25%

Tabla 6-1. Niveles de rendimiento de un modelo hidrológico en función del índice E, RSR y Ev con intervalo temporal mensual, según Moriasi *et al.* (2007)<sup>a</sup> y Donigian- Imhoff (2002)<sup>b</sup>

Debemos tener en cuenta que los niveles indicados en la Tabla 6-1 se refieren a un intervalo temporal mensual; y siendo que la modelación hidrológica del estudio

es a escala temporal diaria, entonces, estamos siendo más exigentes en la calificación de nuestros resultados.

Se usó la misma notación empleada en el Capítulo 5 respecto a  $S_0$ ,  $S_1$  y  $S_2$  para lluvia de pluviómetros, lluvia PERSIANN y lluvia PERSIANN-CCS respectivamente. Y para las comparaciones, se usó la notación  $T_0$  para comparar caudal simulado con pluviómetros y caudal observado,  $T_1$  para comparar caudal simulado con PERSIANN y caudal observado, y  $T_2$  para comparar caudal simulado con PERSIANN-CCS y caudal observado.

## **6.2 Implementación de un modelo hidrológico distribuido**

### **6.2.1 El Modelo TETIS**

El modelo TETIS es un modelo hidrológico distribuido conceptual con parámetros físicamente basados que simula los principales procesos del ciclo hidrológico. La producción de escorrentía se modela utilizando siete tanques conectados en cada celda de modelación, describiendo las interacciones atmósfera-vegetación-suelo-acuífero (Figura 6-1). En el estudio no se usaron ni el tanque de manto de nieve ( $T_0$ ) ni el tanque de intercepción de la vegetación ( $T_6$ ). Los flujos verticales de agua entre cada tanque representan los procesos hidrológicos de: precipitación (lluvia o nieve,  $X_6$ ), evaporación directa ( $Y_6$ ), precipitación efectiva ( $X_1$ ), evapotranspiración potencial ( $Y_1$ ), infiltración gravitacional ( $X_3$ ), percolación ( $X_4$ ) y pérdidas subterráneas ( $X_5$ ), mientras que los flujos horizontales representan los procesos hidrológicos de: escorrentía directa ( $Y_2$ ), interflujo ( $Y_3$ ) y flujo base ( $Y_4$ ).

El movimiento horizontal del flujo ocurre separado en dos fases. En la primera fase, la escorrentía directa, interflujo y flujo base están definidos por una malla de tanques de tres capas conectados entre sí, en donde el movimiento del agua es hacia el correspondiente tanque aguas abajo, siguiendo las direcciones del flujo

propuestas por el modelo de elevación digital (MED), hasta alcanzar la red principal de drenaje. La segunda fase es el movimiento del flujo sobre la red de cauces. La propagación en cauces es gobernada por la onda cinemática teniendo en cuenta las características geomorfológicas de la red de cauces, en lo que se denomina Onda Cinemática Geomorfológica (Vélez, 2001; Francés *et al.*, 2007; Vélez *et al.*, 2009).

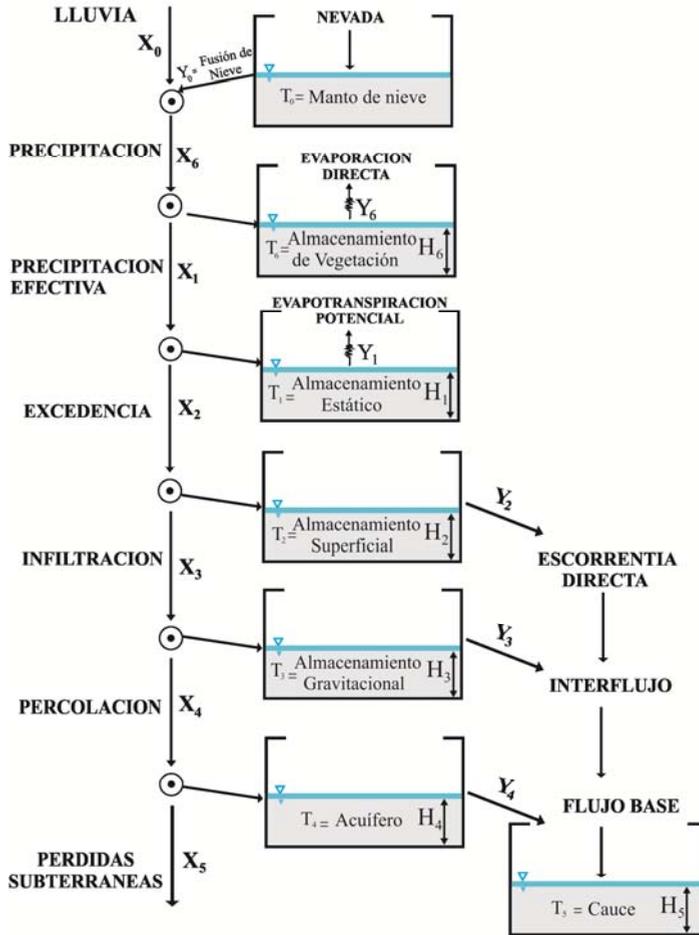


Figura 6-1. Esquema conceptual vertical de la producción de escorrentía en el modelo TETIS en cada celda (las variables se describen en el texto).

La modelación hidrológica está afectada por diversas fuentes de error: en las variables de entrada, en las variables de estado observadas (habitualmente el caudal de salida de la cuenca), en la estimación de parámetros, y la conceptualización del modelo (Butts *et al.*, 2004). Además, habría que añadir los efectos de escala espacial y temporal, cuando se agregan procesos no lineales en los que existe variabilidad espacio-temporal (Francés *et al.*, 2007). Por ello, el uso de parámetros efectivos en cualquier modelo hidrológico permite corregir errores que generan incertidumbre en la modelación; en el caso de TETIS, los parámetros efectivos se ajustan a través de factores correctores que se pueden calibrar automáticamente con el algoritmo de optimización SCE-UA “Shuffled Complex Evolution” (Duan *et al.*, 1992). Es así que, la principal virtud del modelo TETIS es la representación explícita de la variabilidad espacial de las características físicas y el uso de una estructura separada de parámetros para la calibración de parámetros efectivos. Los nueve factores correctores (Francés *et al.*, 2007) son los que se detallan en la Tabla 6-2.

Factor corrector	Parámetro del modelo	Símbolo
FC1	Almacenamiento capilar del suelo	Hu
FC2	Factor de vegetación	$\lambda$
FC3	Capacidad de infiltración	Ks
FC4	Velocidad en ladera	$\mu$
FC5	Capacidad de percolación	Kp
FC6	Conductividad hidráulica del interflujo	Kss
FC7	Capacidad de pérdidas del acuífero	Kps
FC8	Conductividad hidráulica del acuífero	Ksa
FC9	Velocidad en los cauces	v

Tabla 6-2. Factores correctores y los respectivos parámetros ajustados (Francés *et al.*, 2007).

Por lo tanto, los mapas de los parámetros hidrológicos de la cuenca, se terminaron de calibrar con el modelo hidrológico mediante un factor corrector, con el que cambiarán los valores medios pero mantendrán su estructura espacial y su coeficiente de variación.

Más detalles sobre el marco conceptual y procedimiento de modelación se remite al lector a: Francés *et al.* (2002), Francés *et al.* (2007), Vélez *et al.* (2007), Morales-de la Cruz y Francés (2008), Vélez y Francés (2008), Vélez *et al.* (2009).

### 6.2.2 Tratamiento de la información

En el caso de estudio de esta tesis, la escala temporal en la modelación hidrológica es de un día ( $\Delta t = 1$  día), y la escala espacial corresponde a un tamaño de celda de 500 m x 500 m.

La información hidrometeorológica con base en tierra (series temporales de lluvia, caudal y evapotranspiración de referencia) e información de lluvia estimada de satélite, requirió una codificación para ajustarla al formato CEDEX (datos en fila), compatible con el modelo hidrológico TETIS en el periodo de análisis del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009. En el caso de los productos de satélite, ingresaron al modelo respetando toda su variabilidad espacial, por lo que fueron interpretados en el modelo como estaciones virtuales localizadas en el centroide de cada celda de la malla del satélite: 110 estaciones virtuales con PERSIANN y 4588 estaciones virtuales en el caso de PERSIANN-CCS.

La implementación del modelo, requirió información espacial de la cuenca en formato GRID ASCII. Se utilizó la obtenida del estudio del DIHMA (2002), que ya se ha presentado en el capítulo 4: modelo de elevación digital, mapa de celdas acumuladas (necesario para estimar la velocidad y el área del flujo), mapa de direcciones de flujo (necesaria para establecer la conectividad entre las diferentes celdas), mapa de pendientes (empleado en la estimación de la velocidad superficial de la escorrentía), mapa de velocidad en ladera, mapa de cobertura vegetal y mapas de parámetros hidrológicos. Los parámetros geomorfológicos del cauce ( $k$ ,  $\alpha$ ,  $C_d$ ,  $C_n$ ,  $\phi$ ,  $\alpha_1$ ,  $\alpha_2$ ,  $\theta$  y  $\xi$ ), ingresaron como coeficientes o exponentes en ecuaciones geomorfológicas de tipo potencial.

En la Tabla 6-3 se resumen los parámetros del modelo en la cuenca del río Júcar. Y, dado que no se dispone de información sobre  $K_{ss}$ ,  $K_{sa}$  y  $K_{ps}$ , la aproximación adoptada ha sido:  $K_{ss}=K_s$ ,  $K_{sa}=K_p$  y  $K_{ps}=0.1K_p$ . Por tanto, la

calibración de los factores correctores tendrá en cuenta los posibles errores de magnitud en la estimación de los mapas iniciales.

Parámetros del modelo	Símbolo	Valor
Parámetros Geomorfológicos	$k, \alpha, Cd, Cn, \phi, \alpha1, \alpha2, \theta, \xi$	Tabla 4-1
Parámetros Hidrológicos:		
Almacenamiento capilar del suelo	Hu	Figura 4-4
Factor de vegetación	$\lambda$	Figura 4-5 y Figura 4-6
Capacidad de infiltración	Ks	Figura 4-4
Velocidad en ladera (So mapa de pendiente)	$\mu$	$u=1.4142 S_o^{0.5}$
Capacidad de percolación	Kp	Figura 4-4
Conductividad hidráulica del interflujo	Kss	$K_{ss} = K_s$
Capacidad de pérdidas del acuífero	Kps	$K_{ps} = 0.1 K_p$
Conductividad hidráulica del acuífero	Ksa	$K_{sa} = K_p$

Tabla 6-3. Parámetros del modelo TETIS en la cuenca del río Júcar

Las condiciones iniciales de los tanques de almacenamiento estático ( $H_1$ ) y subterráneo ( $H_4$ ), se calcularon por calentamiento (Vélez y Francés, 2008) para el producto PERSIANN. Y en el caso del producto PERSIANN-CCS, debido a que no se disponía de información, se calculó por recirculación, en el que las condiciones iniciales de humedad se obtienen de las condiciones finales de humedad de una simulación anterior.

### 6.2.3 Procedimiento de calibración y validación

En la calibración automática, TETIS emplea el algoritmo SCE-UA para obtener los nueve factores correctores del modelo. Sin embargo, se pueden obtener múltiples conjuntos de parámetros que producen simulaciones aceptables con igual función objetivo, en lo que se denomina equifinalidad (Beven, 1989; Quintero *et al.*, 2012). Para reducir la posibilidad de caer en el problema de la equifinalidad es necesario realizar una calibración manual antes que la calibración automática, que adicionalmente redundará en un menor número de iteraciones que convergen a la

solución (lo cual tiene repercusión directa en el tiempo de cómputo de la optimización).

El éxito de la calibración manual depende de la experiencia del modelador y de su conocimiento e interacción con el modelo. Al respecto, Eckhardt y Arnold (2001) indican que es subjetiva y puede consumir mayor tiempo. Por ello, se recomienda ajustar manualmente primero el flujo base y luego el porcentaje de error en el volumen que son más sensibles a las condiciones iniciales de humedad en el tanque estático y nivel de acuífero; y dejar el ajuste de los caudales máximos para la calibración automática. En la calibración automática, se tomó como función objetivo de la optimización el índice Nash–Sutcliffe (E), que es más sensible a los caudales máximos.

En la validación, se usaron los factores correctores obtenidos en la calibración; y para la validación temporal, se simuló la respuesta del sistema utilizando una parte de los datos de la serie temporal que no hayan sido utilizados en la calibración. En el caso de la validación espacio temporal se simuló la respuesta del sistema en una estación distinta al lugar de calibración.

### 6.3 Resultados de calibración

Cassiraga *et al.* (2002) mencionan que la intensidad máxima de la lluvia está fuertemente influenciada por su variabilidad espacio-temporal; y por lo tanto en la mejor predicción de crecidas en tiempo real. Entonces, cualquier avance en la caracterización espacio temporal de la lluvia permitirá una operación más fiable y realista de los modelos distribuidos. Es así que la calibración se realizó desde un punto de vista físico con el fin de interpretar correctamente los parámetros respecto a su variabilidad espacial.

El punto de calibración se realizó a la salida de la subcuenca de Pajaroncillo (área drenada de 861 km<sup>2</sup>) para el periodo de análisis del 01 de Enero al 31 de Julio del 2003 con lluvia de pluviómetro (So), lluvia PERSIANN (S1) y lluvia PERSIANN- CCS (S2). La Tabla 6-4 muestran los factores correctores a los que se

llegó después de la calibración. Y, se aprecia que el factor corrector de evapotranspiración se reduce un 71% con PERSIANN e incrementa un 32% con PERSIANN-CCS, debido a que el modelo hidrológico trata de compensar la subestimación de la lluvia PERSIANN y sobrestimación de la lluvia PERSIANN-CCS. Esto, también está ocasionando que PERSIANN-CCS obtenga valores más altos que PERSIANN, en los factores correctores de almacenamiento estático, infiltración, escorrentía directa, percolación e interflujo.

Factores correctores	So	S1	S2
FC-1 Almacenamiento estático	0.897	0.704	0.870
FC-2 Evapotranspiración	0.648	0.186	0.853
FC-3 Infiltración	0.925	0.558	0.726
FC-4 Escorrentía directa	0.004	0.001	0.003
FC-5 Percolación	0.114	0.016	0.024
FC-6 Interflujo	494.897	113.524	118.891
FC-7 Pérdidas subterráneas	0.000	0.000	0.000
FC-8 Flujo base	2.002	9.594	2.985
FC-9 Velocidad en los cauces	0.834	0.621	0.537

Tabla 6-4. Factores correctores de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con So, S1 y S2. Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

La calibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS ha permitido elevar el rendimiento en la modelación. También, diversos autores realizaron una calibración de su modelo hidrológico para mejorar el rendimiento con los productos de lluvia estimada de satélite (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012).

Se obtuvieron valores de E, RSR y Ev que se reflejan en la Tabla 6-5, considerándose que el rendimiento del modelo es “muy bueno” con pluviómetro (So), “insatisfactorio” con PERSIANN (S1) y “satisfactorio” con PERSIAN-CCS (S2), de acuerdo con los niveles reportados en la Tabla 6-1.

Índices de eficiencia	So	S1	S2
Nash-Stucliffé (E)	0.80	0.27	0.51
RMSE estandarizado (RSR)	0.45	0.85	0.70
Error en volumen en % (Ev)	0.06	-10.48	-7.55

Tabla 6-5. Índices de eficiencia de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con So, S1 y S2. Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003..

Los resultados son alentadores con lluvia PERSIANN-CCS (S2) y tal parece que una mejor resolución de los datos raster de la lluvia S2, una menor FBIAS y un error de sobrestimación en el volumen de la lluvia (sección 5.3.1), ocasionan que este producto de satélite se adapte mejor en la modelación hidrológica. Similares resultados respecto a productos de satélite con mejor resolución espacial, son reportados por Nikolopoulos *et al.* (2010) con el producto KIDD (resolución 4 km) respecto del producto TRMM-3B42 (resolución 0.25°) y KIDD (resolución 25 km).

Respecto a la modelación con lluvia PERSIANN (S1), una resolución espacial grosera de la lluvia S1 y el error de la subestimación en el volumen de la lluvia S1 (sección 5.3.1) están afectando negativamente a la modelación, ya que hay insuficiente lluvia que alimente el Ciclo Hidrológico, pero esto posiblemente se esté amortiguando con la mayor probabilidad de detección de la lluvia S1. Todo ello está resultando en un índice Nash–Sutcliffe (E) bajo. Al respecto, Moreno *et al.* (2012) reportan en la calibración automática del modelo tRIBS con lluvia PERSIANN, valores de E que varían de -0.48 a 0.79 en cuatro subcuencas del río Colorado de topografía compleja y áreas que varían de 35 a 350 km<sup>2</sup>.

Existe correlación positiva significativa (Figura 6-2) del caudal observado y caudal simulado en todos los casos. En el escenario con To se obtienen valores de 0.71 y 0.89; con la comparación T1 valores de 0.53 y 0.58; y con la comparación T2 valores de 0.62 y 0.73 (primer valor de correlación de Pearson y segundo de Kendall). Se ha empleado un nivel de significancia del 5% y la prueba estadística t-Student para el coeficiente de Pearson, y prueba estadística “suma de orden” para el coeficiente de Kendall (Hirsh *et al.*, 1992).

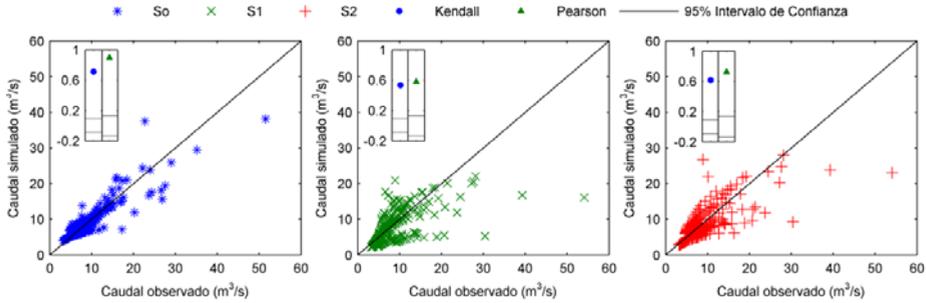


Figura 6-2. Diagrama de dispersión del caudal diario observado y caudal simulado de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con las comparaciones  $T_0$  (izquierda),  $T_1$  (centro) y  $T_2$  (derecha). Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

En el hidrograma generado por la calibración con lluvia de pluviómetros (Figura 6-3 izquierda), se reproduce muy bien el flujo base y la forma de la curva de recesión, se detectan los caudales máximos y días en que ocurren, pero subestima su valor máximo en un 26 %.

En los hidrogramas generados con el producto de satélite PERSIANN (Figura 6-3 centro), se puede observar que no reconoce bien el flujo base, falla en detectar los caudales máximos y subestima su valor máximo en 59%. En cambio, con lluvia PERSIANN-CCS (Figura 6-3 derecha) el hidrograma reproduce muy bien el flujo base y la forma de la curva de recesión, detecta la mayoría de caudales máximos y días en los que ocurren, pero subestima su valor máximo en un 48%. Es decir, ambos productos de satélite están subestimando su valor máximo. Al respecto, Nikolopoulos *et al.* (2010) reportan que la lluvia estimada de satélite subestima su valor en un rango del 10 al 80% y esto ocasiona un caudal simulado con un error en el mismo orden de magnitud, en diferentes productos de satélite: TRMM-3B42 (0.25°), KIDD-4 km y KIDD-25 km.

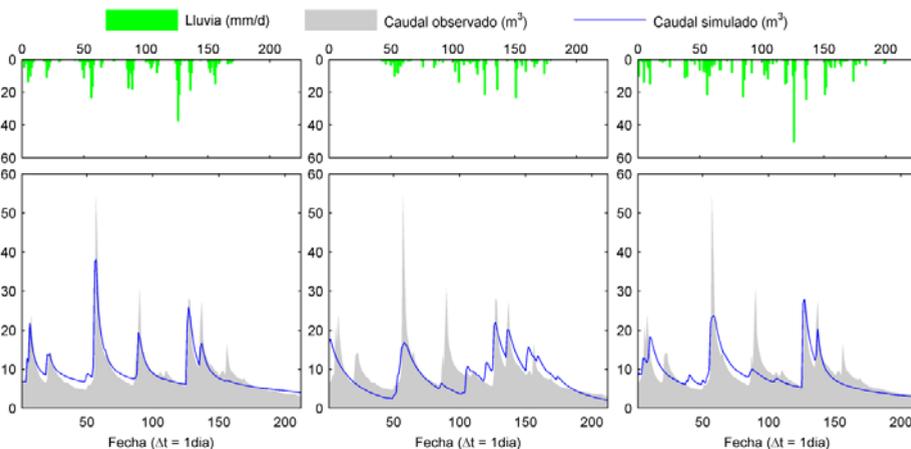


Figura 6-3. Hidrogramas generados de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de calibración: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

## 6.4 Resultados de validación

### 6.4.1 Validación temporal

La validación temporal se realizó en la misma estación de calibración (a la salida de la subcuenca Pajaroncillo, área drenada de 861 km<sup>2</sup>) para el periodo de análisis del 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009 con lluvia de pluviómetro (So), lluvia PERSIANN (S1) y lluvia PERSIANN-CCS (S2).

Con lluvia de pluviómetros, se obtuvieron valores de E, RSR y Ev (Tabla 6-6) de 0.79, 0.46 y 13.87% respectivamente. Por tanto, se puede decir que el rendimiento del modelo con So es “muy bueno”, de acuerdo con los niveles reportados en la Tabla 6-1. Al contrario del rendimiento insatisfactorio con los dos productos de satélite con valores de E, RSR y Ev de -2.02, 1.74 y 54.08% con S1 y valores de -0.90, 1.38 y 53.93% con S2, respectivamente.

Índices de eficiencia	So	S1	S2
Nash-Stucliffe (E)	0.79	-2.02	-0.90
RMSE estandarizado (RSR)	0.46	1.74	1.38
Error en volumen en % (Ev)	13.87	54.08	53.93

Tabla 6-6. Índices de eficiencia de la validación temporal en la subcuenca de Pajaroncillo con las lluvias So, S1 y S2. Periodo de validación temporal: 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Existe correlación positiva significativa (Figura 6-4) del caudal observado y caudal simulado en todos los casos. Con valores de 0.43 con el coeficiente de Pearson y 0.90 con Kendall para el caso de To. En cambio, para el caso de T1, se obtienen valores de 0.31 y 0.15; y con T2 valores de 0.18 y 0.52.

