



# VNiVERSiDAD D SALAMANCA

DEPARTAMENTO D iNGENiERÍA CARTOGRAFICA Y DEL TERRENO

**“TELEDETECCIÓN ÓPTICA APLICADA A UN MODELO DISTRIBUIDO DE  
BALANCE HÍDRICO (HIDROMORE) PARA EL CÁLCULO DE  
EVAPOTRANSPIRACIÓN Y HUMEDAD DE SUELO”**

TESIS DOCTORAL

Nilda Sánchez Martín

Ávila, junio de 2009



D. José Martínez-Fernández, Profesor Titular del Área de Geografía Física en la Universidad de Salamanca

D. Alfonso Calera Belmonte, Catedrático de Escuela Universitaria del área de Física Aplicada en la Universidad de Castilla-La Mancha

#### CERTIFICAN

Que la memoria “TELEDETECCIÓN ÓPTICA APLICADA A UN MODELO DISTRIBUIDO DE BALANCE HÍDRICO (HIDROMORE) PARA EL CÁLCULO DE EVAPOTRANSPIRACIÓN Y HUMEDAD DE SUELO” ha sido realizada por Dña. Nilda Sánchez Martín bajo nuestra codirección y constituye su Tesis Doctoral. Esta memoria ha sido dirigida conjuntamente desde el Departamento de Geografía de la Universidad de Salamanca y el Grupo de Teledetección y SIG del Instituto de Desarrollo Regional de la Universidad de Castilla-La Mancha. La tutoría en el Departamento de Ingeniería Cartográfica y del Terreno ha sido realizada por D. Javier Gómez Lahoz.

Para que así conste, firmamos el presente certificado en Salamanca, a 30 de abril de 2009

D. José Martínez-Fernández

D. Alfonso Calera Belmonte



## ENTIDADES Y PROYECTOS QUE HAN AYUDADO A LA FINANCIACIÓN Y SOPORTE DE ESTE TRABAJO.

- HIDROMORE se ha ideado y desarrollado bajo dos proyectos del Plan Nacional de Ciencia y Tecnología, MORE (“Modelo Operacional de Recarga y Evapotranspiración”, código: REN2003-02956) y EBHE (“Evapotranspiración, Balance y Estrés Hídrico de la cubierta”, código CGL2008-04047), ambos en la Universidad de Castilla-La Mancha.
  
- La base de datos de humedad de suelo es mantenida por el grupo HIDRUS de la Universidad de Salamanca desde 1999 bajo el auspicio de sucesivos proyectos I+D+i. Del Ministerio de Ciencia y Tecnología, “Calibración/validación de las medidas obtenidas por el radiómetro MIRAS de la misión SMOS y generación de mapas humedad del suelo (contribución a MIDAS-4)”, código ESP2006-00643 y “Calibración/validación de las medidas obtenidas por el radiómetro MIRAS de la misión SMOS y generación de mapas humedad del suelo (contribución a MIDAS-5)”, código ESP2007-65667-C04, ambos del Plan Nacional I+D del Espacio. De la Agencia Europea del Espacio, “*Validation of SMOS Soil Moisture Products Using REMEDHUS*”, código AO-3230.
  
- El Servicio Transfronterizo de Información Geográfica de la Universidad de Salamanca ha proporcionado la colección de imágenes Landsat 7 ETM+ y buena parte de la cartografía digital usada.
  
- El Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, adscrito a la Consejería de Agricultura y Ganadería de la Junta de Castilla y León, ha facilitado la información parcelaria cartográfica y temática referida a los usos SIGPAC utilizada en la clasificación de imágenes.