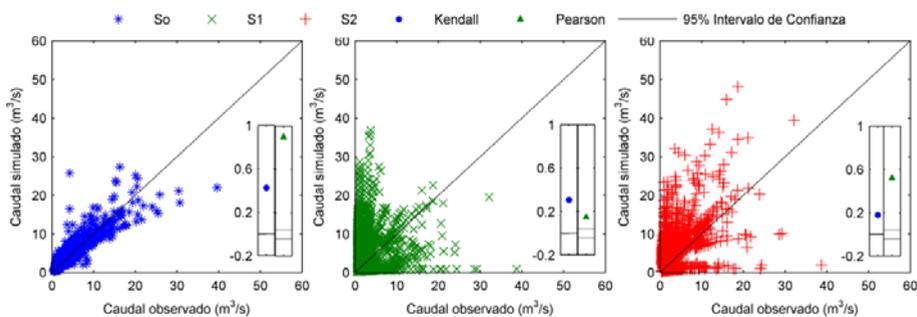


Figura 6-4. Diagrama de dispersión del caudal diario observado y caudal simulado de la validación temporal en la subcuenca de Pajaroncillo con las comparaciones To (izquierda), T1 (centro) y T2 (derecha). Periodo de validación temporal: 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

En la Figura 6-5 (izquierda), el hidrograma simulado con lluvia de pluviómetros, reconoce muy bien el flujo base y la forma de la curva de recesión, detecta los caudales máximos y días en que ocurren pero subestima su valor máximo en la mayoría de los casos. Sin embargo, en los hidrogramas generados con los productos de satélite, no reconoce bien el flujo base y falla en detectar los caudales máximos (Figura 6-5, centro y derecha).

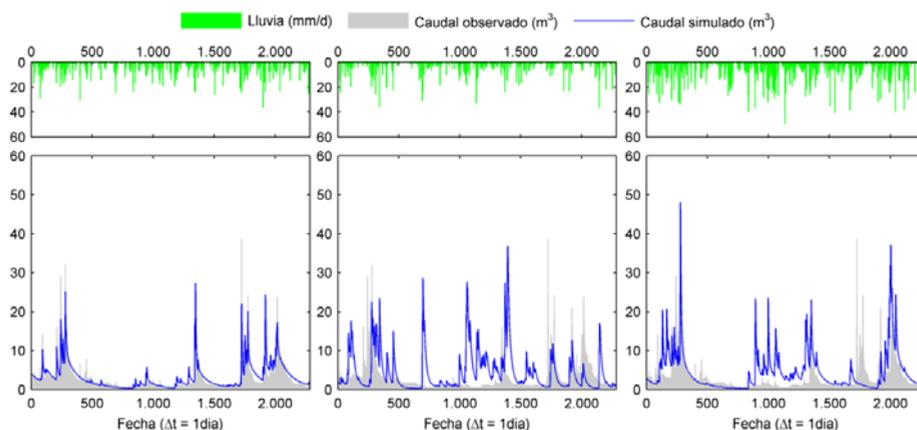


Figura 6-5. Hidrogramas generados de la validación temporal en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de validación temporal: 01 de Agosto del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

### 6.4.2 Validación espacio temporal

El punto de validación espacio-temporal se realizó a la entrada del embalse de Contreras (área drenada de 3,427 km<sup>2</sup>) para el periodo de análisis del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009 con lluvia de pluviómetro (So), lluvia PERSIANN (S1) y lluvia PERSIANN-CCS (S2).

Debido a las pérdidas por evaporación y filtraciones del embalse Contreras, se consideró usar el factor corrector por pérdidas subterráneas (resultando un valor de  $FC7 = 0.043$ ) que corresponde a una pérdida del 11% respecto de la lluvia. Los índices de eficiencia E, RSR y Ev (Tabla 6-7) para So resultaron 0.58, 1.54 y 0.09% respectivamente, lo que se considera un rendimiento “muy bueno”, de acuerdo con los niveles reportados en la Tabla 6-1. Al contrario del rendimiento “insatisfactorio” con los dos productos de satélite, con valores de E, RSR y Ev de -1.87, 1.69 y 56.59% con S1 y de -3.25, 2.06 y 118.61% con S2, respectivamente.

Índices de eficiencia	So	S1	S2
Nash-Stucliffe (E)	0.58	-1.87	-3.25
RMSE estandarizado (RSR)	1.54	1.69	2.06
Error en volumen en % (Ev)	0.09	56.59	118.61

Tabla 6-7. Índices de eficiencia de la validación espacio temporal en la subcuenca Contreras con So, S1 y S2. Periodo de validación espacio temporal: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Desde el punto de vista del diagrama de dispersión entre caudales simulados y observados (Figura 6-6) existe correlación positiva significativa en todos los casos. Con valores de 0.68 y 0.80 con To, 0.11 y 0.19 con T1, 0.55 y 0.51 con T2, dependiendo del test de correlación (primer valor correlación de Pearson y segundo de Kendall).

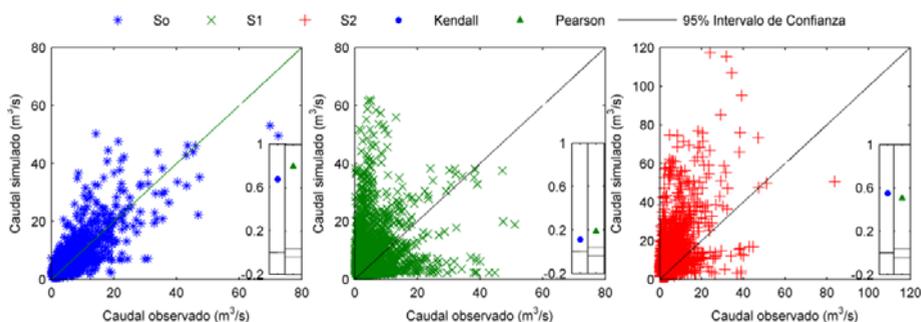


Figura 6-6. Diagrama de dispersión del caudal observado y caudal simulado de la validación espacio temporal en la subcuenca Contreras con To (izquierda), T1 (centro) y T2(derecha). Periodo de validación espacio temporal: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

El hidrograma simulado con lluvia de pluviómetros reconoce muy bien el flujo base y la forma de la curva de recesión, detecta los caudales máximos y días en que ocurren pero subestima su valor máximo en 37 %. (Figura 6-7, izquierda). En cambio, en los hidrogramas generados con los productos de satélite, se observa que no reconoce bien el flujo base y falla en detectar los caudales máximos (Figura 6-7, centro y derecha).

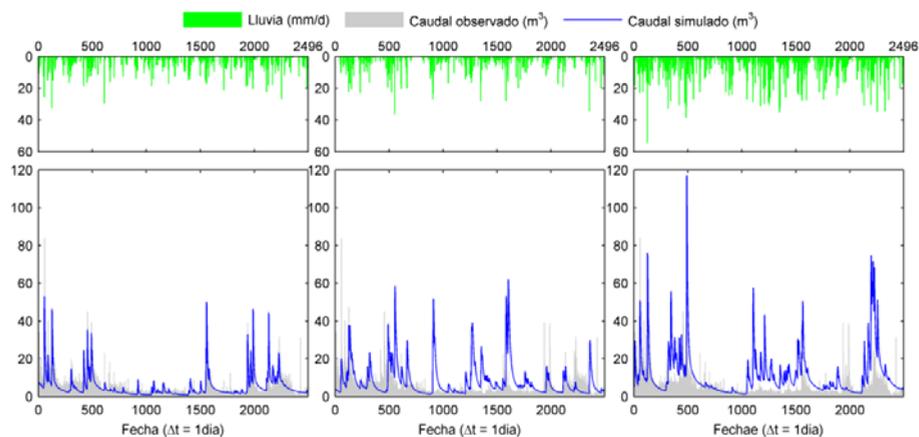


Figura 6-7. Hidrogramas generados de la validación espacio temporal en la subcuenca Contreras con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de validación espacio temporal: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

## 6.5 Balance hídrico

Además de la comparación de los hidrogramas de caudales, el análisis del balance hídrico resultante es otro indicador importante para evaluar la validez de los productos de satélite. Así, en la Tabla 6-8 se recoge los valores medios de los componentes del balance hídrico con la simulación diaria con lluvia de pluviómetro (So), lluvia PERSIANN (S1) y lluvia PERSIANN-CCS (S2) en la subcuenca de Pajaroncillo para el periodo de análisis del 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

## Modelación hidrológica con lluvia estimada de satélite

Balance hídrico	So	S1	S2
Lluvia (mm/d)	1.64	1.02	2.13
Evapotranspiración real (mm/d)	1.32	0.58	1.71
Pérdidas subterráneas (mm/d)	0.00	0.00	0.00
Caudal observado (mm/d)	0.34	0.34	0.34
Caudal simulado (mm/d)	0.38	0.47	0.47
Almacenamiento estático (mm)	59	89	59
Almacenamiento superficial (mm)	0.3	2	1
Almacenamiento gravitacional (mm)	2	8	7
Almacenamiento en el acuífero (mm)	82	35	67
Flujo superficial (%)	17	24	28
Interflujo (%)	9	11	10
Flujo base (%)	74	65	62

*Tabla 6-8. Valores promedio de los flujos y almacenamientos en el balance hídrico en la subcuenca de Pajaroncillo con So, S1 y S2. Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.*

En el balance hídrico con lluvia de pluviómetros, se obtienen valores de 1.64, 1.32 y 0.38 mm de la lluvia, la evapotranspiración real y el flujo simulado respectivamente. Además, distribuye el flujo en 17% como escorrentía directa, 9% como interflujo y 74% como flujo base. Estos resultados sugieren que en la subcuenca de Pajaroncillo, el flujo nunca se agota y que las recesiones son breves en el tiempo, es decir una subcuenca con flujo permanente. Con los productos de satélite, se obtiene un 38% menos de lluvia con PERSIANN y 30% más de lluvia con PERSIANN-CCS. Esto influye claramente en variaciones en los mecanismos de producción de escorrentía en la subcuenca de Pajaroncillo, tal como se aprecia en la Figura 6-8.

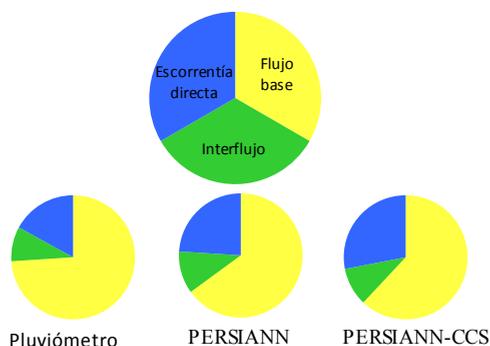


Figura 6-8. Composición de la escoorrentía con lluvia de pluviómetro, lluvia PERSIANN y lluvia PERSIANN-CCS en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

Como el modelo hidrológico trata de mantener un comportamiento similar al caudal observado (ya que la estrategia de calibración es una función de este caudal y no de algún componente del balance hídrico), se obtiene que la evapotranspiración real se reduce un 56% con PERSIANN y aumenta un 30% con PERSIANN-CCS. Similar comportamiento es reportado en el componente de evapotranspiración con lluvia PERSIANN, por Bitew y Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

En la Figura 6-9 se aprecia la evolución diaria de los flujos (escoorrentía directa, interflujo y flujo base), almacenamientos (estático, gravitacional y del acuífero), evapotranspiración real (ETR) y lluvia. Destaca las diferencias en los valores de lluvia y ETR, con mayores valores en PERSIANN-CCS y menores valores en PERSIANN, respecto a la lluvia de pluviómetros.

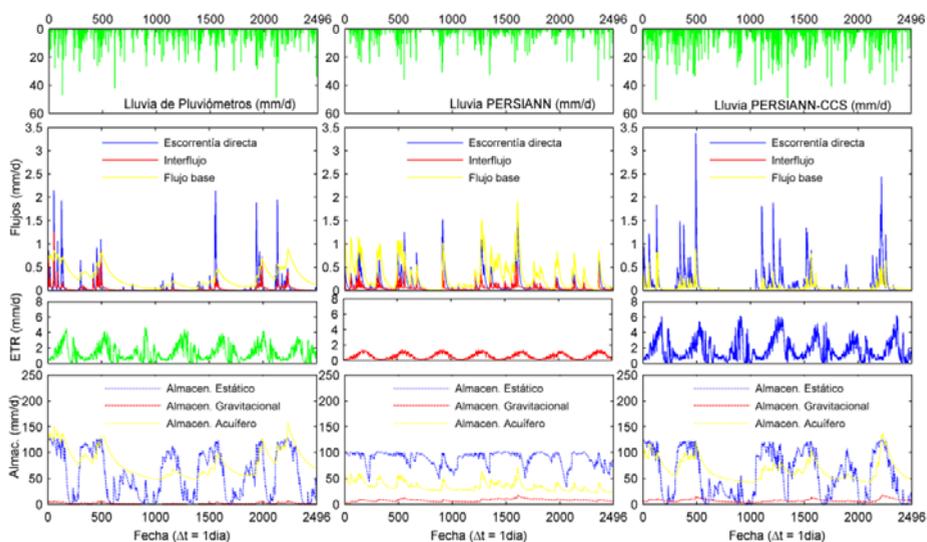


Figura 6-9. Evolución diaria de los flujos y principales variables del balance hídrico en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetro (izquierda), lluvia PERSIANN (centro) y lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero del 2003 al 31 de Octubre del 2009.

## 6.6 Propagación del error de la lluvia al caudal simulado

Nikolopoulos *et al.* (2010) indican que la evaluación de la propagación del error es una tarea difícil porque se relaciona con diversos factores, tales como: (i) problemas instrumentales propias del producto de satélite, (ii) escala de la cuenca, (iii) escala espacio-temporal de la lluvia, (iv) nivel de complejidad y procesos físicos representados por el modelo hidrológico y (v) características regionales.

En esta tesis, la propagación del error se analizó a través de los índices de eficiencia de la lluvia y caudal que son graficadas según la Figura 6-10, visualizándose si el error en la lluvia se propaga en un error igual a la escorrentía ó se amortigua ó empeoran a través de la modelación hidrológica para diferentes escalas de agregación de cuenca. Si los puntos se ajustan a la línea 1:1, significa que el error en la lluvia se propaga en un error igual a la escorrentía, mientras que si se sitúan en las áreas sombreadas de la figura indican que el error se amortigua a través de la modelación hidrológica.

Los valores de los índices de eficiencia E, RSR y Ev de la lluvia, se corresponden con los de la Figura 5-16. Y en el caso de la modelación hidrológica, se cuantificó a través de los índices E, RSR y Ev calculados con calibración en Pajaroncillo (212 días), validación temporal en Pajaroncillo (2284 días) y validación espacio-temporal en Albaida, Contreras, Alarcón y Sueca (2496 días).

Se obtuvo que el error en volumen de la lluvia se amortigua con los dos productos de satélite. Por el contrario, el error de la lluvia en términos de E y RSR empeoran con la modelación hidrológica, excepto en las cuencas más pequeñas como son Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) y Albaida (1,301 km<sup>2</sup>) que están perfectamente ajustados con la línea 1:1. Al respecto, Nikolopoulos *et al.* (2010) reportan que cuencas con áreas menores a 400 km<sup>2</sup> tienen mayor capacidad de amortiguación del error de la lluvia al caudal simulado. Además, Wigmosta y Prasad (2005) indican que en cuencas pequeñas y medianas, los procesos de ladera dominan la forma y magnitud del hidrograma y el tiempo de residencia del agua en la red de drenaje es pequeño en comparación a la ladera; por lo que la red cumple un papel secundario en la respuesta hidrológica. En cambio en cuencas grandes, el tiempo de residencia en el sistema de cauces es mayor y hay una fuerte influencia de la red de cauces en la forma y magnitud del hidrograma, sin embargo, los procesos de ladera continúan siendo importantes ya que determinan el volumen de agua que entra a la red de cauces.

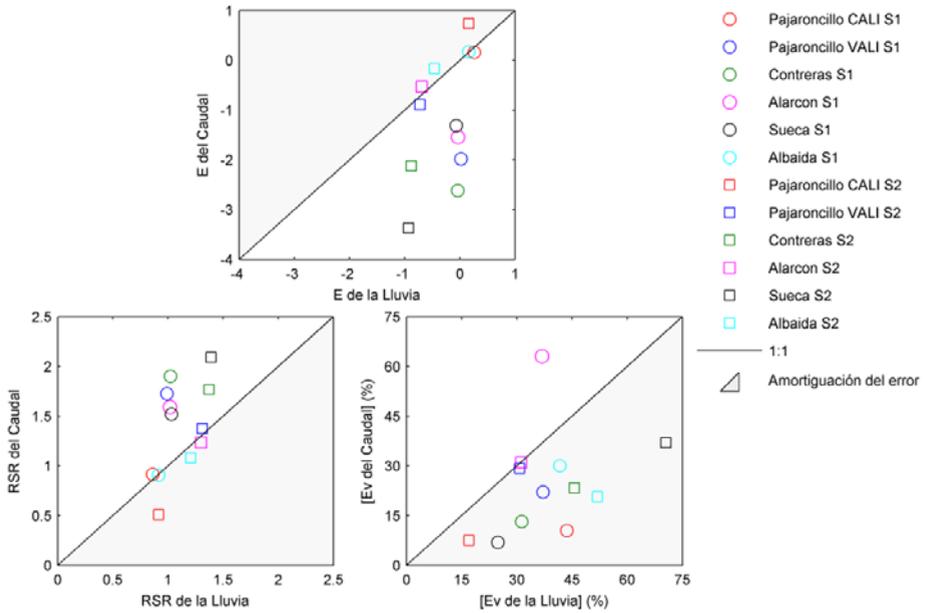


Figura 6-10. Índices de eficiencia de la lluvia areal vs índices de eficiencia del caudal simulado, con S1 y S2 a diferentes escalas de agregación de cuenca. Ev en valor absoluto.

## 6.7 Discusión de resultados

La modelación hidrológica (Figura 6-3 y Figura 6-5) con lluvia PERSIANN obtiene un rendimiento “insatisfactorio” con valores de E, RSR y Ev de 0.27, 0.85 y -10.48% en calibración; -2.02, 1.74 y 54.08% en validación temporal. En cambio, con lluvia PERSIANN-CCS se obtiene un rendimiento “satisfactorio”, con valores de E, RSR y Ev de: 0.51, 0.70 y -7.55% en calibración; y -0.90, 1.38 y 53.93% en validación temporal. Además, el hidrograma simulado en calibración reproduce muy bien el flujo base y detecta la mayoría de caudales máximos y días en que ocurren los eventos, también reconoce el caudal máximo pero subestima su valor en un 48%.

La calibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS ha permitido elevar el rendimiento en la modelación. También, diversos autores realizaron una calibración de su modelo hidrológico para mejorar el rendimiento con los productos de lluvia estimada de satélite (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012).

Los resultados son alentadores con la lluvia PERSIANN-CCS y tal parece que una mejor resolución de los datos raster de la lluvia, una menor FBIA y un error de sobrestimación en el volumen de la lluvia, ocasionan que este producto de satélite se adapte mejor en la modelación hidrológica. Similares resultados respecto a productos de satélite con mejor resolución espacial, son reportados por Nikolopoulos *et al.* (2010) con el producto KIDD (resolución 4 km) de mejor resolución espacial, respecto de los productos TRMM-3B42 (resolución 0.25°) y KIDD (resolución 25 km). Por el contrario, en la modelación con lluvia PERSIANN, una resolución espacial grosera de los datos raster de la lluvia y el error de la subestimación en el volumen de la lluvia están afectando negativamente a la modelación, ya que hay insuficiente lluvia que alimente el Ciclo Hidrológico, pero esto posiblemente se esté amortiguando con la mayor probabilidad de detección de la lluvia. Al respecto, Moreno *et al.* (2012) reportan en la calibración automática del modelo tRIBS con lluvia PERSIANN, valores de E que varían de -0.48 a 0.79 en cuatro subcuencas del río Colorado de topografía compleja y áreas que varían de 35 a 350 km<sup>2</sup>.

En el balance hídrico con PERSIANN-CCS (Tabla 6-8) se obtienen valores promedio de 2.13, 1.71 y 0.47 mm/d de la lluvia, la evapotranspiración real y el flujo simulado respectivamente. Con este producto de satélite se obtiene un 30% más de lluvia que con pluviómetros; al contrario de PERSIANN que obtiene un 38% menos de lluvia que con pluviómetros. Esta sobreestimación y subestimación de la lluvia, está influyendo claramente en variaciones de los mecanismos de producción de escorrentía en la subcuenca de Pajaroncillo. Así, se obtiene con lluvia PERSIANN-CCS valores de 28, 10 y 62% en escorrentía directa, interflujo y flujo base respectivamente que se aprecian en la Figura 6-8.

Otro aspecto interesante del balance hídrico lo encontramos en la diferente reproducción de la evapotranspiración. Como el modelo hidrológico trata de mantener un comportamiento similar al caudal observado (ya que la estrategia de calibración es una función de este caudal y no de algún componente del balance hídrico), se obtiene que el factor corrector de evapotranspiración se reduce un 71% con PERSIANN e incrementa un 32% con PERSIANN-CCS para finalmente obtener una evapotranspiración que se reduce un 56% con PERSIANN y aumenta un 30% con PERSIANN-CCS (Figura 6-9). Similar comportamiento es reportado en el componente de evapotranspiración con subestimación de lluvia PERSIANN, por Bitew y Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

En lo que respecta a la propagación del error de la estimación de la lluvia a la simulación hidrológica (Figura 6-10), el error en volumen de la lluvia se amortigua a través del proceso de transformación lluvia-escorrentía. Al contrario que el error de la lluvia en términos de E y RSR, que empeoran con la modelación hidrológica, excepto en las cuencas más pequeñas como Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) y Albaida (1,301 km<sup>2</sup>).



## Capítulo 7

# COMBINACIÓN DE PLUVIÓMETROS Y LLUVIA ESTIMADA POR PERSIANN-CCS

Las redes pluviométricas pueden proporcionar buenas estimaciones puntuales de la lluvia, pero suelen describir pobremente su variabilidad espacial, especialmente en países subdesarrollados o en desarrollo. Al contrario de la lluvia estimada de satélite, que dispone de información a escala global con resolución espacial suficiente, pero con diversas fuentes de errores como se analizó en el capítulo 5. Es decir, cada técnica de medida tiene diferentes ventajas y limitaciones, por lo que es razonable esperar que la combinación de ambos se traduzca en campos espacio-temporales de lluvia más verosímil (Gorenburg *et al.*, 2001; Collier, 2002; Mazzetti, 2004; Poluzzi, 2006; Ebert *et al.*, 2007; Bližňák *et al.*, 2012).

Por lo anterior, en este Capítulo se evalúan las posibilidades de utilización de la combinación de pluviómetros y lluvia del producto PERSIANN-CCS (en adelante pluviómetro+PERSIANN-CCS), mediante un modelo Bayesiano y para diferentes densidades de pluviómetros. En la primera sección de este capítulo se detallan los índices de eficiencia empleados para evaluar el error en la lluvia y el desempeño del modelo hidrológico. En la segunda sección se presenta la implementación del modelo Bayesiano, para en la tercera sección reportar los resultados del análisis del error de la lluvia del producto PERSIANN-CCS para diferentes densidades de pluviómetro. Finalmente, en las últimas secciones se presentan el análisis de los resultados de la modelación hidrológica con las lluvias obtenidas de la sección anterior.

### 7.1 Índices de eficiencia utilizados

Para el estudio, se seleccionó el producto de satélite PERSIANN-CCS por tener mejor resolución espacial ( $0.04^\circ$ ) y mejor desempeño en la modelación hidrológica para el periodo de análisis del 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. El lugar de estudio es la subcuenca de Pajaroncillo en cuya salida se realizó la calibración en la modelación hidrológica, detallada en la sección 6.3.

Se seleccionaron 19 estaciones pluviométricas, dentro y cercanas a la subcuenca montañosa de Pajaroncillo (densidad de  $42 \text{ km}^2/\text{pluviómetro}$ ), que se combinaron con lluvia PERSIANN-CCS mediante un modelo Bayesiano a detallar en la sección 7.2. Para evaluar la lluvia combinada pluviómetro+PERSIANN-CCS, se emplearon herramientas estadísticas que se basan en la comparación con la “lluvia de referencia”. Las herramientas estadísticas que permiten sintetizar el análisis y tener una visión más detallada del error son las siguientes:

- ✓ Para el análisis de la lluvia distribuida diaria: se cuantificó el grado de dependencia usando análisis de correlación con test estadísticos de Pearson y Kendall. Además, se utilizaron técnicas gráficas (diagrama de dispersión con histogramas, “box plot” y mapas).

- ✓ Para el análisis de la lluvia agregada diaria: se obtuvieron índices de eficiencia basados en el análisis de todo el conjunto de datos: índice Nash–Sutcliffe (E), ratio de la raíz del error cuadrático medio y la desviación estándar de las observaciones (RSR), error en volumen (Ev), estadísticos de detección, curva doble masa, correlación y técnicas gráficas (diagrama de dispersión, “box plot”).

Para evaluar el desempeño del modelo hidrológico, se emplearon índices de eficiencia como Nash–Sutcliffe (E), índice RSR, error en volumen (Ev) y técnicas gráficas (comparación de hidrogramas y diagramas de dispersión). Las ecuaciones de los índices E, RSR y Ev se detallaron en la sección 5.1.1.

La clasificación del rendimiento se comparó con los niveles reportados por Moriasi *et al.* (2007) y Donigian y Imhoff (2002) detallados en la Tabla 6-1.

Para facilitar la redacción, se denotó a la lluvia estimada con las x estaciones de pluviómetros como xSo (donde x es un número variable de 1 a 19), a la lluvia obtenida con PERSIANN-CCS como S2 y a la lluvia estimada por combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS mediante el modelo Bayesiano como xS3. Además, se usó la notación T3 en el análisis de la comparación entre la lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros; y T2 para comparar el producto de lluvia PERSIANN-CCS con la lluvia de pluviómetros. En la Tabla 7-1 se detallan estas notaciones con las diferentes densidades de pluviómetro usadas.

Notación	Lluvia	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetros)	Notación	Tratamiento
19So	Pluviómetros	45		
S2	PERSIANN-CCS		T2	S2 con 19So
	<u>Lluvia combinada:</u>			<u>Lluvia combinada:</u>
1S3	1So+S2	861	1T3	1S3 con 19So
2S3	2So+S2	431	2T3	2S3 con 19So
4S3	4So+S2	215	4T3	4S3 con 19So
5S3	5So+S2	172	5T3	5S3 con 19So
6S3	6So+S2	144	6T3	6S3 con 19So
8S3	8So+S2	108	8T3	8S3 con 19So
10S3	10So+S2	86	10T3	10S3 con 19So
12S3	12So+S2	72	12T3	12S3 con 19So
14S3	14So+S2	62	14T3	14S3 con 19So
16S3	16So+S2	54	16T3	16S3 con 19So
18S3	18So+S2	48	18T3	18S3 con 19So
19S3	19So+S2	45	19T3	19S3 con 19So

Tabla 7-1. Combinaciones usadas de pluviómetros con lluvia PERSIANN-CCS en la subcuenca de Pajaroncillo (área drenada de 861 km<sup>2</sup>).

## 7.2 Implementación de un modelo Bayesiano de combinación de información

### 7.2.1 El Modelo Bayesiano

El modelo Bayesiano que se está empleando permite combinar información de pluviómetros con lluvia estimada de satélite, a través de la interpolación de pluviómetros por “block kriging” y posterior combinación con el producto de satélite con ayuda del filtro de Kalman que reduce el sesgo y varianza de los errores estimados. (Todini, 2001a; Mazzetti y Todini, 2004; Poluzzi, 2006).

El “block kriging” es una extensión de la técnica geoestadística del kriging, y se usa con el fin de regionalizar los datos pluviométricos. El peso que cada medida pluviométrica puntual tiene sobre el píxel está calculado en función de la distancia

y el variograma, que describe la dependencia espacial entre el área estimada y las medidas puntuales. Por otro lado, si el variograma a partir de registros históricos, se mantiene constante en cada paso de tiempo, conduce a un campo de lluvia excesivamente suavizado que tiende a sobreestimar el volumen de lluvia y por consiguiente sobreestimar la descarga es por ello que en el modelo Bayesiano, los parámetros del variograma se actualizan en cada paso temporal usando el estimador de máxima verosimilitud (Todini, 2001b; Todini *et al.*, 2001). En las ecuaciones siguientes se resume la actualización del filtro de Kalman para la combinación Bayesiana entre el campo de lluvia de satélite (estimación a priori  $x_t'$ ) y el campo proporcionado por el block-kriging de los datos pluviométricos (vector de medida  $z_t$ ):

$$v_t = z_t - H \cdot x_t' \quad 7.1$$

$$K_t = P_t' (P_t' + R_t)^{-1} \quad \text{ganancia de Kalman} \quad 7.2$$

$$x_t'' = x_t' + K_t v_t \quad \text{actualización del estado} \quad 7.3$$

$$P_t'' = P_t' - K_t P_t' \quad \text{actualización de la covarianza del error} \quad 7.4$$

Donde:  $z_t$  es un vector del campo proporcionado por el “block kriging” de pluviómetros;  $H$  es la matriz identidad;  $v_t$  es el error;  $x_t'$  es la estimación a priori del campo de lluvia de satélite;  $x_t''$  es la estimación a posteriori;  $K_t$  es la ganancia de Kalman;  $R_t$  es la matriz de covarianza del error obtenido del “block kriging”;  $P_t'$  es la matriz de covarianza de la estimación a priori;  $P_t''$  es la matriz de covarianza de los errores de la estimación a posteriori. La matriz de covarianza de la estimación a priori ( $P_t'$ ), se obtiene a través de un variograma exponencial, cuyos parámetros se hallan con el estimador de máxima verosimilitud. (Todini, 2001b; Todini *et al.*, 2001); y esto viene a ser el error estimado del filtro de Kalman.

Rainmusic es el software desarrollado para efectuar la combinación Bayesiana entre los datos de pluviómetros y productos de satélite (Mazzetti y Todini, 2007).

Más detalles sobre el marco conceptual y procedimiento de modelación se remite al lector a: (Todini, 2001a; Mazzetti y Todini, 2004; Poluzzi, 2006; Mazzetti y Todini, 2007).

### 7.2.2 Tratamiento de la información

Las series temporales diarias de lluvia de pluviómetros, requirieron un preprocesamiento y codificación para ajustarse al tipo de formato ASCII-Tabla, compatible con el modelo Bayesiano. Es así que se generaron para la localización de las estaciones en coordenadas UTM, un archivo llamado “point.xyz”; y para la información de la lluvia en las estaciones pluviométricas, se generó un archivo llamado “point.dat”, para diferentes densidades de pluviómetro.

En la Tabla 7-2 se detalla el archivo “point.xyz” para el caso de las 19 estaciones pluviométricas que equivale a una densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro en la subcuenca de Pajaroncillo.

CODE	X	Y	Z	NAME
1	601142	4458959	1315	HUELAMO
2	591389	4452945	1154	PANTANO DE LA TOBA
3	581917	4445774	1157	VALDECABRAS
4	581080	4435590	1071	PALOMERA
5	583079	4426052	1100	FUENTES LAS ZOMAS
6	590422	4386667	911	GABALDON
7	583995	4385670	880	VALVERDEJO
8	593863	4397809	993	ALMODOVAR PINAR, C.H.J.
9	628585	4456602	1490	TORIL
10	623890	4425682	1158	CAMPILLOS (PARAVIENTOS)
11	617704	4426817	1026	BONICHES
12	623201	4438932	1155	SALINAS DEL MANZANO
13	616253	4444374	1234	TEJADILLOS
14	615234	4433256	1070	CAÑETE, C.H.J.
15	595876	4427128	1032	CAÑADA DEL HOYO
16	596467	4417884	1022	REILLO
17	603874	4397013	968	PARACUELLOS DE LA VEGA
18	622146	4416093	1207	SAN MARTIN DE BONICHES
19	633875	4397477	834	MIRA

Tabla 7-2. Formato del archivo “point.xyz” con las 19 estaciones pluviométricas en la subcuenca Pajaroncillo que equivale a una densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

En la Tabla 7-3 se detalla el archivo “point.dat” con la información de lluvia diaria para el caso de las 19 estaciones pluviométricas.

## Combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS

Fecha (año/mes/día/ hora/minutos)	Estación 1	Estación 2	Estación 3	Estación 4	Estación 5	Estación 6	Estación 7	Estación 8	Estación 9	Estación 10	Estación 11	Estación 12	Estación 13	Estación 14	Estación 15	Estación 16	Estación 17	Estación 18	Estación 19
2003 1 1 0 0	2.2	1.7	4	2.5	2.6	1	0.8	0	0	2.5	5	0	0	0	2.4	1	0	0	0
2003 1 2 0 0	22	16.1	7	4.5	0	0	0	4	3.4	1	0	6	10.8	7	1.4	1.2	1.3	0	3.6
2003 1 3 0 0	1.5	2.2	8	0	0	0	0.8	0	0	1.4	0	0	0	0	0.2	0	0	0	2.8
2003 1 4 0 0	2.7	2.6	0	3.5	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0.8	0	0.7	0	0	0	0
2003 1 5 0 0	21.5	21	20	14	23.2	8	5.6	17.5	2.1	13.2	22	20	23	33	18.1	23	16	1.3	12.5
2003 1 6 0 0	6.8	8.6	3	3	0	1	1.2	0	0.7	1.3	1.5	1	1.1	0	0.4	0	0.5	0	0
2003 1 7 0 0	23.5	26	24	19.5	0	14.5	8	18.5	7.2	18.4	26	15	12.7	20	6.3	23	14.5	0.5	15.6
2003 1 8 0 0	0	2.9	0	3	2.3	3.5	1.7	2	4.3	0	0	0	1.7	2	19.7	0	1	0.4	2.4
2003 1 9 0 0	0	6.2	9	0	0	6	5	0	2.3	0	0	4	3	0	2.9	0	4	1	5.3
2003 1 10 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 11 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 12 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 13 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 14 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 15 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 16 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 17 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 18 0 0	17.2	10	3	6	7.2	0	0	5.7	0	0	0	0	2.5	0	1.2	5.8	0	0	0
2003 1 19 0 0	1.6	8.5	7	5.5	3.1	1.5	3	0	4.5	0	0	0	0.7	0	2.3	0	0	0	0
2003 1 20 0 0	32.1	17.5	0	0	12	5	7.5	10	1.7	6.3	17	18	16.6	26	6.7	9.8	8	0.3	2.2
2003 1 21 0 0	4.2	2.6	15	5	7.2	0	7.5	0	1	4.2	3	5	2.4	3	0	0	1	0	3.5
2003 1 22 0 0	4.5	11.6	12	14.4	0	7.5	0	10.5	4.7	7.1	5.5	4	5	7	8.4	6.9	7	0.2	13.4
2003 1 23 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 24 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 25 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 26 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 27 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 28 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 1 29 0 0	0	0	0	1.5	0	0	0.2	0	0	0	0	0	0	0	0.5	0	0	0	0
2003 1 30 0 0	4.1	4.1	0	2	0	0	2.8	0	3.5	0	0	3	3.2	0	2.3	4	2	0.5	0
2003 1 31 0 0	0	0	6	0	0	0	0	0	2.2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....	.....
2003 7 29 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 7 30 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
2003 7 31 0 0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Tabla 7-3. Formato del archivo "point.dat" con las 19 estaciones pluviométricas en la subcuenca de Pajaroncilo.

### 7.2.3 Procedimiento de la combinación y modelación hidrológica

La combinación Bayesiana se realiza en un área computacional que contiene áreas de "block kriging", "macroáreas" y "bloques". El tamaño de la celda del "block kriging" se corresponde con la celda de la malla del producto de satélite.

Las “macroáreas” son de igual dimensión, de forma cuadrada o rectangular. La interpolación por “block kriging” considera una “macroárea” a la vez, con las estaciones pluviométricas al interior de cada “macroárea”. Además, el modelo requiere que cada “macroárea” sea dividida en “bloques”, en el que, el cálculo de la interpolación se realiza en un “bloque” a la vez. El número de filas y columnas en cada “bloque” y cada “macroárea” deben ser seleccionada de modo que sea posible dividir el área utilizando todas las celdas del “block kriging”. Para cumplir con estas condiciones, el producto PERSIANN-CCS se reproyectó a proyección UTM con tamaño de celda de 3484 m que es el valor más cercano a los 4 km (0.04°) de resolución espacial original del producto de satélite. Finalmente, se obtuvieron 212 archivos GRID ASCII con extensión RST, uno por cada día del período de análisis (01 de Enero al 31 de Julio del 2003), compatible con el modelo Bayesiano. Estos archivos tienen 75 columnas por 80 filas según formato que se detalla en la Tabla 7-4.

PERSIANN-CCS	
Header File:	n cols 75
	n rows 80
	xllcorner 77284.71
	yllcorner 4245784.65
	cell size 3484

*Tabla 7-4. Formato procesado a coordenadas UTM en GRID ASCII del producto de satélite PERSIANN-CCS, compatible con el modelo Bayesiano.*

Las celdas de la malla del producto PERSIANN-CCS se corresponden con el “block kriging” con tamaño de celda de 3484 m en una malla de 75 columnas x 80 filas que equivale a 6000 celdas del “block kriging”. A partir de las celdas del “block kriging”, se definió las “macroáreas” y “bloques” según se detalla en la Figura 7-1 y Tabla 7-5.

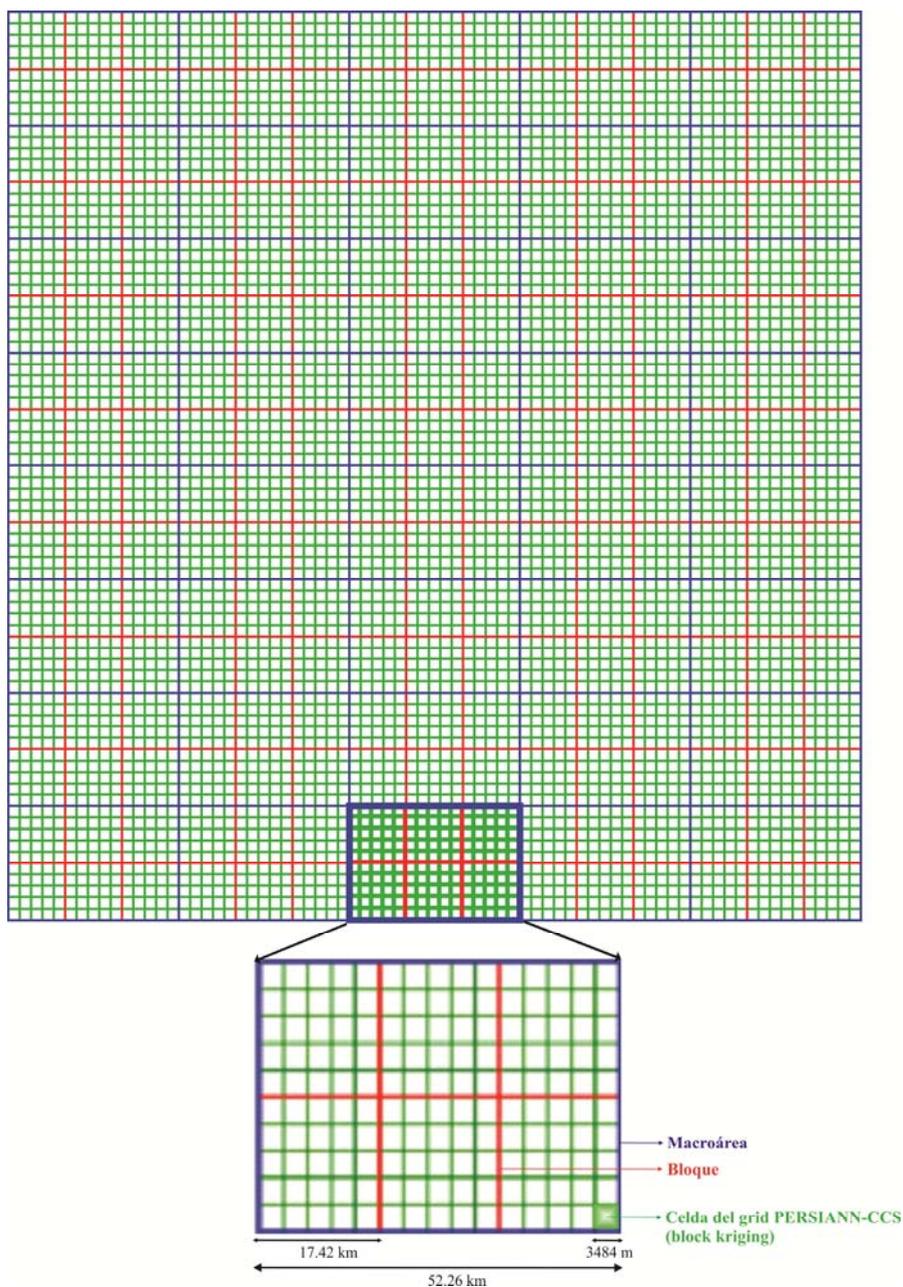


Figura 7-1 Panel superior: malla del producto PERSIANN-CCS. Panel inferior: "block kriging" y "bloques" en una "macroárea"

Detalle	Columna	Filas	Celdas o Block kriging	Malla PERSIANN-CCS
Malla PERSIANN-CCS	75	80	6000	
Macroárea	15	10	150	40
Bloque	5	5	25	240

Tabla 7-5. Número de “block kriging”, “bloques” y “macroáreas” en la malla del producto PERSIANN-CCS.

Las medidas de lluvia diaria de los pluviómetros tienen un grado de incertidumbre por lo que el modelo considera un error pequeño constante, expresado como varianza, al que se le asignó un valor de  $0.04 \text{ mm}^2$  (desviación estándar de  $\pm 0.2\text{mm}$ ).

El “block kriging” emplea un variograma Gaussiano isotrópico para realizar la interpolación por bloques de la lluvia de pluviómetros. Luego el “block kriging” de pluviómetros se agrega a la malla del producto PERSIANN-CCS a través del filtro de Kalman. Se obtuvieron productos de lluvia de la combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS a diferentes densidades de pluviómetro, que ingresaron como input en la calibración del modelo hidrológico TETIS. Un diagrama del procedimiento realizado se detalla en la Figura 7-2.

En el caso de la modelación hidrológica, la escala temporal es de un día ( $\Delta t = 1$  día), y la escala espacial corresponde a un tamaño de celda de  $500 \text{ m} \times 500 \text{ m}$ ; y el procedimiento seguido se realizó en forma análoga a la sección 6.2.3.

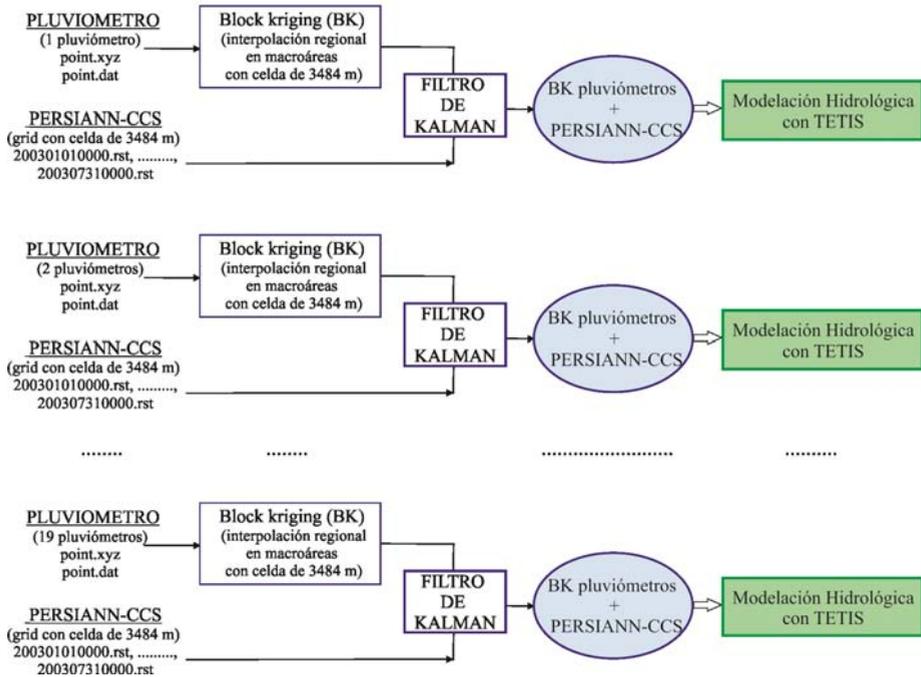


Figura 7-2. Esquema del procedimiento seguido en la combinación Bayesiana pluviómetro+PERSIANN-CCS a diferentes densidades de pluviómetro.