# ÍNDICE GENERAL

---

Agradecimientos .....	XI
Acrónimos .....	XIII
Símbolos .....	XVII
Lista de figuras .....	XXI
Lista de tablas .....	XXXIII
<b>INTRODUCCIÓN</b> .....	37
<b>1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS</b> .....	41
<b>2. ANTECEDENTES</b> .....	47
<b>2.1. Teledetección aplicada a la hidrología</b> .....	47
2.1.1 Introducción .....	47
2.1.2. Teledetección y modelos hidrológicos .....	54
<b>2.2. Evapotranspiración y humedad de suelo</b> .....	59
2.2.1. Evapotranspiración. Conceptos .....	59
2.2.2. Medida y estimación de la evapotranspiración .....	62
2.2.3. Humedad de suelo. Conceptos .....	63
2.2.4. Medida y estimación de la humedad de suelo .....	64
2.2.5. El método FAO56 .....	65
2.2.6. Evapotranspiración y humedad de suelo en modelos de balance hídrico distribuidos .....	70
<b>2.3. Sensores remotos aplicados a la hidrología y al estudio de la vegetación</b> .....	74
2.3.1. Sensores ópticos (visible e infrarrojo) .....	76
2.3.2. Otros sensores .....	78
<b>2.4. Procesado operativo de imágenes remotas</b> .....	79
2.4.1. Corrección geométrica .....	81
2.4.1.1. Modelización matemática .....	81
2.4.1.2. Tratamiento de los errores y control geométrico .....	83
2.4.1.3. Proceso operativo de la corrección geométrica .....	83
2.4.2. Corrección radiométrica en el dominio del óptico .....	84
2.4.3. Análisis multiespectral: combinación de bandas .....	90
2.4.3.1. Descripción .....	90
2.4.3.2. Índices de bandas y contenido de agua en vegetación y suelo .....	93
2.4.3.3. NDVI y vegetación .....	96
2.4.4. Clasificación .....	98
2.4.4.1. Métodos de clasificación .....	99
2.4.4.2. <i>Inputs</i> en la clasificación .....	102
2.4.4.3. Evaluación de la exactitud del mapa resultante .....	103

<b>3. LA ZONA DE ESTUDIO</b> .....	105
<b>3.1. Localización</b> .....	105
<b>3.2. Topografía y relieve</b> .....	105
<b>3.3. Geología, litología y suelos</b> .....	110
<b>3.4. Hidrogeología</b> .....	117
<b>3.5. Caracterización climatológica</b> .....	119
<b>3.6. Agricultura y el paisaje</b> .....	124
<b>4. LA RED REMEDHUS</b> .....	129
<b>4.1. Diseño y objetivos</b> .....	129
<b>4.2. Seguimiento de la evolución temporal de la humedad del suelo</b> .....	132
<b>4.3. Caracterización hidrodinámica de los suelos</b> .....	134
<b>5. MÉTODOS OPERATIVOS DE TELEDETECCIÓN ÓPTICA</b> .....	137
<b>5.1. Obtención de las series temporales de reflectividades y NDVI de Landsat 7 ETM+</b> ..	137
5.1.1. Características del sensor ETM+ .....	137
5.1.2. Características de las imágenes utilizadas para el estudio .....	142
5.1.3. Tratamiento geométrico: ortorrectificación .....	143
5.1.4. Tratamiento radiométrico .....	145
5.1.4.1. Conversión de los niveles digitales a radiancias .....	146
5.1.4.2. Conversión de radiancias a reflectividades en el techo de la atmósfera, Top Of the Atmosphere (TOA) .....	149
5.1.4.3. Obtención de reflectividad de la superficie. Correcciones atmosférica y topográfica .....	151
5.1.5. Aplicación de la corrección radiométrica a las imágenes Landsat 2001-02. Alternativas .....	155
5.1.5.1. Comparación de los NDVIs TOA con los NDVIs terreno .....	158
<b>5.2. Obtención del mapa de clases</b> .....	161
5.2.1. Método de signatura o patrón temporal (Temporal pattern recognition). Descripción del método, elección de la leyenda y alternativas de computación .....	164
5.2.1.1. Estudio de la evolución temporal de las series NDVI .....	168
5.2.1.2. Obtención del mapa .....	188
5.2.2. Análisis de resultados .....	195
5.2.2.1. Estudio de la evolución temporal de las clases resultantes de las dos alternativas para 2002 .....	196
5.2.2.2. Estudio de superficies totales de ocupación resultantes por cada procedimiento de clasificación de 2002 .....	202
5.2.2.3. Comprobación puntual en áreas verdad terreno .....	203
5.2.2.4. Aplicación del procedimiento de matriz de confusión con el mapa de usos de referencia derivado de los usos SIGPAC .....	208
5.2.3. Elección final del mapa de clases .....	213