## 7.3 Caracterización del error con lluvia de combinación de pluviómetros y PERSIANN-CCS

### 7.3.1 Lluvia distribuida de combinación pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS

Se seleccionaron 19 estaciones pluviométricas dentro y cercanas a la subcuenca montañosa de Pajaroncillo (densidad de  $42 \text{ km}^2/\text{pluviómetro}$ ) que se combinaron con la lluvia PERSIANN-CCS a través de un modelo Bayesiano, para el período de

análisis del 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. Se cuantificó el grado de dependencia espacial entre la lluvia combinada pluviómetro+PERSIANN-CCS y la lluvia de referencia a escala temporal diaria en la subcuenca de Pajaroncillo.

El diagrama de dispersión con histogramas de la Figura 7-3 muestra los dos coeficientes de correlación de Pearson y de Kendall para T2 y 19T3. De la nube de puntos, se obtienen días con correlación positiva significativa en mayor porcentaje con 19T3. Así, se obtiene, un 45 y 47% de días con la comparación T2; y un 77 y 82% de días con la comparación 19T3. Además, existe correlación negativa significativa en el 15 y 19% de días con T2; y en el 7 y 6% de días con 19T3 (primer valor coeficiente de Pearson y segundo de Kendall). Se ha empleado un nivel de significancia del 5% y la prueba estadística t-Student para el coeficiente de Pearson, y prueba estadística “suma de orden” para el coeficiente de Kendall (Hirsh *et al.*, 1992).

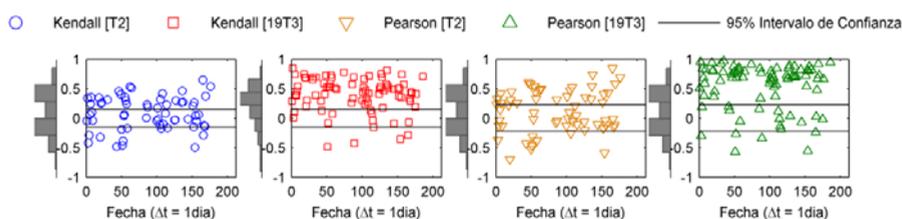


Figura 7-3. Correlación diaria entre la lluvia combinada y la lluvia de pluviómetros [19T3], y entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros [T2]. Se utilizaron 75 celdas de 500 m en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

Por otro lado, en el “box plot” de la Figura 7-4, se aprecia que el coeficiente de correlación de Pearson obtiene valores máximos de 0.85 [T2] y 0.97 [19T3]; y valores máximos del coeficiente de correlación de Kendall de 0.65 [T2] y 0.85 [19T3]. En dicha figura se aprecian valores “outliers” solo con 19T3. Además, el coeficiente de Pearson presenta una mayor variabilidad al tener mayor rango intercuartil. Esto puede deberse a que valores más altos del coeficiente de Pearson se ven influenciados por días sin lluvia (ceros) y lluvias máximas en algunas áreas de la subcuenca de Pajaroncillo. En cambio el coeficiente de Kendall representa mejor estos casos, ya que resiste el efecto de valores extremos (Hirsh *et al.*, 1992).

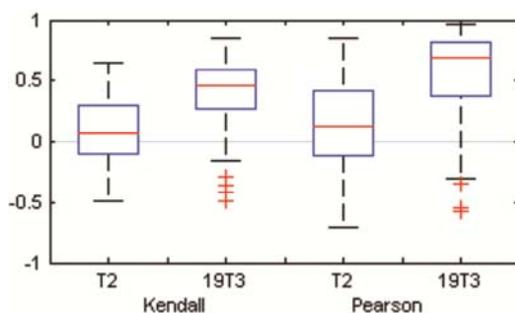


Figura 7-4. "Box plot" de la correlación diaria entre la lluvia combinada y la lluvia de pluviómetros [19T3], y entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros [T2]; con la mediana (línea roja), los cuartiles a 25% y 75% (caja), el valor máximo y mínimo (líneas de color negro) y los valores "outliers" (cruces rojas). Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

La Figura 7-5 muestra los campos de lluvia diaria de la mejor correlación tanto para el coeficiente de Pearson como el de Kendall en el periodo analizado. Y se obtiene que la mejor correlación es un día de invierno con valores de 0.85 con Pearson y 0.95 con Kendall para la lluvia combinada 19S3; valores que mejoran las correlaciones obtenidas con solo lluvia S2. Sin embargo, se obtiene una subestimación del 92% con PERSIANN-CCS pero por el contrario, la lluvia combinada solo subestima 10%. Esto refleja que la lluvia combinada está amortiguando esta subestimación en la subcuenca montañosa de Pajaroncillo. Al respecto, Haile *et al.* (2013) reportan con los productos de satélite TRMM y CMORPH, subestimación en zonas de montaña de la cuenca del río Nilo.

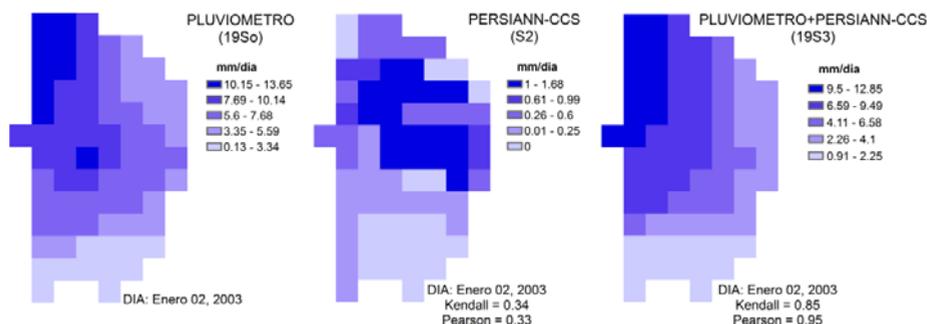


Figura 7-5. Campos de lluvia diaria de 19So, S2 y 19S3, de la mejor correlación con el coeficiente de Pearson y de Kendall en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

### 7.3.2 Lluvia areal diaria de la combinación pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS

En este apartado se compara la lluvia areal de la combinación Bayesiana pluviómetro+PERSIANN-CCS a diferentes densidades de la red de pluviómetros (xS3), con la lluvia de referencia (19So) para el período de análisis del 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. Para ello, la lluvia areal diaria en el punto de salida de la subcuenca de Pajaroncillo se obtuvo por interpolación con inverso de la distancia al cuadrado (IDW) como output del modelo hidrológico TETIS.

Se seleccionaron 19 pluviómetros dentro y los más cercanos a la subcuenca de Pajaroncillo (área drenada de 861 km<sup>2</sup>). Y, las densidades elegidas para el estudio se corresponden a 1, 2, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18 y 19 pluviómetros que se combinaron con la lluvia PERSIANN-CCS. Debido a que los resultados podrían ser sensibles a la elección de pluviómetros, se eligieron dos opciones para el caso de 1 pluviómetro (1S3): un pluviómetro ubicado cerca al centro de la subcuenca, y otro pluviómetro entre la salida de la subcuenca y el centro de la subcuenca. Para el caso de 2 pluviómetros (2S3) se eligieron cinco opciones que consideraran a los pluviómetros del caso 1S3.

En general, la combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS a diferentes densidades de la red pluviómetros, mejora el valor medio de la lluvia areal a densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Así, en la Figura 7-6, se aprecia diferencias mínimas con la lluvia media de 19So en los casos de las lluvias 10S3, 12S3, 14S3, 16S3, 18S3 y 19S3. Además, se aprecia mayor desviación estándar y error con las lluvias 1S3 y 2S3.

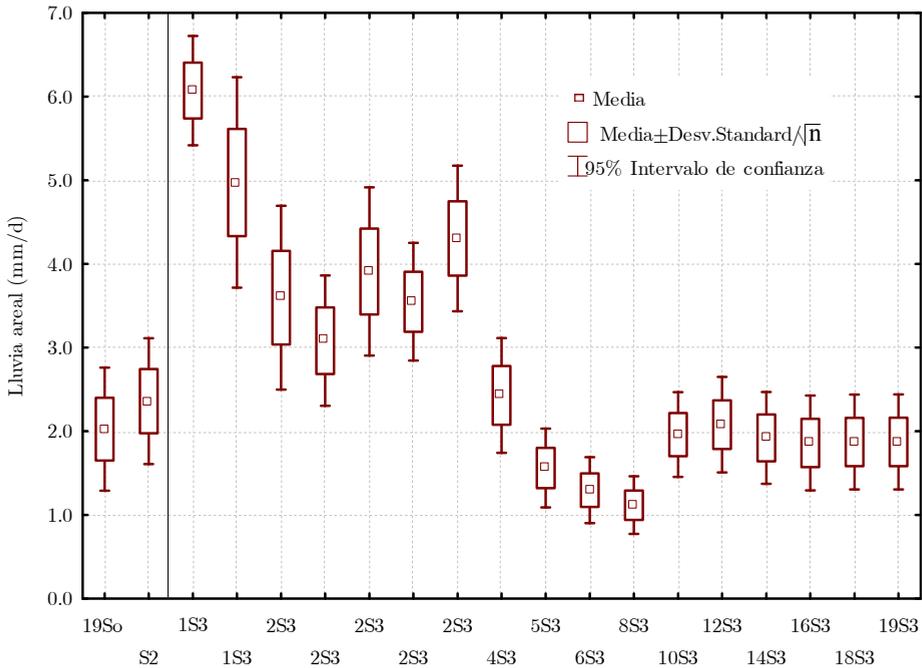


Figura 7-6. "Box plot" de lluvia areal diaria con 19So, S2 y combinaciones S3, en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

En la Tabla 7-6 se recogen los valores medios y máximos de la lluvia real de las diferentes combinaciones pluviómetro+PERSIANN-CCS. Con valores medios que varían de 1.12 a 6.07 mm/d para lluvias combinadas (xS3). Mientras que para los productos de lluvia 19So y S2, se obtienen valores de 2.03 y 2.36 mm/d. Los resultados confirman que el valor medio de la lluvia areal mejora a densidades

menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro (mayor de 10 pluviómetros) en un rango del 3 al 8%. Por el contrario, a densidades mayores de 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, el valor medio empeora en un rango del 20 al 200%

Detalle	Notación	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetros)	Valor medio (mm/d)	Valor máximo (mm/d)
Pluviómetros (19)	19So	45	2.03	45.48
PERSIANN-CCS	S2		2.36	50.36
<u>Lluvia combinada:</u>				
1So+S2	1S3	861	6.07	21.28
1So+S2	1S3	861	4.97	59.17
2So+S2	2S3	431	3.60	63.19
2So+S2	2S3	431	3.08	34.77
2So+S2	2S3	431	3.91	36.42
2So+S2	2S3	431	3.55	36.54
2So+S2	2S3	431	4.30	38.20
4So+S2	4S3	215	2.43	35.90
5So+S2	5S3	172	1.56	36.30
6So+S2	6S3	144	1.30	33.47
8So+S2	8S3	108	1.12	27.85
10So+S2	10S3	86	1.96	29.21
12So+S2	12S3	72	2.08	33.60
14So+S2	14S3	62	1.92	30.30
16So+S2	16S3	54	1.86	34.26
18So+S2	18S3	48	1.87	34.19
19So+S2	19S3	45	1.87	34.12

Tabla 7-6. Valores medios y máximos de lluvia areal diaria con 19So, S2 y combinaciones S3 en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

Al realizar una inspección visual de las curvas doble masa (Figura 7-7) en las que se compara la lluvia acumulada PERSIANN-CCS con la lluvia de referencia [T2] y la lluvia acumulada de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS con la lluvia de referencia [xT3], se observa que: la lluvia combinada subestima a densidades menores a 172 km<sup>2</sup>/pluviómetro (mayor de 5 pluviómetros), ya que la pendiente de la recta ajustada a la curva son menores a 1 (varía en un rango de 0.50 a 0.97 con más de 5 pluviómetros ). Siendo el mejor ajuste con una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro (12 pluviómetros).

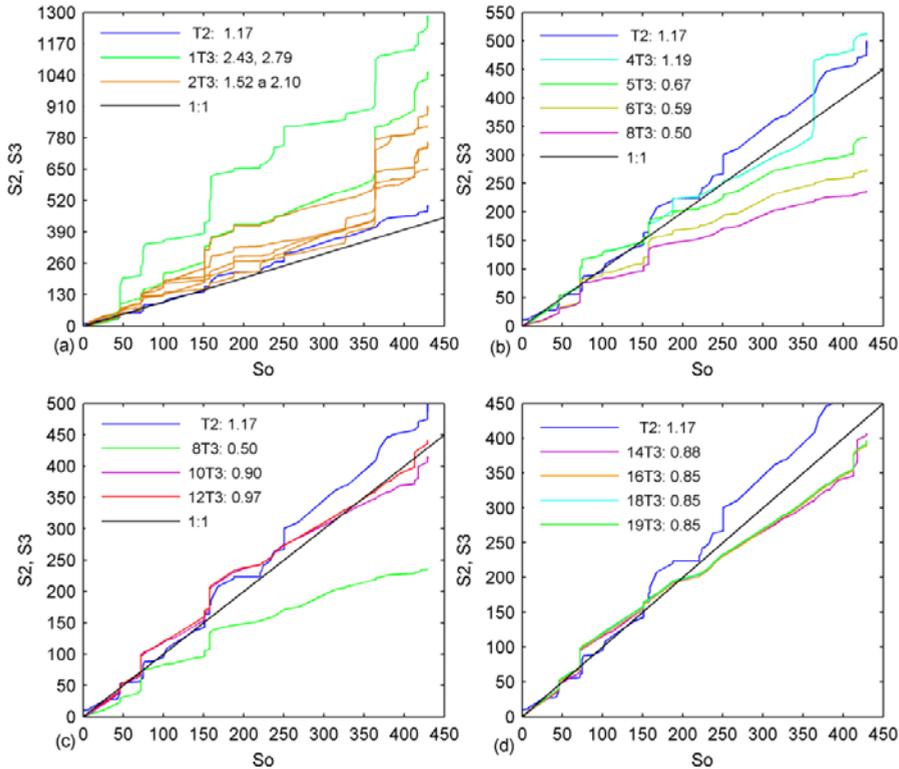


Figura 7-7. Curva doble masa de la lluvia areal diaria entre la lluvia combinada y la lluvia de pluviómetros [T3], y entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros [T2], en la subcuenca de Pajaroncillo con diferentes combinaciones de pluviómetro y recta de pendiente 1:1. Leyenda: pendiente de la recta que mejor se ajusta a la curva doble masa. Periodo analizado: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

La Figura 7-8 (izquierda) muestra un diagrama de dispersión de los coeficientes de correlación diaria de Pearson y Kendall en función de la densidad de la red de pluviómetros (correlación entre la lluvia areal combinada y la lluvia de pluviómetros), en la que se aprecia que existe correlación positiva significativa en todos los casos, a excepción del coeficiente de Kendall a una densidad de 861 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Se obtienen valores de 0.68 y 0.45 [T2] para el coeficiente de Pearson y Kendall respectivamente. Y valores que varían de 0.23 a 0.92 en el coeficiente de Pearson y de 0.08 a 0.49 en el coeficiente de Kendall con la lluvia combinada T3. El coeficiente de Pearson mejora a una densidad menor a 200

km<sup>2</sup>/pluviómetro; y con Kendall, mejora a una densidad menor a 70 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

En el caso de la correlación entre la lluvia areal combinada y la lluvia PERSIANN-CCS (Figura 7-8 derecha), se aprecia que los valores de los coeficientes de correlación disminuyen, siendo esto más evidente con el coeficiente de Pearson. Estos valores no mejoran los obtenidos con la correlación entre la lluvia PERSIANN-CCS y la lluvia de pluviómetros (triángulo verde y cuadrado rojo).

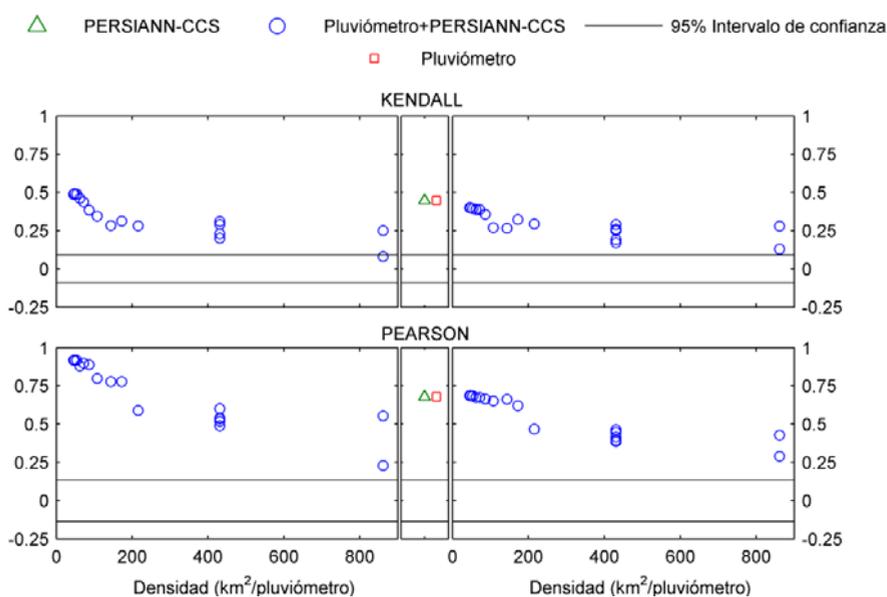


Figura 7-8. Diagrama de dispersión de la correlación de lluvia areal diaria en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo: correlación entre la lluvia areal combinada y la lluvia de pluviómetros (izquierda); correlación entre la lluvia areal combinada y la lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

A partir de la tabla de contingencia se calcularon los estadísticos de detección de eventos de lluvia para un umbral de lluvia de 0.5 mm/d (sección 5.3.1). En la Tabla 7-7, se recoge los valores calculados en función de la densidad de la red de pluviómetros. Por ejemplo, para una densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro se obtiene un

Combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS

---

69% de probabilidad de detectar lluvias mayores a 0.5 mm/d mientras que con una densidad de 144 km<sup>2</sup>/pluviómetro, la probabilidad de detectar lluvias es del 45%.

Detalle	Notación	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetros)	POD	FAR	CSI	PC	HSS	BIAS
PERSIANN-CCS	S2		0.56	0.32	0.44	0.76	0.45	0.83
<u>Lluvia combinada:</u>								
1So+S2	1S3	861	0.27	0.03	0.27	0.28	-0.01	0.28
1So+S2	1S3	861	0.27	0.24	0.25	0.37	-0.01	0.36
2So+S2	2S3	431	0.31	0.27	0.28	0.48	0.08	0.43
2So+S2	2S3	431	0.4	0.22	0.36	0.61	0.25	0.51
2So+S2	2S3	431	0.37	0.31	0.32	0.58	0.18	0.53
2So+S2	2S3	431	0.36	0.08	0.35	0.53	0.21	0.4
2So+S2	2S3	431	0.29	0.22	0.27	0.41	0.03	0.37
4So+S2	4S3	215	0.44	0.32	0.36	0.67	0.3	0.65
5So+S2	5S3	172	0.46	0.34	0.38	0.69	0.32	0.7
6So+S2	6S3	144	0.45	0.37	0.35	0.68	0.29	0.71
8So+S2	8S3	108	0.55	0.29	0.45	0.76	0.45	0.78
10So+S2	10S3	86	0.55	0.19	0.48	0.76	0.48	0.67
12So+S2	12S3	72	0.61	0.17	0.54	0.81	0.57	0.74
14So+S2	14S3	62	0.63	0.24	0.52	0.81	0.55	0.82
16So+S2	16S3	54	0.59	0.2	0.52	0.79	0.53	0.75
18So+S2	18S3	48	0.59	0.2	0.52	0.79	0.53	0.75
19So+S2	19S3	45	0.69	0.19	0.59	0.84	0.63	0.84

*Tabla 7-7. Estadísticos de detección de eventos de lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo con umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Periodo de analisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.*

De acuerdo a la Tabla 7-7 y Figura 7-9, se evidencia que los estadísticos de detección de eventos de lluvia resultan sensibles a la densidad de la red de pluviómetros. Es clara una mejora significativa en los estadísticos para una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, con incremento de POD, CSI, PC y HSS, y reducción de FAR. Además, se observa una mejora notable del FBIAS en todas las densidades de pluviómetros, con la excepción de la densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

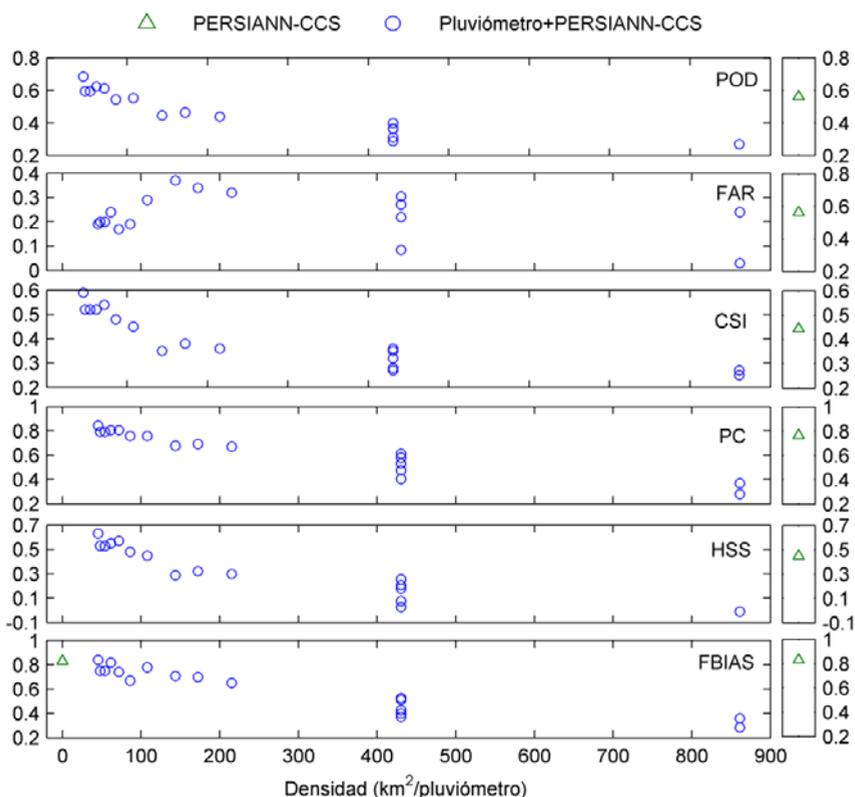


Figura 7-9. Evolución de los estadísticos de detección de eventos de lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo con umbral de lluvia de 0.5 mm/d. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

Respecto a los índices de eficiencia de lluvia, se obtienen valores de E que varían de -1.32 a 0.82, RSR de 0.42 a 1.52 y Ev que varían de -45 a 200%, dependiendo de la densidad de la red de pluviómetro (Tabla 7-8 y Figura 7-10). El mejor rendimiento se encuentra con una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro, con valores de 0.80, 0.45 y 2.66% de E, RSR y Ev respectivamente. En general, los índices se estabilizan de nuevo a partir de una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS

Detalle	Notación	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetro)	E	Ev	RSR
PERSIANN-CCS	S2		0.348	16.515	0.805
1So+S2	1S3	861	-0.936	199.770	1.388
1So+S2	1S3	861	-1.317	145.541	1.519
2So+S2	2S3	431	-0.517	77.586	1.229
2So+S2	2S3	431	-0.013	52.216	1.004
2So+S2	2S3	431	-0.529	93.048	1.234
2So+S2	2S3	431	-0.056	75.209	1.025
2So+S2	2S3	431	-0.350	112.505	1.159
4So+S2	4S3	215	0.221	19.923	0.880
5So+S2	5S3	172	0.587	-22.918	0.641
6So+S2	6S3	144	0.530	-35.992	0.684
8So+S2	8S3	108	0.498	-44.879	0.707
10So+S2	10S3	86	0.746	-3.224	0.503
12So+S2	12S3	72	0.797	2.661	0.450
14So+S2	14S3	62	0.762	-5.199	0.486
16So+S2	16S3	54	0.824	-8.182	0.419
18So+S2	18S3	48	0.823	-7.582	0.420
19So+S2	19S3	45	0.823	-7.544	0.420

Tabla 7-8. Índices de eficiencia de la lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

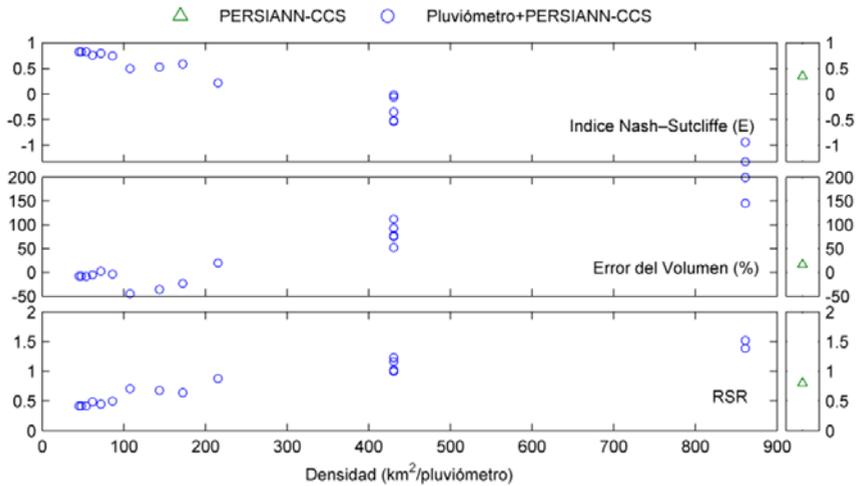


Figura 7-10. Índices de eficiencia de la lluvia areal en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

## **7.4 Modelación hidrológica con lluvia de combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS**

El punto de calibración se realizó a la salida de la subcuenca de Pajaroncillo (área drenada de 861 km<sup>2</sup>) para el periodo de análisis del 01 de Enero al 31 de Julio del 2003, con lluvia de 19 pluviómetros (19So), lluvia PERSIANN-CCS (S2) y lluvia de diversas combinaciones pluviómetro+PERSIANN-CCS (xS3).

Después de ejecutar la calibración con el modelo TETIS se obtuvieron los factores correctores que se detallan en la Tabla 7-9 y Figura 7-11, en función de la densidad de la red de pluviómetros utilizada en la combinación con el producto PERSIANN-CCS. De acuerdo con los resultados, el FC2, FC3 y FC6 tienden a decrecer conforme disminuye la densidad de la red de pluviómetros. En cambio el FC1 y FC9 presentan poca variación con coeficientes de variación del 7 y 8% respectivamente.

Notación	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetros)										
		FC1	FC2	FC3	FC4	FC5	FC6	FC7	FC8	FC9	
19So	45	0.86	0.61	0.75	0.0032	0.01	159.5	0.00	1.38	0.30	
S2		0.87	0.85	0.73	0.0026	0.02	118.9	0.00	2.99	0.54	
1S3	861	0.89	0.84	0.40	0.0047	0.05	85.7	0.00	0.30	0.30	
1S3	861	0.88	0.98	0.67	0.0044	0.05	137.6	0.00	0.63	0.40	
2S3	431	0.79	0.99	0.79	0.0047	0.04	109.8	0.00	1.00	0.30	
2S3	431	0.85	1.00	0.80	0.0032	0.03	125.8	0.00	1.15	0.30	
2S3	431	0.79	0.75	0.79	0.0047	0.04	109.8	0.00	1.00	0.30	
2S3	431	0.79	0.75	0.79	0.0047	0.04	109.8	0.00	1.00	0.30	
2S3	431	0.79	0.75	0.79	0.0047	0.04	109.8	0.00	1.00	0.30	
4S3	215	0.90	0.79	0.76	0.0032	0.02	125.8	0.00	1.10	0.30	
5S3	172	0.86	0.40	0.60	0.0032	0.01	159.5	0.00	1.38	0.30	
6S3	144	0.76	0.25	0.40	0.0032	0.04	114.3	0.00	1.41	0.30	
8S3	108	0.66	0.17	0.47	0.0032	0.03	109.5	0.00	1.35	0.30	
10S3	86	0.84	0.41	0.44	0.0032	0.04	73.1	0.00	0.90	0.30	
12S3	72	0.87	0.49	0.48	0.0032	0.02	51.0	0.00	1.07	0.30	
14S3	62	0.78	0.42	0.57	0.0032	0.04	69.6	0.00	1.11	0.30	
16S3	54	0.86	0.48	0.51	0.0032	0.05	84.0	0.00	1.37	0.30	
18S3	48	0.82	0.50	0.45	0.0032	0.05	74.0	0.00	1.05	0.30	
19S3	45	0.85	0.45	0.53	0.0032	0.05	85.3	0.00	1.34	0.30	

Tabla 7-9. Factores correctores en función de la densidad de la red de pluviómetros obtenidos con calibración del modelo hidrológico en la subcuenca de Pajaroncillo. FC1: Almacenamiento estático, FC2: Evapotranspiración, FC3: Infiltración, FC4: Escorrentía directa, FC5: Percolación, FC6: Interflujo, FC7: Pérdidas subterráneas, FC8: Flujo base, FC9: Velocidad en los cauces. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

La calibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS ha permitido elevar el rendimiento en la modelación. También, diversos autores realizaron una calibración de su modelo hidrológico para mejorar el rendimiento con los productos de lluvia estimada de satélite (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012), tal como se mencionó en la sección 6.3.

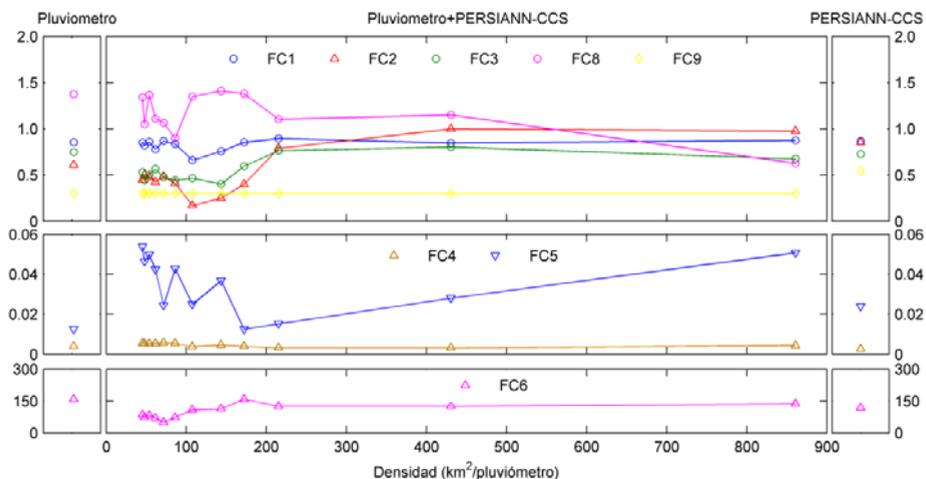


Figura 7-11. Factores correctores en función de la densidad de la red de pluviómetros por calibración del modelo hidrológico en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (centro) y con lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

Se obtuvieron en calibración del modelo hidrológico, índices de E, RSR y Ev que se reflejan en la Tabla 7-10 y Figura 7-12 con valores de 0.77, 0.47 y -0.01% con So; 0.51, 0.70 y -7.55% con S2 respectivamente. Y la mejor combinación (xS3) se obtuvo con una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro (12S3), con valores de 0.67, 0.57 y -0.26% en E, RSR y Ev respectivamente. Considerándose rendimiento “muy bueno” con pluviómetro (So), “satisfactorio” con PERSIAN-CCS (S2) y de “bueno” a “muy bueno” con la mejor combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (12S3), de acuerdo con los niveles reportados en la Tabla 6-1. Para densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro se obtienen valores de 0.63, 0.61 y -0.26% en E, RSR y Ev respectivamente.

Combinación de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS

Notación	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetro)	E	Ev	RSR
19So	45	0.774	-0.008	0.475
S2		0.506	-7.553	0.701
1S3	861	-6.687	114.375	2.766
1S3	861	-11.736	102.629	3.560
2S3	431	-2.363	38.298	1.829
2S3	431	-0.343	29.424	1.156
2S3	431	-8.202	109.308	3.026
2S3	431	-2.360	48.187	1.829
2S3	431	-5.114	91.183	2.467
4S3	215	-0.292	10.466	1.134
5S3	172	0.387	0.038	0.781
6S3	144	0.470	-0.756	0.727
8S3	108	0.388	1.817	0.780
10S3	86	0.662	-2.830	0.580
12S3	72	0.674	-0.256	0.570
14S3	62	0.587	-3.028	0.641
16S3	54	0.628	-4.258	0.608
18S3	48	0.619	-5.188	0.616
19S3	45	0.631	-0.256	0.606

Tabla 7-10. Índices de eficiencia de la modelación hidrológica en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

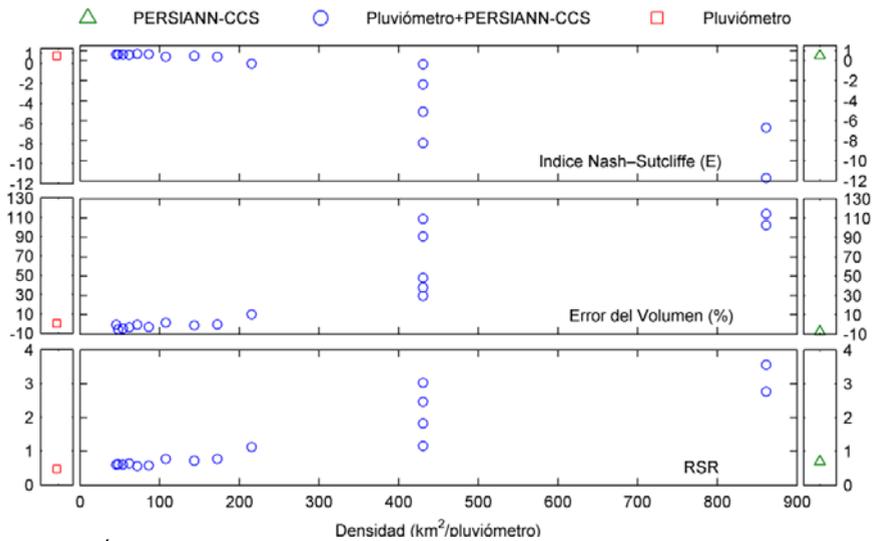


Figura 7-12. Índices de eficiencia de la modelación hidrológica en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

Al respecto, Jiang *et al.* (2012) combinan con un modelo Bayesiano, los caudales simulados por el modelo hidrológico Xinanjiang con tres productos de satélite (3B42V6, 3B42RT y CMORPH), y obtienen un índice E de 0.58 en calibración y de 0.62 en validación temporal. Estos valores son menores a los obtenidos por combinación Bayesiana de la lluvia pluviómetro+PERSIANN-CCS para densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Existe correlación positiva significativa (Tabla 7-11 y Figura 7-13) del caudal observado y caudal simulado en todos los casos. En el escenario con To se obtienen valores de 0.88 y 0.74, y valores de 0.73 y 0.62 con la comparación T2 (primer valor de correlación de Pearson y segundo de Kendall). Y valores que varían de 0.12 a 0.82 y 0.17 a 0.68 con T3 para Pearson y Kendall respectivamente. Los estadísticos tienden a estabilizarse a una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Notación	Densidad (km <sup>2</sup> /pluviómetro)	Kendall Pearson	
19So	45	0.741	0.879
S2		0.619	0.725
1S3	861	0.411	0.208
1S3	861	0.391	0.316
2S3	431	0.285	0.158
2S3	431	0.520	0.391
2S3	431	0.509	0.405
2S3	431	0.168	0.123
2S3	431	0.249	0.200
4S3	215	0.420	0.236
5S3	172	0.548	0.622
6S3	144	0.593	0.685
8S3	108	0.576	0.628
10S3	86	0.665	0.816
12S3	72	0.678	0.821
14S3	62	0.578	0.768
16S3	54	0.603	0.796
18S3	48	0.603	0.792
19S3	45	0.611	0.795

Tabla 7-11. Coeficiente de correlación de Kendall y Pearson del caudal diario en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

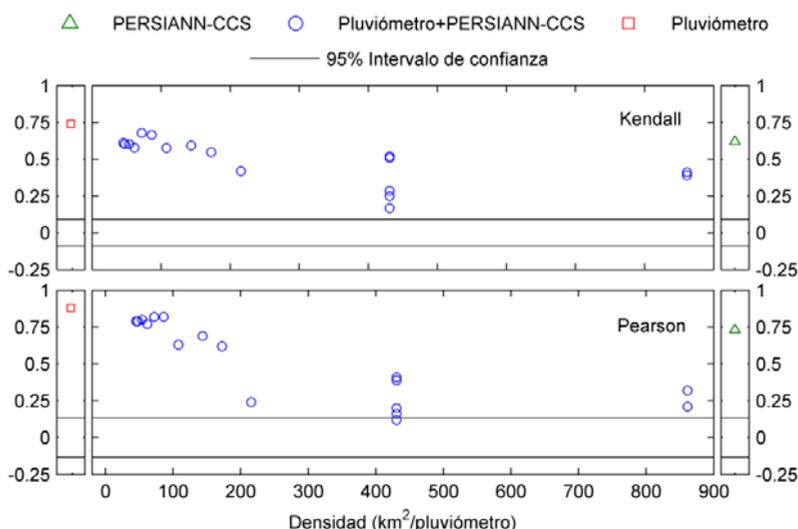


Figura 7-13. Diagrama de dispersión de la correlación de caudal diario en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo para caudales observados y caudales simulados obtenidos con lluvia PERSIANN-CCS (triángulo verde), lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (círculos azules) y lluvia de pluviómetros (cuadrado rojo). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

Si se comparan los hidrogramas generados con el observado (Figura 7-14), el mejor rendimiento se obtiene con una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro (línea roja). Para esta densidad de combinación, su hidrograma reproduce adecuadamente el flujo base y la forma de la curva de recesión, se detectan la mayoría de caudales máximos y días en que ocurren pero subestima su valor máximo en 37%. Con lluvia de pluviómetros y lluvia PERSIANN-CCS, subestima su valor máximo en 30 y 48% respectivamente. Similares resultados reportan Haile *et al.* (2013) con los productos TRMM y CMORPH en zonas de montaña de la cuenca del río Nilo. Sin embargo, no se debe descartar que la subestimación podría deberse a que en regiones montañosas, como Pajaroncillo, las estaciones pluviométricas tienden a estar en los valles y con ello subestimar la lluvia orográfica (Ebert *et al.*, 2007; Álvarez, 2011).

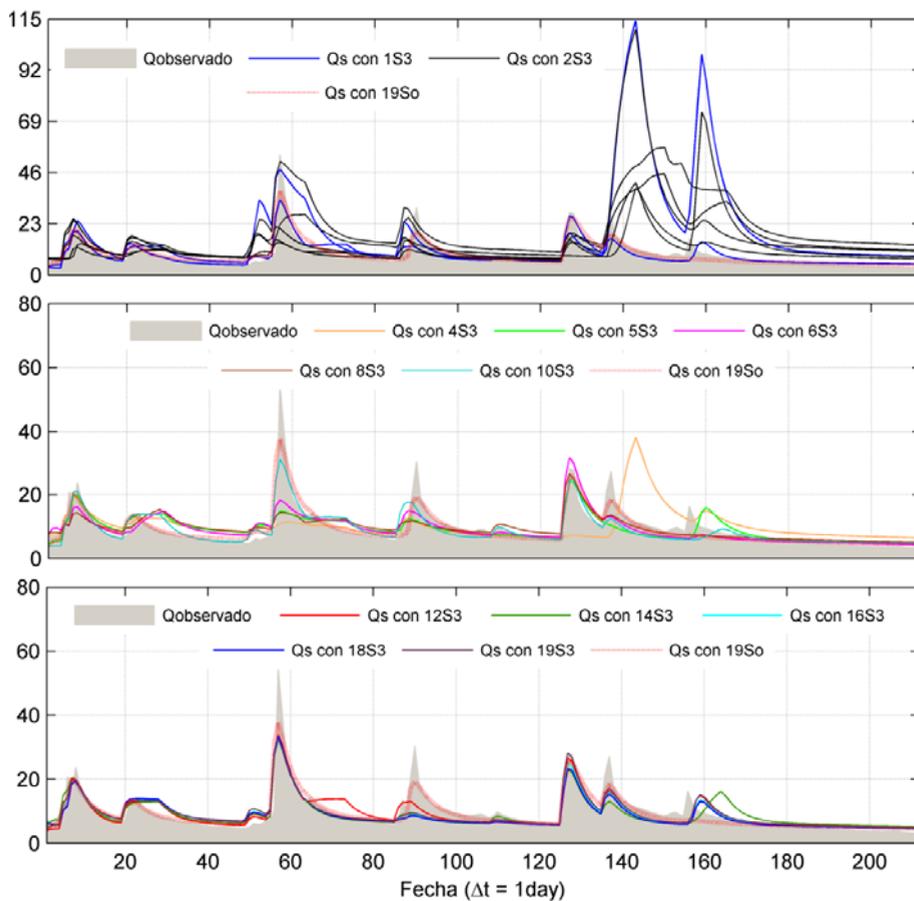


Figura 7-14. Hidrogramas generados de la calibración en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS. Mejor eficiencia con combinación con densidad de  $72\text{km}^2/\text{pluviómetro}$  (12S3, línea roja). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

En la Figura 7-15 se visualiza los flujos y principales variables del balance hídrico en función de la densidad de la red de pluviómetros. Es de destacar la alta sensibilidad de la evapotranspiración hasta llegar a estabilizarse en un valor de 1.5 mm/d. Esto se explica porque la estrategia de calibración empleada en la modelación, es una función del caudal y no de algún componente del balance hídrico. Similar comportamiento es reportado en el componente de evapotranspiración con lluvia PERSIANN, por Bitew y Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

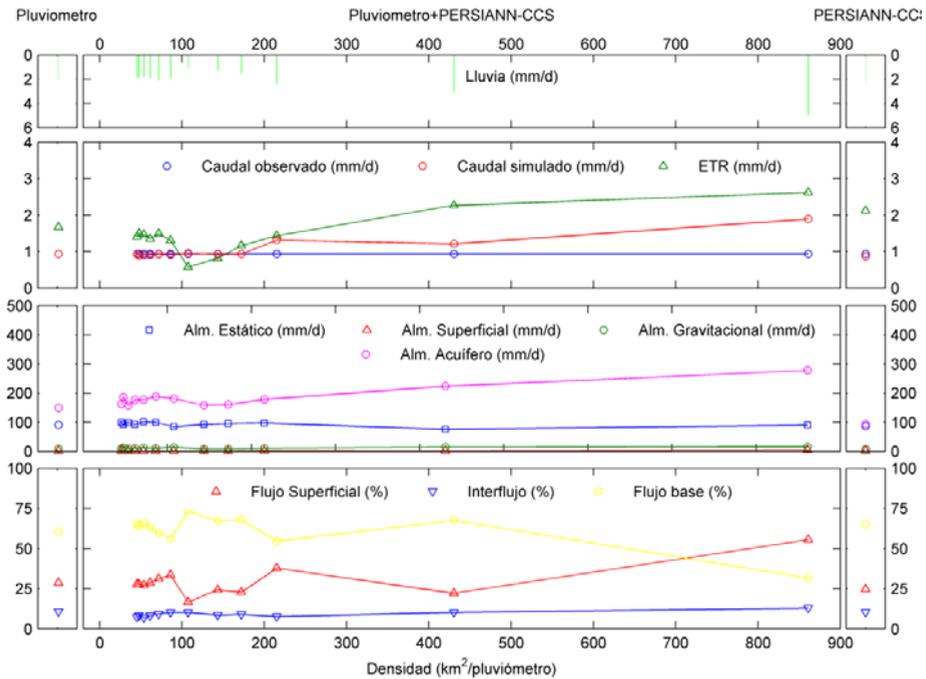


Figura 7-15. Flujos y principales variables del balance hídrico en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo con lluvia de pluviómetros (izquierda), lluvia de combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS (centro) y con lluvia PERSIANN-CCS (derecha). Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

En los componentes del balance hídrico, por ejemplo, para una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro (12S3) se obtienen valores de 2.08, 1.50 y 0.93 mm/d de lluvia, evapotranspiración y flujo simulado respectivamente. Inicialmente con el producto PERSIANN-CCS se sobrestimaba un 17% la lluvia pero con la lluvia combinada a una densidad 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro, estos resultados mejoran y ahora sobrestima solo un 3%, lo que repercute positivamente en el balance de la cuenca.

En la Figura 7-16 se aprecia la composición del flujo en función de la densidad de la red de pluviómetros. Se observa que esta densidad influye claramente en los mecanismos de producción de escorrentía, además, de un flujo base significativa, lo que sugiere que en la subcuenca de Pajaroncillo el flujo no se agota y las recesiones son breves en el tiempo. Por ejemplo, para una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro (12S3), el flujo se distribuye 31% como escorrentía directa, 9% como interflujo y 60% como flujo base.

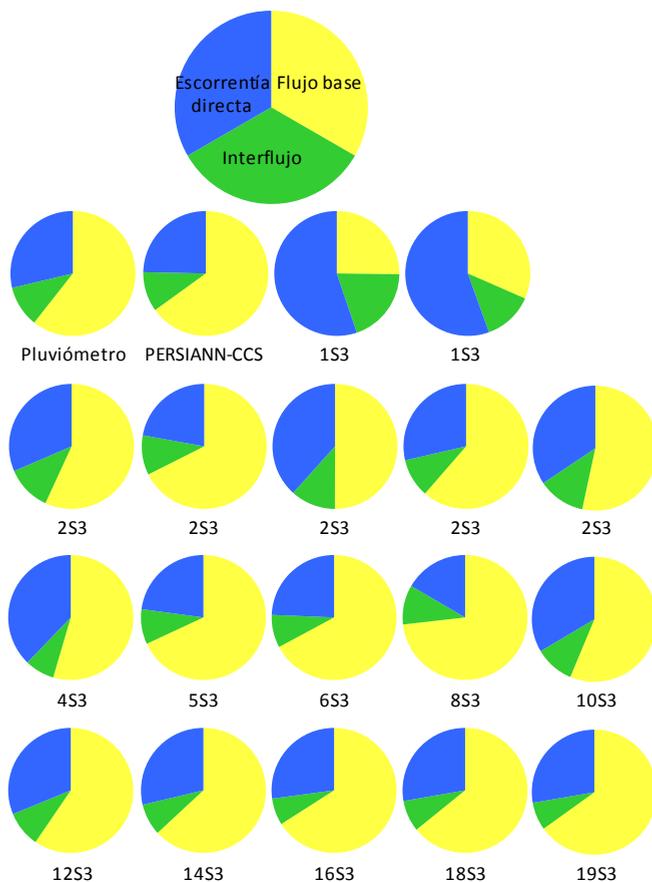


Figura 7-16. Composición de la escorrentía en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003.

## **7.5 Propagación del error de la lluvia combinada de pluviómetros y lluvia estimada por PERSIANN-CCS**

En esta tesis, la propagación del error se analizó a través de los índices de eficiencia de la lluvia y caudal que son graficadas según la Figura 7-17, visualizándose si el error en la lluvia se propaga en un error igual a la escorrentía o se amortigua o empeora a través de la modelación hidrológica para diferentes densidades de pluviómetro. Si los puntos se ajustan a la línea 1:1, significa que el error en la lluvia se propaga en un error igual a la escorrentía, mientras que si se sitúan en las áreas sombreadas de la figura indican que el error se amortigua a través de la modelación hidrológica, en forma análoga a la sección 6.6.

En general, en la subcuenca de Pajaroncillo con un área drenada de 861 km<sup>2</sup>, el error en volumen de la lluvia se amortigua en todas las densidades de pluviómetro (a excepción con una densidad de 431 km<sup>2</sup>/pluviómetro, 2S3). Por el contrario, el error de la lluvia en términos de E y RSR empeoran con la modelación hidrológica, excepto para densidades menores a 172 km<sup>2</sup>/pluviómetro (5S3), en que los índices de eficiencia están muy cercanos a la línea 1:1. Al respecto, Nikolopoulos *et al.* (2010) reportan que cuencas con áreas menores a 400 km<sup>2</sup> tienen mayor capacidad de amortiguación del error de la lluvia al caudal simulado. Además, Wigmosta y Prasad (2005) indican que en cuencas pequeñas y medianas, los procesos de ladera dominan la forma y magnitud del hidrograma y determinan el volumen de agua que entra a la red de cauces. Además, el tiempo de residencia del agua en la red de drenaje es pequeño en comparación a la ladera; por lo que la red cumple un papel secundario en la respuesta hidrológica.

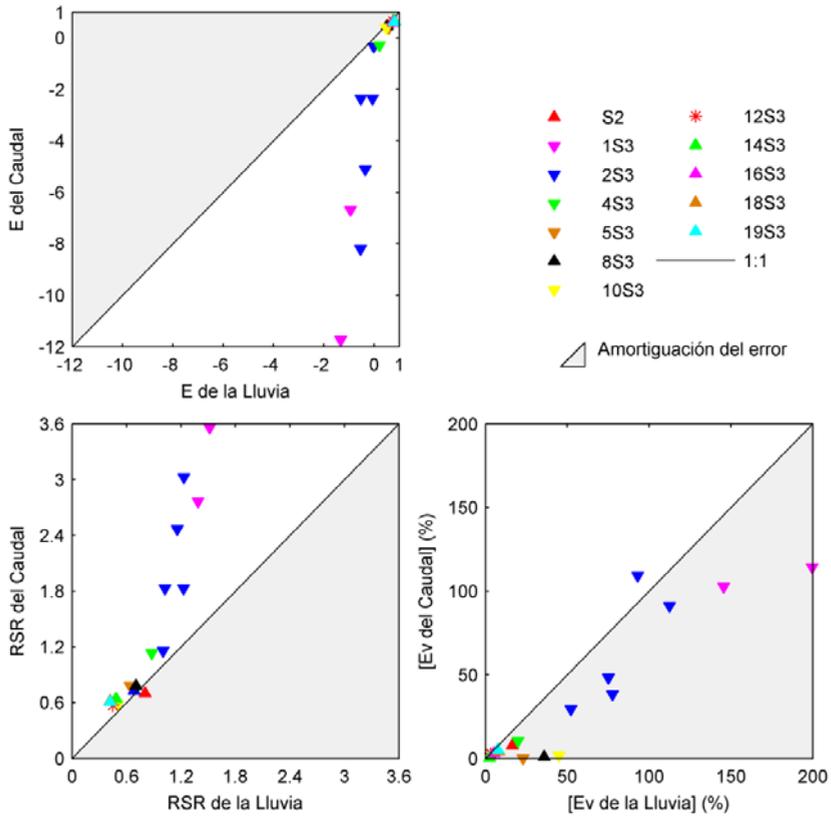


Figura 7-17. Propagación del error de la lluvia a través de la modelación hidrológica en función de la densidad de la red de pluviómetros en la subcuenca de Pajaroncillo. Periodo de análisis: 01 de Enero al 31 de Julio del 2003. El error en volumen (Ev) en valor absoluto.

## 7.6 Discusión de resultados

En la subcuenca de Pajaroncillo se evaluó la lluvia combinada de pluviómetro+PERSIANN-CCS a diferentes densidades de pluviómetro.

La correlación entre la lluvia combinada pluviómetro+PERSIANN-CCS a una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro y la lluvia de referencia, mejoraron en un 78 a 80 % respecto a solo lluvia PERSIANN-CCS (Figura 7-3 y Figura 7-4). Y, analizando las mejores correlaciones (Figura 7-5), se obtiene que la lluvia combinada amortigua la subestimación de PERSIANN-CCS en esta zona caracterizada por montañas del sistema Ibérico, altitudes muy altas y presencia de lluvia orográfica. Al respecto, Haile *et al.* (2013) reportan con los productos TRMM y CMORPH subestimación en zonas de montaña de la cuenca del río Nilo.

En general, la combinación pluviómetro+PERSIANN-CCS mejora el valor medio de la lluvia areal a partir de densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro (Figura 7-6 y Tabla 7-6) y mejor valor medio a una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Por el contrario, para densidades mayores de 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, el valor medio empeora en un rango del 20 al 200%, según aumente la densidad de la red de pluviómetros. Además, mayor desviación estándar y error con densidades mayores a 430 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Se evidencia que los estadísticos de detección de eventos de lluvia (Tabla 7-7 y Figura 7-9) resultan sensibles a la densidad de la red de pluviómetros. Es clara una mejora significativa en los estadísticos para una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, con incremento de POD, CSI, PC y HSS, y reducción de FAR. Además, se observa una mejora notable del FBIAS en todas las densidades de pluviómetros, con la excepción de la densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro

Respecto a los índices de eficiencia de lluvia, se obtienen valores de E que varían de -1.32 a 0.82, RSR de 0.42 a 1.52 y Ev de -45 a 200%, dependiendo de la densidad de pluviómetro (Tabla 7-8 y Figura 7-10). Obteniéndose el mejor rendimiento con una densidad de 72 pluviómetros, con valores de 0.80, 0.45 y

2.66% de E, RSR y Ev respectivamente. En general, los índices se estabilizan a una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Después de ejecutar la calibración con el modelo TETIS se obtuvieron los factores correctores (Tabla 7-9 y Figura 7-11), en los que el FC2, FC3 y FC6 tienden a decrecer conforme disminuye la densidad de la red de pluviómetros. En cambio el FC1 y FC9 presentan poca variación con coeficientes de variación del 7 y 8% respectivamente. La calibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS ha permitido elevar el rendimiento en la modelación. También, diversos autores realizaron una calibración de su modelo hidrológico para mejorar el rendimiento con los productos de lluvia estimada de satélite (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012), tal como se mencionó en la sección 6.3.

Se obtiene en la modelación hidrológica con la lluvia pluviómetro+PERSIANN-CCS (Tabla 7-10 y Figura 7-12) para densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, valores que se estabilizan en 0.63, 0.61 y -0.26% en E, RSR y Ev respectivamente. Obteniendo el mejor rendimiento a una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro, con valores de 0.67, 0.57 y -0.26% en E, RSR y Ev respectivamente, lo que equivale a un rendimiento de “bueno” a “muy bueno”. Esto queda confirmado con su hidrograma respectivo (Figura 7-14, línea roja) en el que reproduce adecuadamente el flujo base y la forma de la curva de recesión, detecta la mayoría de caudales máximos y días en que ocurren pero subestima su valor máximo en un 37%. Al respecto, no se debe descartar que la subestimación podría deberse a que en regiones montañosas, como Pajaroncillo, las estaciones pluviométricas tienden a estar en los valles y con ello subestimar la lluvia orográfica (Ebert *et al.*, 2007; Álvarez, 2011).

En el balance hídrico (Figura 7-15) se observa alta sensibilidad de la evapotranspiración hasta llegar a estabilizarse en un valor de 1.5 mm/d. Esto se explica porque la estrategia de calibración empleada en la modelación, es una función del caudal y no de algún componente del balance hídrico. Similar comportamiento es reportado en el componente de evapotranspiración con producto de satélite, por Bitew y Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

Para el mejor rendimiento en la modelación hidrológica (densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro), se obtienen valores de 2.08, 1.50 y 0.93 mm/d de lluvia, evapotranspiración y flujo simulado respectivamente. Inicialmente con el producto PERSIANN-CCS se sobrestimaba un 17% la lluvia pero con la lluvia combinada a una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro, estos resultados mejoran y ahora sobrestima solo 3% lo que repercute en el balance de la cuenca.

El producto de la lluvia de pluviómetro (19So) que se utiliza como referencia para evaluar la lluvia combinada pluviómetro+PERSIANN-CCS (xS3), no son independientes ya que la lluvia xS3 se ha generado a partir de la misma información (19So). Esta no independencia no afecta los resultados esperados, ya que lo que se evalúa no necesariamente es el grado de dependencia sino principalmente cuanto mejora el producto PERSIANN-CCS conforme mejora la densidad de la red de pluviómetros. Se esperaba que el producto de la lluvia combinada supere el rendimiento del producto de satélite, y esto se consigue a densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro (Figura 7-12) en que el rendimiento de la modelación hidrológica se incrementa.

En general, en la subcuenca de Pajaroncillo con un área drenada de 861 km<sup>2</sup>, el error en volumen de la lluvia se amortigua en todas las densidades de pluviómetro (a excepción con una densidad de 431 km<sup>2</sup>/pluviómetro). Por el contrario, el error de la lluvia en términos de E y RSR empeoran con la modelación hidrológica, excepto para densidades menores a 172 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Al respecto, Nikolopoulos *et al.* (2010) reportan que cuencas con áreas menores a 400 km<sup>2</sup> tienen mayor capacidad de amortiguación del error de la lluvia al caudal simulado. Además, Wigmosta y Prasad (2005) indican que en cuencas pequeñas y medianas, los procesos de ladera dominan la forma y magnitud del hidrograma y determinan el volumen de agua que entra a la red de cauces. Además, el tiempo de residencia del agua en la red de drenaje es pequeño en comparación a la ladera; por lo que la red cumple un papel secundario en la respuesta hidrológica.

## Capítulo 8

# CONCLUSIONES Y TRABAJO FUTURO

### 8.1 Conclusiones

Actualmente, la lluvia estimada por satélite está sujeta a diversos errores debido a problemas instrumentales, naturaleza del sistema de medición, simplificaciones teóricas y relaciones complejas entre las variables observadas y la lluvia, entre otras razones (Nikolopoulos *et al.*, 2010; Semire *et al.*, 2012); esto limita su uso en aplicaciones hidrológicas, reduciéndose a entornos muy experimentales y controlados o a regiones donde no existan otras posibilidades de observación. Por lo tanto, disminuir el error es clave para su aplicación hidrológica generalizada. En este estudio, se evaluaron dos productos de lluvia estimada de satélite con diferente resolución espacial, PERSIANN (0.25°) y PERSIANN-CCS (0.04°), a través de un modelo hidrológico distribuido en una cuenca extratropical como es la cuenca del río Júcar razonablemente bien instrumentada.

Los resultados, específicos para la zona de estudio, indican que las correlaciones espaciales entre la lluvia estimada a partir de satélite y la lluvia de referencia, es aceptable a escala anual, menos aceptable a escala mensual, pero

pobre a escala diaria. En invierno la correlación diaria es más débil, debido a que las lluvias se concentran más en las zonas montañosas y tal vez, este efecto orográfico no está bien detectado por los satélites. Por el contrario, en verano se observa el patrón opuesto, con correlación positiva significativa, posiblemente por la mayor presencia de días sin lluvia (valor cero). Esto se ve reflejado en valores más altos con el coeficiente de Pearson en verano, ya que la presencia de ceros favorece una mayor correlación; en cambio el coeficiente de Kendall representa mejor estos casos, ya que resiste el efecto de valores extremos (valores mínimos en este caso). También se obtienen errores altos con lluvias máximas y con frecuencia sobrestimación de lluvias ligeras.

En general, la lluvia PERSIANN-CCS sobrevalora, mientras que PERSIANN subestima a diferentes escalas de agregación de cuenca. Además, PERSIANN tiene mayor probabilidad de detección de lluvia, pero también de falsas alarmas. La detección de lluvia es menor en la subcuenca del río Albaida (zona costera con lluvias torrenciales y probables SCM en otoño) que en la subcuenca de Pajaroncillo (zona montañosa con lluvias orográficas). Es decir, estas diferencias en la detección por los dos productos de satélite, están siendo influenciadas por las características climáticas y fisiográficas de la zona, que coincide con lo reportado por Hossain y Huffman (2008).

El error en volumen ( $E_v$ ) de la lluvia, para todas las escalas de agregación de cuenca, subestima con PERSIANN y sobrestima con PERSIANN-CCS. La cuenca Albaida ( $1301 \text{ km}^2$ ) tienen mejor rendimiento en términos del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe ( $E$ ) en la estimación de la lluvia con los dos productos de satélite; en cambio la cuenca más pequeña Pajaroncillo ( $861 \text{ km}^2$ ) tiene mejor rendimiento en  $E_v$  pero solo con el producto PERSIANN-CCS.

La calibración de los parámetros del modelo hidrológico TETIS ha permitido elevar el rendimiento en la modelación. También, diversos autores realizaron una calibración de su modelo hidrológico para mejorar el rendimiento con los productos de lluvia estimada de satélite (Stisen y Sandholt, 2010; Bitew y Gebremichael, 2011b; Bitew *et al.*, 2011; Jiang *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2012). Es así que, en la modelación hidrológica, se obtienen rendimientos

“insatisfactorios” con PERSIANN, mientras que con PERSIANN-CCS los rendimientos pasan a ser “satisfactorios”. Los resultados son alentadores con lluvia PERSIANN-CCS y tal parece que una mejor resolución de los datos raster de la lluvia, una menor FBIA y un error de sobrestimación en el volumen de la lluvia, ocasionan que este producto de satélite se adapte mejor en la modelación hidrológica. Similares resultados respecto a productos de satélite con mejor resolución espacial, son reportados por Nikolopoulos *et al.* (2010) con el producto KIDD (4 km) de mejor resolución espacial, respecto de los productos TRMM-3B42 (0.25°) y KIDD (25 km). Por el contrario, en la modelación con lluvia PERSIANN, una resolución espacial grosera de los datos raster de la lluvia y el error de la subestimación en el volumen de la lluvia están afectando negativamente a la modelación, ya que hay insuficiente lluvia que alimente el Ciclo Hidrológico, pero esto posiblemente se esté amortiguando con la mayor probabilidad de detección de la lluvia PERSIANN.

Como el modelo hidrológico trata de mantener un comportamiento similar al caudal observado (ya que la estrategia de calibración es una función de este caudal y no de algún componente del balance hídrico), se obtiene que el factor corrector de evapotranspiración se reduce un 71% con PERSIANN e incrementa un 32% con PERSIANN-CCS para finalmente obtener una evapotranspiración que se reduce con PERSIANN e incrementa con PERSIANN-CCS. Similar comportamiento es reportado en el componente de evapotranspiración con subestimación de lluvia PERSIANN, por Bitew y Gebremichael (2011b) y Moreno *et al.* (2012).

En lo que respecta a la propagación del error de la estimación de la lluvia a la simulación hidrológica, el error en volumen de la lluvia se amortigua a través del proceso de transformación lluvia-escorrentía. Al contrario del error de la lluvia en términos de E y RSR, que empeoran con la modelación hidrológica, excepto en las cuencas más pequeñas como Pajaroncillo (861 km<sup>2</sup>) y Albaida (1,301 km<sup>2</sup>).

De cara a mejorar las posibilidades de uso práctico de la lluvia de satélite, se implementó un modelo Bayesiano para combinar información de pluviómetros con lluvia PERSIANN-CCS con diferentes densidades de pluviómetros en la subcuenca montañosa de Pajaroncillo. Los resultados, específicos para la zona de estudio,

indican que el valor medio de la lluvia estimada con PERSIANN-CCS mejora a partir de densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Por el contrario, para densidades mayores de 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, el valor medio empeora en un rango del 20 al 200%, según aumente la densidad de la red de pluviómetros. Se encontró un comportamiento similar con el resto de estadísticos. Así, es clara una mejora significativa en los estadísticos para una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, con incremento de POD, CSI, PC y HSS, y reducción de FAR. Además, se observa una mejora notable del FBIAS en todas las densidades de pluviómetros, con la excepción de la densidad de 45 km<sup>2</sup>/pluviómetro. Los índices de eficiencia de lluvia E, RSR y Ev, se estabilizan a una densidad menor a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

En lo que respecta a la modelación hidrológica utilizando el modelo Bayesiano de combinación de lluvia, se obtienen rendimientos “buenos” a “muy buenos” con densidades menores a 100 km<sup>2</sup>/pluviómetro, obteniendo el mejor rendimiento para una densidad de 72 km<sup>2</sup>/pluviómetro en el que su hidrograma reproduce adecuadamente el flujo base y la forma de la curva de recesión, detecta la mayoría de caudales máximos y días en que ocurren, pero subestima su valor máximo en un 37%. No se debe descartar que esta subestimación podría deberse a que en regiones montañosas, como Pajaroncillo, las estaciones pluviométricas tienden a estar en los valles y con ello subestimar la lluvia orográfica (Ebert *et al.*, 2007; Álvarez, 2011). Respecto a la propagación del error de la lluvia, resulta que el error en volumen de la lluvia se amortigua en todas las densidades de pluviómetro (a excepción con una densidad de 431 km<sup>2</sup>/pluviómetro), pero empeora en términos de E y RSR, excepto para densidades menores a 172 km<sup>2</sup>/pluviómetro.

Como conclusión final se puede decir que el nuevo producto de estimación de lluvia PERSIANN-CCS, además de incrementar su resolución espacial, también mejora en cuanto a su fiabilidad de uso en la modelación hidrológica, especialmente si se combina con datos de pluviómetro, convirtiéndose en el punto de partida de futuras investigaciones.

## 8.2 Futuras líneas de investigación

Con base en el desarrollo de esta tesis se plantean los siguientes temas futuros de investigación:

A pesar de los buenos resultados de la modelación con lluvia PERSIANN-CCS en el caso de aplicación en la cuenca del río Júcar, no es conveniente recomendar su aplicación a un nivel práctico en trabajos de ingeniería para el apoyo a la toma de decisiones en el contexto de la gestión ambiental y manejo de cuencas. Para tener un alto nivel de confianza en el desempeño de este producto de satélite, se requiere combinar la lluvia de pluviómetros con lluvia PERSIANN-CCS en un amplio número de cuencas experimentales bien instrumentadas en diferentes condiciones climáticas.

Se hace necesario comparar los resultados obtenidos con otro producto de satélite específico para la península Ibérica, como es el algoritmo CRR “Convective Rainfall Rate” y su versión mejorada, que estima la lluvia con información del satélite MSG-RSR al norte y sur de Europa, y que son calibradas con datos de radar del AEMET y BALTRAD y factores de corrección por tasa de crecimiento de nube, gradiente de temperatura, corrección “parallax”, corrección orográfica y algoritmo para relámpagos (Luque *et al.*, 2006; SAFNWC, 2012).

La clasificación de la lluvia según su intensidad y según la estación del año, podría ayudar en la discusión y caracterizar el error desde estos puntos de vista. Así, Lábó (2012): evalúa tres productos de satélite y reporta sus resultados en tres categorías de intensidades de lluvia: baja, moderada y alta. Además, Hossain y Huffman (2008) indican que la estimación de lluvia de satélite depende de la resolución del satélite, región, estación del año y umbral de lluvia, por lo que es necesario evaluar la lluvia para estas diferentes condiciones y así entender mejor las fuentes de error en la lluvia estimada de satélite. Y basado en este tipo de análisis se podría desarrollar un modelo probabilístico de error espacio-temporal para simular realizaciones estocásticas de lluvia estimada de satélite y cuantificar su impacto en la incertidumbre de la simulación hidrológica.



## REFERENCIAS

- Adler RF, Huffman GJ, Bolvin DT, Curtis S, Nelkin EJ. 2000. Tropical rainfall distributions determined using TRMM combined with other satellite and rain gauge information. *Journal of Applied Meteorology* **39**: 2007-2023.
- Adler RF, Huffman GJ, Chang A, Ferraro R, Xie P, Janowiak J, Rudolf B, Schneider U, Curtis S, Bolvin D, Gruber A, Susskind J, Arkin P. 2003. The Version 2 Global Precipitation Climatology Project (GPCP) Monthly Precipitation Analysis (1979-Present). *Journal hydrometeorology* **4**: 1147-1167.
- AghaKouchak A, Behrangi A, Sorooshian S, Hsu K, Amitai E. 2011. Evaluation of satellite-retrieved extreme precipitation rates across the central United States. *J. Geophys. Res.* **116**: D02115.
- AghaKouchak A, Nasrollahi N, Li J, Imam B, Sorooshian S. 2010. Geometrical characterization of precipitation patterns. *Journal of Hydrometeorology* **12**: 274-285.
- Álvarez J. 2011. Estimación de la distribución espacial de la precipitación en zonas montañosas mediante métodos geoestadísticos In *Departamento de Ingeniería Civil: Hidráulica y Energética*. Universidad Politécnica de Madrid: Madrid;315.
- Allen R, Pereira L, Raes D, Smith M. 2006. Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos. In *Estudio Riego y Drenaje 56*. FAO: Roma.
- Aonashi K, Awaka J, Hirose M, Kozu T, Kubota T, Liu G, Shige S, Kida S, Seto S, Takahashi N, Takayabu YN. 2009. GSMaP passive microwave precipitation retrieval algorithm: Algorithm description and validation. *Journal of the Meteorological Society of Japan* **87A**: 119-136.
- Behrangi A, Sorooshian S, Hsu K-l. 2012. Summertime evaluation of REFAME over the Unites States for near real-time high resolution precipitation estimation. *Journal of Hydrology* **456–457**: 130-138.
- Bellerby T, Sun J. 2005. Probabilistic and ensemble representations of the uncertainty in an IR/MW satellite precipitation product. *Journal of Hydrometeorology* **6**: 1032–1044.
- Berenguer M, Zawadzki I. 2008. A Study of the Error Covariance Matrix of Radar Rainfall Estimates in Stratiform Rain. *Weather and Forecasting* **23**: 1085-1101.
- Beven K. 1989. Changing ideas in hydrology — The case of physically-based models. *Journal of Hydrology* **105**: 157-172.
- Bitew M, Gebremichael M. 2010. Evaluation through independent measurements: Complex terrain and humid tropical region in Ethiopia. *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*: 205-214.

- Bitew MM, Gebremichael M. 2011a. Assessment of satellite rainfall products for streamflow simulation in medium watersheds of the Ethiopian highlands. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **15**: 1147-1155.
- Bitew MM, Gebremichael M. 2011b. Evaluation of satellite rainfall products through hydrologic simulation in a fully distributed hydrologic model. *Water Resour. Res.* **47**: W06526.
- Bitew MM, Gebremichael M, Ghebremichael LT, Bayissa YA. 2011. Evaluation of high-resolution satellite rainfall products through streamflow simulation in a hydrological modeling of a small mountainous watershed in Ethiopia. *Journal of Hydrometeorology* **13**: 338-350.
- Bližňák V, Sokol Z, Pešice P. 2012. The application of Rapid Scan data to the convective rainfall rate algorithm from SAF NWC for the area of the Czech Republic. *Atmospheric Research*.
- Butts M, Payne J, Kristensen M, Madsen H. 2004. An evaluation of the impact of model structure on hydrological modelling uncertainty for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*.
- Cassiraga EF, Guardiola-Albert C, Gómez-Hernández JJ. 2002. Automatic modeling of cross-covariances for rainfall estimation using raingage and radar data. *GeoENV IV- Geostatistics for Environmental Applications* **13**: 391.
- Cavalcanti IFA. 2012. Large scale and synoptic features associated with extreme precipitation over South America: A review and case studies for the first decade of the 21st century. *Atmospheric Research* **118**: 27-40.
- CIRES. 2012. Climate Diagnostics Center of National Oceanic and Atmospheric Administration:  
[http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/brant.liebmann/south\\_america\\_precip.html](http://www.esrl.noaa.gov/psd/people/brant.liebmann/south_america_precip.html), last access: November 20, 2012.
- Collier CG. 2002. Developments in radar and remote-sensing methods for measuring and forecasting rainfall. *Philos. T. Roy. Soc. A* **360**: 1345-1361.
- Conti F, Kuo-lin H, Sorooshian S, Noto L. 2011. Evaluation and comparison of satellite precipitation estimates with reference to a local area. *Geophysical Research Abstracts* **13**: EGU2011-9165.
- CPC. 2012. Climate Prediction Center:  
[ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/global\\_CMORPH/30min\\_8km](ftp://ftp.cpc.ncep.noaa.gov/precip/global_CMORPH/30min_8km), last update: November 21, 2012.
- Chiang Y-M, Hsu K-L, Chang F-J, Hong Y, Sorooshian S. 2007. Merging multiple precipitation sources for flash flood forecasting. *Journal of Hydrology* **340**: 183-196.
- CHJ. 2007. Estudio general sobre la demarcación hidrográfica del Júcar. Confederación Hidrográfica del Júcar. Ministerio del Medio Ambiente: Valencia, España.

- Dash SK, Sharma N, Pattnayak KC, Gao XJ, Shi Y. 2012. Temperature and precipitation changes in the north-east India and their future projections. *Global and Planetary Change* **98–99**: 31-44.
- Demaria EMC, Rodriguez DA, Ebert EE, Salio P, Su F, Valdes JB. 2011. Evaluation of mesoscale convective systems in South America using multiple satellite products and an object-based approach. *J. Geophys. Res.* **116**: D08103 doi: 10.1029/2010jd015157.
- DIHMA. 2001. Un modelo de predicción de crecidas para el SAIH de la confederación hidrográfica del Tajo In *Informe Final*. Technical University of Valencia;230.
- DIHMA. 2002. Investigación conjunta sobre generación de mapas de caudales máximos en la cuenca del Júcar In *Informe Final*, CEDEX ed. Technical University of Valencia;180.
- Dinku T, Connor S, Ceccato P. 2010. Comparison of CMORPH and TRMM-3B42 over mountainous regions of Africa and South America. *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*: 193-204.
- Dinku T, Funk C, Grimes D. 2009. The potential of satellite rainfall estimates for index insurance. International Research Institute for Climate and Society (IRI). The Earth Institute at Columbia University;5pp.
- Donigian AS, Imhoff JC. 2002. From the stanford model to BASINS: 40 years of watershed modeling In *ASCE Task committee on evolution of hydrologic methods through computers. Session 6: Watershed modeling case studies*. Iowa State University Press, Ames: Washington, DC.;22.
- Duan Q, Soroosh S, Gupta HV. 1992. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resources Research* **28**: 1015-1031.
- Duncan JMA, Biggs EM. 2012. Assessing the accuracy and applied use of satellite-derived precipitation estimates over Nepal. *Applied Geography* **34**: 626-638.
- Dunkeloh A, Jacobeit J. 2003. Circulation dynamics of mediterranean precipitation variability 1948–1998. *International Journal of Climatology* **23**: 1843–1866.
- Ebert EE, Janowiak JE, Kidd C. 2007. Comparison of near-real-time precipitation estimates from satellite observations and numerical models. *Bulletin of the American Meteorological Society* **88**: 47-64.
- ECA. 2012. European Climate Assessment: <http://eca.knmi.nl/dailydata/index.php>, last update: October 31, 2012.
- Eckhardt K, Arnold JG. 2001. Automatic calibration of a distributed catchment model. *Journal of Hydrology* **251**: 103-109.
- El-Sadek A, Bleiweiss M, Shukla M, Guldán S, Fernald A. 2011. Alternative climate data sources for distributed hydrological modelling on a daily time step. *Hydrological Processes* **25**: 1542-1557.

- Fenoglio-Marc L, Mariotti A, Sannino G, Meyssignac B, Carillo A, Struglia MV, Rixen. 2012. Decadal variability of net water flux at the Mediterranean Sea Gibraltar Strait. *Global and Planetary Change*.
- Fensholt R, Langanke T, Rasmussen K, Reenberg A, Prince SD, Tucker C, Scholes RJ, Le QB, Bondeau A, Eastman R, Epstein H, Gaughan AE, Hellden U, Mbow C, Olsson L, Paruelo J, Schweitzer C, Seaquist J, Wessels K. 2012. Greenness in semi-arid areas across the globe 1981–2007 — an earth observing satellite based analysis of trends and drivers. *Remote Sensing of Environment* **121**: 144-158.
- Ferraro RR. 1997. Special sensor microwave imager derived global rainfall estimates for climatological applications. *J. Geophys. Res.* **102**: 16715-16735.
- Ferraro RR, Weng F, Grody NC, Zhao L. 2000. Precipitation characteristics over land from the NOAA-15 AMSU sensor. *Geophys. Res. Lett.* **27**: 2669-2672.
- Francés F, Vélez JI, Vélez JJ. 2007. Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology* **332**: 226-240.
- Francés F, Vélez JJ, Vélez JI, Puricelli M. 2002. Distributed modelling of large basins for a real time flood forecasting system in Spain In *Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference*. Las Vegas, USA.
- Fry LM, Watkins DW, Reents N, Rowe MD, Mihelcic JR. 2012. Climate change and development impacts on the sustainability of spring-fed water supply systems in the Alto Beni region of Bolivia. *Journal of Hydrology*.
- Gebregiorgis A, Hossain F. 2011. How much can a priori hydrologic model predictability help in optimal merging of satellite precipitation products? *Journal of Hydrometeorology* **12**: 1287-1298.
- Getirana ACV, Espinoza JCV, Ronchail J, Rotunno Filho OC. 2011. Assessment of different precipitation datasets and their impacts on the water balance of the Negro river basin. *Journal of Hydrology* **404**: 304-322.
- Gil OA. 2006. Regímenes natural y artificial del río Júcar. *Investigaciones Geográficas* **40**: 5-34.
- Goncalves GL, Shuttleworth WJ, Nijssen B, Burke EJ, Marengo JA, Chou CS, Houser P, Toll DL. 2006. Evaluation of model-derived and remotely sensed precipitation products for continental South America. *Journal of Geophysical Research* **111**: D161113.
- González-Hidalgo J, Brunettib M, Luis M. 2010. A new tool for monthly precipitation analysis in Spain: MOPREDAS database (monthly precipitation trends December 1945–November 2005). *International Journal Climatology*.
- Gorenburg IP, McLaughlin D, Entekhabi D. 2001. Scale-recursive assimilation of precipitation data. *Advances in Water Resources* **24**: 941-953.

- GPCP. 2012. Global Precipitation Climatology Project: <http://precip.gsfc.nasa.gov/>, last access: November 20, 2012.
- Haile AT, Habib E, Elsaadani M, Rientjes T. 2013. Inter-comparison of satellite rainfall products for representing rainfall diurnal cycle over the Nile basin. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation* **21**: 230-240.
- Hirsh R, Helsel D, Cohn T, Gilroy E. 1992. Handbook of Hydrology, Chapter 17. McGraw-Hill.
- Hong Y, Gochis D, Cheng J, Hsu K, Sorooshian S. 2007. Evaluation of PERSIANN-CCS rainfall measurement using the NAME event rain gauge network. *Journal hydrometeorology* **8**: 469-482.
- Hong Y, Hsu K, Gao X, Sorooshian S. 2004. Precipitation estimation from remotely sensed imagery using artificial neural network-cloud classification system. *Journal of Applied Meteorology* **43**: 1834-1853.
- Hossain F, Anagnostou EN. 2006. A two-dimensional satellite rainfall error model. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on* **44**: 1511-1522.
- Hossain F, Huffman GJ. 2008. Investigating error metrics for satellite rainfall data at hydrologically relevant scales. *Journal of Hydrometeorology* **9**: 563-575.
- Hsu K, Gao X, Sorooshian S, Gupta HV. 1997. Precipitation estimation from remotely sensed information using artificial neural networks. *Journal of Applied Meteorology* **36**: 1176-1190.
- Hsu K, Soroosh S, Gupta HV, Gao X, Imam B. 2002. Hydrologic modelling and analysis using a self-organizing linear output network. *The International Environmental Modelling & Software Society i: iEMSs*. Switzerland. 24-27 June 2002.
- Hsu K, Sorooshian S. 2008. Satellite-Based Precipitation Measurement Using PERSIANN System. In *Hydrological Modelling and the Water Cycle*, Sorooshian S, Hsu K, Coppola E, Tomassetti B, Verdecchia M, Visconti G (eds). Water Science and Technology Library; 27-28.
- Huffman G, Adler D, Bolvin G, Nelkin EJ. 2010. TRMM multi-satellite precipitation analysis (TMPA). *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*: 3-22.
- Huffman G, Adler R, Bolvin D, Gu G. 2009. Improving the global precipitation record: GPCP Version 2.1. *Geophysical Research Letters* **36**.
- Huffman GJ, Adler RF, Morrissey MM, Bolvin DT, Curtis S, Joyce RJ, McGavock B, Susskind J. 2001. Global precipitation at one-degree daily resolution from multisatellite observations. *Journal of Hydrometeorology* **2**: 36-50.
- Huffman GJ, Bolvin DT, Nelkin EJ, Wolff DB, Adler RF, Gu G, Hong Y, Bowman KP, Stocker EF. 2007. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. *Journal of Hydrometeorology* **8**: 38-55.

- Hughes DA. 2006. Comparison of satellite rainfall data with observations from gauging station networks. *Journal of Hydrology* **327**: 399-410.
- HyDIS-GWADI. 2012. Hydrologic Data and Information System y Water and Development Information for Arid Lands: <http://hydis.eng.uci.edu/gwadi/>, last access: November 20, 2012.
- HyDIS. 2012. Hydrologic Data and Information System: <http://hydis8.eng.uci.edu/hydis-unesco/>, last access: November 20, 2012.
- IPWG. 2012. International Precipitation Working Group: <http://www.isac.cnr.it/~ipwg/data/datasets.html>, last access: November 20, 2012.
- ITAP. 2012. Instituto Técnico Agronómico Provincial S.A, información meteorológica: <http://www.itap.es/ITAP-Meteorologia/3infohistorica/InfoHisto3.asp>, última actualización el 22 de Noviembre del 2012.
- IVIA. 2012. Instituto Valenciano de Investigaciones Agrarias, Portal de Riegos: <http://riegos.ivia.es>, última actualización el 22 de Noviembre del 2012
- Jamandre CA, Narisma GT. 2012. Spatio-temporal validation of satellite-based rainfall estimates in the Philippines. *Atmospheric Research*.
- Jiang S, Ren L, Hong Y, Yong B, Yang X, Yuan F, Ma M. 2012. Comprehensive evaluation of multi-satellite precipitation products with a dense rain gauge network and optimally merging their simulated hydrological flows using the Bayesian model averaging method. *Journal of Hydrology* **452–453**: 213-225.
- Joyce RJ, Janowiak JE, Arkin PA, Xie P. 2004. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. *Journal of Hydrometeorology* **5**: 487-503.
- Kidd C, Kniveton DR, Todd MC, Bellerby TJ. 2003. Satellite rainfall estimation using combined passive microwave and infrared algorithms. *Journal of Hydrometeorology* **4**: 1104.
- Kidd C, Levizzani V. 2011. Status of satellite precipitation retrievals. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **15**: 1109-1116.
- Kizza M, Westerberg I, Rodhe A, Ntale HK. 2012. Estimating areal rainfall over Lake Victoria and its basin using ground-based and satellite data. *Journal of Hydrology* **464–465**: 401-411.
- Koulali A, Ouazar D, Bock O, Fadil A. 2012. Study of seasonal-scale atmospheric water cycle with ground-based GPS receivers, radiosondes and NWP models over Morocco. *Atmospheric Research* **104–105**: 273-291.
- Kummerow C, Hong Y, Olson WS, Yang S, Adler RF, McCollum J, Ferraro R, Petty G, Shin DB, Wilheit TT. 2001. The evolution of the Goddard Profiling algorithm (GPROF) for rainfall estimation from passive microwave sensors. *Journal of Applied Meteorology* **40**: 1801-1820.

- Kuo-lin H, Behrangi A, Bisher I, Soroosh S. 2010. Extreme precipitation estimation using satellite-based PERSIANN-CCs algorithm. *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*: 49-67.
- Kuo-lin H, Sorooshian S. 2008. Satellite-based precipitation measurement using PERSIANN system. *Water Science and Technology Library* **63**: 27-48.
- Lábó E. 2012. Validation studies of precipitation estimates from different satellite sensors over hungary – Analysis of new satellite-derived rain rate products for hydrological purposes. *Journal of Hydrology*.
- Legates DR, McCabe GJ, Jr. 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resour. Res.* **35**: 233-241.
- Levizzani V. 2008. Satellite clouds and precipitation observations for meteorology and climate. *Water Science and Technology Library* **63**: 49-68.
- Li B, Rodell M, Zaitchik B, Reichle R, Koster R, van Dam T. 2012a. Assimilation of GRACE terrestrial water storage into a land surface model: Evaluation and potential value for drought monitoring in western and central Europe. *Journal of Hydrology* **446–447**: 103-115.
- Li M, Shao Q. 2010. An improved statistical approach to merge satellite rainfall estimates and raingauge data. *Journal of Hydrology* **385**: 51-64.
- Li X-H, Zhang Q, Xu C-Y. 2012b. Suitability of the TRMM satellite rainfalls in driving a distributed hydrological model for water balance computations in Xinjiang catchment, Poyang lake basin. *Journal of Hydrology* **426–427**: 28-38.
- Liebmann B, Allured D. 2005. Daily precipitation grids for South America. *Bulletin of the American Meteorological Society* **86**: 1567-1570.
- Lorenzo-Lacruz J, Vicente-Serrano SM, López-Moreno JI, Morán-Tejeda E, Zabalza J. 2012. Recent trends in Iberian streamflows (1945–2005). *Journal of Hydrology* **414–415**: 463-475.
- Luque A, Gómez I, Manso M. 2006. Convective rainfall rate multi-channel algorithm for Meteosat-7 and radar derived calibration matrices. *Atmósfera* **19**: 145-168.
- Mazzetti C. 2004. Multi-sensor rainfall estimation for flood forecasting In *Department of Earth Sciences and Geo-Environmental*. University of Bologna: Bologna, Italy;238.
- Mazzetti C, Todini E. 2004. Combining raingages and radar precipitation measurements using a Bayesian approach. *geoENV IV — Geostatistics for Environmental Applications* **13**: 401-412.
- Mazzetti C, Todini E. 2007. Rainmusic. Multi-sensors Bayesian combinations software. User manual & references. University of Bologna. Progea SRL.: Bologna, Italy;53.

- Miró J, Estrela MJ, Pastor F, Millán M. 2009. Análisis comparativo de tendencias en la precipitación por distintos inputs, entre los dominios hidrológicos del Segura y del Júcar. *Investigaciones Geográficas* **49**: 129-157.
- Mohr KI, Tao W-K, Chern J-D, Kumar SV, Peters-Lidard CD. 2012. The NASA-Goddard multi-scale modeling framework–land information system: Global land/atmosphere interaction with resolved convection. *Environmental Modelling & Software*.
- Moradkhani H, Hsu K, Hong Y, Stocker EF. 2006. Investigating the impact of remotely sensed precipitation and hydrologic model uncertainties on the ensemble streamflow forecasting. *Geophysical Research Letters* **33**: L12401.
- Moradkhani H, Meskele TT. 2010. Probabilistic assessment of the satellite rainfall retrieval error translation to hydrologic response. *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*: 229-242.
- Morales-de la Cruz M, Francés F. 2008. Hydrological modelling of the “Sierra de las Minas” in Guatemala, by using a conceptual distributed model and considering the lack of data. *GeoEnvironment and Landscape Evolution III*. **100**: 97-106.
- Moreno HA, Vivoni ER, Gochis DJ. 2012. Utility of quantitative precipitation estimates for high resolution hydrologic forecasts in mountain watersheds of the Colorado Front Range. *Journal of Hydrology* **438–439**: 66-83.
- Moriassi DN, Arnold JG, Van Liew MW, Bingner RL, Harmel RD, Veith TL. 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. **50**: 885–900.
- Murphy AH, Winkler RL. 1984. Probability forecasting in Meteorology. *Journal of the American Statistical Association* **79**: 489-500.
- MUSIC. 2004. MUlti-Sensor precipitation measurements Integration, Calibration and floodforecasting: <http://www.geomin.unibo.it/hydro/music/>, last access: November 12, 2012.
- Nash JE, Sutcliffe JV. 1970. River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology* **10**: 282-290.
- Nikolopoulos EI, Anagnostou EN, Hossain F. 2010. Error propagation of satellite-rainfall in flood prediction applications over complex terrain: A case study in Northeastern Italy. *Satellite Rainfall Applications for Surface Hydrology*: 215-228.
- Ninyerola M, Pons X, Roure J. 2005. Atlas climático digital de la Península Ibérica. Metodología y aplicaciones en bioclimatología y geobotánica. Universidad Autónoma de Barcelona: Bellaterra, Spain.
- OMM. 2011. Guía de prácticas hidrológicas: Hidrología. Volumen I: Hidrología – De la medición a la información hidrológica. OMM-Nº168 In *Sexta Edición*. Ginebra, Suiza.

- 
- Paredes AJ, Andreu AJ, Martín MM, Solera A. 2010. Water quantity and quality models applied to the Júcar river basin, Spain. *Water Resources Management* **24**: 2759-2779.
- PEHRPP. 2012. Program to Evaluate High Resolution Precipitation Products: <http://cics.umd.edu/~msapiano/PEHRPP/data.html>, last access: November 20, 2012.
- Poluzzi S. 2006. Validation of a rapid update satellite rainfall estimation algorithm using high resolution rain gauge data In *Department of Earth Sciences and Geo-Environmental*. University of Bologna: Bologna, Italy.;239.
- Price C, Yair Y, Mugnai A, Lagouvardos K, Llasat MC, Michaelides S, Dayan U, Dietrich S, Galanti E, Garrote L, Harats N, Katsanos D, Kohn M, Kotroni V, Llasat-Botija M, Lynn B, Mediero L, Morin E, Nicolaides K, Rozalis S, Savvidou K, Ziv B. 2011. The FLASH Project: using lightning data to better understand and predict flash floods. *Environmental Science & Policy* **14**: 898-911.
- Quereda S, Monton C, Escrig B. 2011. Evaluación del cambio climático y de su impacto sobre los recursos hídricos en la cuenca del río Júcar. Universidad Jaume I. Laboratorio de climatología: Castellón.
- Quintero F, Sempere-Torres D, Berenguer M, Baltas E. 2012. A scenario-incorporating analysis of the propagation of uncertainty to flash flood simulations. *Journal of Hydrology* **460–461**: 90-102.
- Reid JS, Hyer EJ, Johnson RS, Holben BN, Yokelson RJ, Zhang J, Campbell JR, Christopher SA, Di Girolamo L, Giglio L, Holz RE, Kearney C, Miettinen J, Reid EA, Turk FJ, Wang J, Xian P, Zhao G, Balasubramanian R, Chew BN, Janjai S, Lagrosas N, Lestari P, Lin N-H, Mahmud M, Nguyen AX, Norris B, Oanh NTK, Oo M, Salinas SV, Welton EJ, Liew SC. 2012. Observing and understanding the Southeast Asian aerosol system by remote sensing: An initial review and analysis for the seven Southeast Asian studies (7SEAS) program. *Atmospheric Research*.
- Rigo T, Llasat M-C. 2007. Analysis of mesoscale convective systems in Catalonia using meteorological radar for the period 1996-2000. *Atmospheric Research* **83**: 458-472.
- Robles S, Toro M, Nuño C, Avilés J, Alba-Tercedor J, Álvarez M, Bonada N, Casas J, Jáimez-Cuéllar P, Mellado A. 2002. Descripción de las cuencas mediterráneas seleccionadas en el proyecto GUADALMED. *Limnetica* **21**: 35-61.
- SAFNWC. 2012. Algorithm theoretical basis document for “Convective Rainfall Rate” (CRR-PGE05 v3.1.1).
- Salsón C. 2001. Modelo matemático para simulación numérica espacio-temporal de intensidades de lluvia en episodios torrenciales de carácter convectivo In *Tesis Doctoral*. Technical University of Valencia;214.
-

- Semire FA, Mohd-Mokhtar R, Ismail W, Mohamad N, Mandeep JS. 2012. Ground validation of space-borne satellite rainfall products in Malaysia. *Advances in Space Research* **50**: 1241-1249.
- Sorooshian S, AghaKouchak A, Arkin P, Eylander J, Foufoula-Georgiou E, Harmon R, Hendrickx J, Imam B, Kuligowski R, Skahill B, G S-J. 2011. Advanced concepts on remote sensing of precipitation at multiple scales. *Bulletin of the American Meteorological Society*.
- Sorooshian S, Gao X, Hsu K, Maddox RA, Hong Y, Gupta HV, Imam B. 2002. Diurnal variability of tropical rainfall retrieved from combined GOES and TRM satellite information. *Journal of Climate* **15**: 983-1001.
- Sorooshian S, Hsu K-L, Gao X, Gupta HV, Imam B, Braithwaite D. 2000. Evaluation of PERSIANN system satellite-based estimates of tropical rainfall. *Bulletin of the American Meteorological Society* **81**: 2035-2046.
- Sorooshian S, Hsu K-L, Imam B, Yang H. 2005. Global precipitation estimation from satellite image using artificial neural networks In *Internacional G-WADI Modelling Workshop . National Institute of Hydrology, India. 28 February - 5 March 2005*.
- Sotillo M, Ramis C, Romero R, Alonso S, Homar V. 2003. Role of orography in the spatial distribution of precipitation over the Spanish Mediterranean zone. *Climate Research* **23**: 247-261.
- Stisen S, Jensen KH, Sandholt I, Grimes IF. 2008. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. *Journal of Hydrology* **354**: 131-148.
- Stisen S, Sandholt I. 2010. Evaluation of remote-sensing-based rainfall products through predictive capability in hydrological runoff modelling. *Hydrological Processes* **24**: 879-891.
- Tang L, Hossain F. 2012. Investigating the similarity of satellite rainfall error metrics as a function of Köppen climate classification. *Atmospheric Research* **104-105**: 182-192.
- Tapiador FJ. 2002. A new algorithm to generate global rainfall rates from satellite infrared imagery. *Revista de Teledetección de España. AET* **18**: 57-61.
- Tapiador FJ, Turk FJ, Petersen W, Hou AY, García-Ortega E, Machado LAT, Angelis CF, Salio P, Kidd C, Huffman GJ, de Castro M. 2012. Global precipitation measurement: Methods, datasets and applications. *Atmospheric Research* **104-105**: 70-97.
- Todini E. 2001a. A Bayesian technique for conditioning radar precipitation estimates to rain-gauge measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **5**: 187-199.
- Todini E. 2001b. Influence of parameter estimation uncertainty in kriging: Part 1 - Theoretical development. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **5**: 215-223.
- Todini E, Pellegrini F, Mazzetti C. 2001. Influence of parameter estimation uncertainty in kriging: Part 2 - Test and case study applications. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **5**: 225-232.

- TRMM. 2012. Tropical Rainfall Measuring Mission: <ftp://trmmopen.gsfc.nasa.gov/pub/merged>, last update: November 22, 2012.
- Turk FJ, Xian P. 2012. An assessment of satellite-based high resolution precipitation datasets for atmospheric composition studies in the maritime continent. *Atmospheric Research*.
- Turk J, Ebert E, Oh HJ, Levizzani V, Smith E, Ferraro R. 2002. Verification of an operational global precipitation analysis at short time scales. Madrid, Spain.
- Urs G, Marc B, Daniel S-T, Massimiliano Z. 2009. REAL - Ensemble radar precipitation estimation for hydrology in a mountainous region. *QJRM* **135**: 445-456.
- Vélez JI. 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas In *Departamento de ingeniería hidráulica y medio ambiente*. Universidad Politécnica de Valencia: Valencia, España.
- Vélez JJ, Francés F. 2008. Calibración automática de las condiciones iniciales de humedad para mejorar la predicción de eventos de crecida. *Avances en Recursos Hidráulicos* **18**: 25-36.
- Vélez JJ, Francés F, López F. 2007. Calibration strategy for hydrological distributed conceptual models In *Earth: Our Changing Planet. Proceedings of IUGG XXIV General Assembly*. Perugia, Italia;4675.
- Vélez JJ, Puricelli M, López F, Francés F. 2009. Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* **13**: 229-246.
- Vernimmen RRE, Hooijer A, Mamenun, Aldrian E. 2011. Evaluation and bias correction of satellite rainfall data for drought monitoring in Indonesia. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **8**: 5969-5997.
- Vila DA, de Goncalves LGG, Toll DL, Rozante JR. 2009. Statistical evaluation of combined daily gauge observations and rainfall satellite estimates over continental South America. *Journal of Hydrometeorology* **10**: 533-543.
- Wigmosta M, Prasad R. 2005. Upscaling and downscaling - dynamic models. In *Encyclopedia of hydrological sciences*, Anderson MG, McDonnell JJ (eds). John Wiley & Sons: Chichester, Reino Unido; 165-176.
- Wood E. 1995. Scaling behaviour of hydrological fluxes and variables: Empirical studies using a hydrological model and remote sensing data. *Hydrological Processes* **9**: 331-346
- WWRP/WGNE. 2012. Joint Working Group on Forecast Verification Research: [http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/index.php#Contingency\\_table](http://www.cawcr.gov.au/projects/verification/index.php#Contingency_table), last access: November 20, 2012.
- Xie P, Janowiak JE, Arkin PA, Adler R, Gruber A, Ferraro R, Huffman GJ, Curtis S. 2003. GPCP Pentad Precipitation Analyses: An experimental dataset

- based on gauge observations and satellite estimates. *Journal of Climate* **16**: 2197-2214.
- Zahraei A, Hsu K-l, Sorooshian S, Gourley JJ, Lakshmanan V, Hong Y, Bellerby T. 2012. Quantitative precipitation nowcasting: A Lagrangian pixel-based approach. *Atmospheric Research* **118**: 418-434.
- Zhou X, Zhang Y, Wang YP, Zhang H, Vaze J, Zhang L, Yang Y, Zhou Y. 2012. Benchmarking global land surface models against the observed mean annual runoff from 150 large basins. *Journal of Hydrology*.

# APÉNDICE A1

Coordenadas de estaciones pluviométricas, hidrométricas y termométricas usadas en el estudio:

EST. PLUVIOMETROS - SAIH	PROV.	X-UTM	Y-UTM	EST. PLUVIOMETROS - SAIH	PROV.	X-UTM	Y-UTM
VILLATOYA	ALBACET	642870	4356038	ALGEMES HUERTO MULET	VALENC	723840	4341828
LOS FRAILES	ALBACET	608192	4333000	GUADASSUAR	VALENC	718487	4342304
ALMANSA EMB.	ALBACET	659885	4304485	EL NARANJERO	VALENC	684710	4349265
LOS ANGUIJES	ALBACET	590160	4299604	FORATA	VALENC	684116	4356948
CHINCHILLA	ALBACET	606321	4302645	TOUS	VALENC	701004	4336820
VILLAMALEA	ALBACET	620399	4358270	ANTELLA	VALENC	707980	4328700
LA RODA	ALBACET	573265	4340794	RIOLA SUECA	VALENC	730150	4342750
ALBACETE	ALBACET	593532	4315774	NAVARRRES ESCALONA	VALENC	699055	4333735
CERRO AGUILA	ALBACET	628409	4346601	BELLUS	VALENC	718750	4313325
HIGUERUELA	ALBACET	636266	4313542	CORTES II	VALENC	679686	4348080
TIRIEZ	ALBACET	563668	4306268	LA MUELA	VALENC	679645	4345173
ALCALA JUCAR	ALBACET	636013	4339904	ACUEDUCTO MILLARES	VALENC	695873	4344149
CUENCA	CUENCA	573385	4436619	CASA DEL BARON	VALENC	679975	4338980
S.LORENZO PARRILLA	CUENCA	561000	4411799	CAROIG	VALENC	680413	4329023
LA TOBA	CUENCA	591836	4451876	MOIXENT	VALENC	694507	4305089
ALARCON	CUENCA	576800	4379700	ESTUBENY	VALENC	706250	4321725
BELM ONTEJO	CUENCA	557000	4408000	MANUEL	VALENC	716940	4324600
EL PICAZO	CUENCA	577800	4367000	VILLANUEVA CASTELLON	VALENC	714924	4327209
ZARZUELA	CUENCA	573590	4457374	ALZIRA CASELLA	VALENC	721060	4336550
TALAYUELO	CUENCA	579455	4423035	CARCER	VALENC	710275	4326795
TIO CALORES	CUENCA	590644	4392000	REAL DE MONTROY	VALENC	707847	4355733
C. ENCANTADA	CUENCA	580764	4451890	CARLET	VALENC	712264	4345066
LA CIERVA	CUENCA	598150	4434921	M. C. RIO VACA	VALENC	729975	4325186
TRAGACETE	CUENCA	599526	4467858	CAUDETE DE FUENTES	VALENC	647804	4378961
QUINTANAR DEL REY	CUENCA	592100	4356727	AYORA LA HUNDE	VALENC	654505	4327997
ALMODOVAR PINAR	CUENCA	594060	4398019	AYORA	VALENC	664362	4324316
PAJARONCILLO	CUENCA	610193	4422128	ENGUERA MATEA	VALENC	680131	4314504
ENGUIDANOS	CUENCA	619111	4392336	FONT FIGUERA	VALENC	683851	4297251
L. MARQUESADO	CUENCA	613137	4448492	ONTINYENT	VALENC	707675	4298033
CUERDA	CUENCA	615775	4422450	ENGUERA BENALI	VALENC	696243	4319548
SALVACAÑETE	CUENCA	627473	4440466	DOS AGUA SIERRA AVE	VALENC	693096	4351474
LANDETE	CUENCA	639290	4419350	SIETE AGUAS	VALENC	679927	4372973
GRAJA DE INIESTA	CUENCA	614017	4374994	SERRA GROSA	VALENC	702174	4303910
ALIAGUILLA	CUENCA	643532	4400767	CONTRERAS	VALENC	629063	4377826
PICASSENT	VALENC	717115	4363575	COFRENTES	VALENC	664345	4347828
REQUENA	VALENC	661991	4371596				

EST. HIDROMÉTRICAS - SAIH	PROV.	X-UTM	Y-UTM
AFORO SUECA	VALENC	730150	4342750
AFORO PAJARONCILLO	CUENCA	610900	4422200
AFORO ALBAIDA	VALENC	714700	4327300

EST. EMBALSE SAIH: Volúmenes, Caudal de salida	PROV.	X-UTM	Y-UTM
EMBALSE ALARCON	CUENCA	576700	4379400
EMBALSE CONTRERAS	VALENC	628700	4377850

Apéndice A1

EST. PLUVIOMETROS - AEMET	PROV.	X-UTM	Y-UTM	EST. PLUVIOMETROS - AEMET	PROV.	X-UTM	Y-UTM
FONTANARS DELS ALFORINS	VALENC	692758	4294825	LANDETE, C.H.J.	CUENCA	639208	44 18544
LLUTXENT	VALENC	729260	43 13631	MIRA	CUENCA	633875	4397477
HUELAMO	CUENCA	601142	4458959	PRESA DE CONTRERAS	VALENC	629210	4377382
PANTANO DE LA TOBA	CUENCA	591389	4452945	MINGLANILLA	CUENCA	620616	4377213
PORTILLA	CUENCA	578097	4460535	CAUDETE DE LAS FUENTES	VALENC	644641	4376083
VALDECABRAS (C.ENCANT)	CUENCA	584697	4451047	CASAS IBAÑEZ (POLIDEPORT)	ALBACET	632308	4349649
VALDECABRAS	CUENCA	58 19 17	4445774	CASAS DE VES, H.S.	ALBACET	643982	4346926
PALOMERA	CUENCA	58 1080	4435590	SALTO DE MILLARES	VALENC	696696	4343911
CUENCA	CUENCA	573499	4435512	BICORP	VALENC	691105	4334086
FUENTES LAS ZOMAS	CUENCA	583079	4426052	SUMACARCER	VALENC	705685	4330567
BASCUJANA DE SAN PEDRO	CUENCA	565541	4451782	BOLBAITE	VALENC	700758	4325812
JABAGA	CUENCA	562585	4437573	BOLBAITE (CH.JUCAR)	VALENC	70 1231	4326133
CUENCA (ALBALADEJITO)	CUENCA	567806	4436384	ANNA (AYUNTAMIENTO)	VALENC	703739	4322186
VILLANUEVA D ESCUDEROS	CUENCA	559308	4432613	COTES	VALENC	708260	4325945
BELM ONTEJO	CUENCA	556167	4408540	ALCANTERA DEL XILQUER	VALENC	710963	4327406
OLIVARES DEL JUCAR	CUENCA	555270	4401134	ANTELLA FUENTE DULCE	VALENC	708568	4330643
LA ALMARCHA (MOLINILLO)	CUENCA	556757	4393129	ANTELLA P AGRICOLA	VALENC	708145	4328472
LA ALMARCHA	CUENCA	552946	4393102	BOCAIRENT	VALENC	707375	4293589
ALBADALEJO CUENDE C.H.J.	CUENCA	566643	4406774	ONTINYENT (C.H.JUCAR)	VALENC	706507	4299120
PIQUERAS DEL CASTILLO	CUENCA	578154	4397325	ONTINYENT	VALENC	707744	4300726
VALVERDE DEL JUCAR C.H.J.	CUENCA	566732	4396600	LJOLLERIA	VALENC	712737	4309775
BARCHIN DEL HOYO	CUENCA	579646	4391174	BENIATJAR LES PLANISES	VALENC	725248	4302191
OLMEDILLA DE ALARCON	CUENCA	576842	4385595	CARRICOLA	VALENC	719455	4302245
PANTANO DE ALARCON	CUENCA	578335	4379444	OTOS	VALENC	721823	4303853
GABALDON	CUENCA	590422	4386667	LA POBLA DEL DUC	VALENC	723726	4309060
VALVERDEJO	CUENCA	583995	4385670	LA FONT DE LA FIGUERA -	VALENC	683870	4297021
EL PICAZO (LA VARGA)	CUENCA	578441	4368962	VALLADA BOQUELLA	VALENC	694793	4304376
BARRAX HS	ALBACET	569297	4322075	XATIVA (EL REALENGO)	VALENC	697375	4307217
LA RODA	ALBACET	572975	4340236	CASTELLO DE LA RIBERA	VALENC	723114	4326415
ALBACETE (CASA CEJALBO)	ALBACET	597732	4336498	LA POBLA LLARGA AYTO.	VALENC	715843	4328371
ALMODOVAR PINAR, C.H.J.	CUENCA	593863	4397809	CARCAIXENT E.E.A.	VALENC	718297	4328347
MOTILLA DEL PALANCAR	CUENCA	595509	4380254	ALZIRA TORRECHO	VALENC	720895	4332616
VILLAGARCIA DEL LLANO	CUENCA	599192	4353474	BENIMODO	VALENC	723381	4337315
PELASCOSA	ALBACET	551198	4280722	ALBERIC SANT JORDI	VALENC	709927	4333765
ALBACETE (LOS LLANOS)	ALBACET	598513	4312089	CORBERA (HTO SANTISIMO)	VALENC	727093	4338563
ALBACETE, OBSERVATORIO	ALBACET	598629	4318164	ALIAGUILLA	CUENCA	643556	4401970
ALBACETE (VISTALEGRE)	ALBACET	600748	4319887	SINARCAS	VALENC	651458	4399654
ALBACETE (POZO RUBIO)	ALBACET	599685	4329801	CAMPORROBLES COOPERATIV	VALENC	637698	4390112
VILLAMALEA	ALBACET	620679	4357786	UTIEL	VALENC	654284	4382191
LAS ERAS	ALBACET	635346	4340296	UTIEL C.H. JUCAR	VALENC	654065	4381230
ALMANSA (CASA JUGAR)	ALBACET	665987	4298168	REQUENA	VALENC	663455	4372941
ALMANSA	ALBACET	665871	4303718	REQUENA-REBOLLAR	VALENC	669389	4371526
AYORA C H JUCAR	VALENC	668269	4326900	EM BALSE DE FORATA	VALENC	682019	4355895
TERESA DE COFRENTES	VALENC	668930	4329690	ALGEMESI COOPERAT AGRIC	VALENC	721254	4341173
JALANCA AGROMET	VALENC	666547	4340034	ALGEMESI CENTRO EXPERIENC	VALENC	721201	4343023
TORIL	TERUEL	628585	4456602	POLINYA (PISCIFACTORIA)	VALENC	727012	4341338
CAMPILLOS (PARAVIENTOS)	CUENCA	623890	4425682	SUECA	VALENC	732454	4342455
BONICHES	CUENCA	617704	4426817	ALGINET	VALENC	718159	4348801
SALINAS DEL MANZANO	CUENCA	623201	4438932	SOLLANA AYTO.	VALENC	725997	4350690
TEJADILLOS	CUENCA	616253	4444374	PICASSENT	VALENC	718993	4360087
CAJETE, C.H.J.	CUENCA	615234	4433256	ALBAL	VALENC	722512	4364353
CAJADA DEL HOYO	CUENCA	595876	4427128	SILLA SALADAR	VALENC	725011	4360722
REILLO	CUENCA	596467	4417884	SILLA (FITOSANITARIA)	VALENC	723522	4362530
CARBONERAS D GUADAZAON	CUENCA	601224	4417329	CATARROJA AYTO.	VALENC	723747	4364049
PARACUELLOS DE LA VEGA	CUENCA	603874	4397013	TORRENT	VALENC	718723	4367146
SAN MARTIN DE BONICHES	CUENCA	622146	4416093	PICANYA (VEYRAT)	VALENC	720520	4367073
VILLORA	CUENCA	620959	4400963	PAIPORTA CAIXA RURAL	VALENC	722525	4366421
CASAS DE GARCIMOLINA	CUENCA	634753	4428642				

ID	ESTACIONES TERMOMETRICAS DEL AEMET	PROV.	X-UTM	Y-UTM
1	PENASCOSA	ALBACETE	55205	4280794
2	ONTINYENT	VALENCIA	707694	4300457
3	CARRICOLA	VALENCIA	719470	4302317
4	MOGENTE	VALENCIA	694807	4304449
5	VALLADA BOQUELLA	VALENCIA	697389	4307290
6	LA POBLA DEL DUC	VALENCIA	725072	4308954
7	ALBACETE/LOS LLANOS B.AEREA	ALBACETE	598522	4312162
8	LLUTXENT	VALENCIA	729275	4313704
9	ALBACETE OBSERVATORIO	ALBACETE	598639	4318237
10	ANNA 'AYUNTAMIENTO'	VALENCIA	703754	4322260
11	BOLBAITE	VALENCIA	700772	4325885
12	XATIVA 'EL REALENGO'	VALENCIA	723129	4326488
13	COTES	VALENCIA	709402	4327036
14	CASTELLO DE LA RIBERA (AYUN.)	VALENCIA	715858	4328445
15	SUMACARCEL	VALENCIA	705700	4330641
16	ANTELLA FUENTE DULCE	VALENCIA	708583	4330717
17	CARCAIXENT E.E.A.	VALENCIA	720810	4331976
18	ALBACETE 'CASA CEJALBO'	ALBACETE	597737	4336571
19	ALZIRA TORRECHO	VALENCIA	723396	4337388
20	JALANCE AGROMET	VALENCIA	666544	4340817
21	POLINYA 'PISCIFACTORIA'	VALENCIA	727028	4341412
22	SUECA	VALENCIA	732758	4342506
23	ALGEMESI CENTRO EXPERIENCIAS	VALENCIA	721217	4343097
24	COFRENTES 'FINCA DORADA'	VALENCIA	664230	4348171
25	CASAS IBAÑEZ POLIDEPORTIVO	ALBACETE	632319	4349723
26	PAIPIORTA CAIXA RURAL	VALENCIA	722465	4366585
27	REQUENA-REBOLLAR	VALENCIA	669190	4371442
28	REQUENA	VALENCIA	663723	4372218
29	MINGLANILLA	CUENCA	620626	4377287
30	PRESA DE CONTRERAS	VALENCIA	628494	4378031
31	PANTANO DE ALARCON	CUENCA	578343	4379518
32	UTIEL	VALENCIA	654156	4382078
33	CAMPORROBLES COOPERATIVA	VALENCIA	637116	4390053
34	LA ALMARCHA	CUENCA	552953	4393177
35	LA ALMARCHA 'MOLINILLO'	CUENCA	556764	4393204
36	CAÑADA DEL HOYO 'LAS LAGUNAS'	CUENCA	595885	4427204
37	CUENCA	CUENCA	573507	4435589
38	CUENCA 'ALBALADEJITO'	CUENCA	567814	4436461
39	PANTANO DE LA TOBA	CUENCA	591398	4453021
40	SINARCAS	VALENCIA	651470	4399729
41	ENGUERA - NAVALON	VALENCIA	683671	4310383
42	BENIATJAR LES PLANISES	VALENCIA	725263	4302264
43	BENIMODO	VALENCIA	713283	4343494
44	ALBERIC SANT JORDI	VALENCIA	709942	4333839
45	ALMUSSAFES	VALENCIA	723111	4352410
46	CANALS (FINCA FERRI)	VALENCIA	707531	4315879
47	LLOMBAY (AGRO)	VALENCIA	708784	4350160