<b>6. INTEGRACIÓN DE IMÁGENES Y PRODUCTOS EN EL MODELO DE BALANCE HÍDRICO PARA LA ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN Y HUMEDAD DE SUELO</b>	215
6.1. Introducción	215
6.2. Marco teórico	217
6.3. HIDROMORE	220
6.3.1. Fundamento del modelo	222
6.3.2. Parámetros	223
6.3.3. <i>Inputs</i> y <i>outputs</i>	228
6.3.3.1. <i>Inputs</i>	229
6.3.3.2. <i>Outputs</i>	232
6.4. Alternativas de ejecución del código HIDROMORE en la zona de estudio	234
6.5. Debilidades y fortalezas de la integración	235
<b>7. MÉTODOS DE VALIDACIÓN</b>	237
<b>8. RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE PARA LA OBTENCIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN Y HUMEDAD DE SUELO</b>	243
8.1. Valores observados de propiedades y humedad de suelo	243
8.1.1. Humedad observada en las estaciones REMEDHUS	247
8.2. Resultados de HIDROMORE en las estaciones	252
8.3. Análisis de humedad estimada vs. humedad observada en las estaciones	261
8.3.1. Análisis cualitativo	261
8.3.2. Análisis de correlación e índice de concordancia	274
8.3.3. Análisis de residuos	280
8.3.4. Análisis de sensibilidad con los parámetros $\theta_{CC}$ y $\theta_{PM}$	283
8.4. Información espacial resultante de HIDROMORE	286
8.4.1. Mapas de resultados acumulados anuales	286
8.4.2. Mapas de resultados acumulados mensuales	290
8.5. Discusión	299
<b>9. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS</b>	309
9.1. Conclusiones parciales	309
9.2. Conclusiones finales	314
9.3. Propuestas de mejora y futuras líneas de investigación	315
<b>ANEXOS</b>	319
<b>ANEXO A. ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS EN LA ZONA DE ESTUDIO</b>	321
A1. Análisis cualitativo para 2002 de los datos diarios de las estaciones AEMet y de las automáticas del grupo HIDRUS	322
A2. Análisis de la varianza para los datos mensuales de las estaciones de AEMet y de la estación de Villamor	327
<b>ANEXO B. RESULTADOS DE HIDROMORE INDIVIDUALIZADOS PARA LAS ESTACIONES REMEDHUS</b>	331



## AGRADECIMIENTOS

---

En estas líneas quiero dar las gracias a las muchísimas personas que me han guiado y ayudado en la realización del trabajo y lo han hecho más fácil. Personas que de muchas y muy diferentes maneras han sido importantes.

Agradezco especialmente el trabajo y la actitud de mis directores, D. José Martínez-Fernández y D. Alfonso Calera Belmonte en la concepción, desarrollo y factura de esta idea. A D. José Martínez-Fernández nunca le agradeceré bastante el haber llamado a mi puerta para sugerirme participar en su grupo. Su capacidad de trabajo, su responsabilidad y su rigor científico han sido un ejemplo brillante para mí. Y su generosidad poniendo a mi disposición todos los medios y datos y su incansable dedicación personal no es fácil de encontrar en estos pagos. Además me ha enseñado a mirar y a comprender la tierra y el agua como no se enseña en los libros. Igualmente generoso y dedicado ha sido D. Alfonso Calera Belmonte, que me ha facilitado sin reservas el trabajo de HIDROMORE para que pudiera desarrollar esta tesis; y que siempre ha estado disponible para guiarme por el camino de la investigación en teledetección aplicada a la hidrología y la agricultura. Con él también he aprendido mucho más de lo que nunca imaginé sobre estos temas en la carrera y el doctorado.

Tengo que agradecer de todo corazón a los integrantes, presentes y pasados, del Grupo de Investigación en Recursos Hídricos su apoyo y su disponibilidad hacia mí para este trabajo. He aprendido tarde que no se puede caminar en solitario si se quiere avanzar, y ellos han sido los mejores compañeros. También agradezco a los compañeros del Instituto de Desarrollo Regional, en especial a Enrique Torres, a Jesús Denia y a Eva Rubio su paciencia y su ayuda en la comprensión e implementación del modelo HIDROMORE. José González Piqueras ha sido un referente obligado con su maravillosa tesis. Albacete es una ciudad para gustos poco convencionales (que me perdonen), pero sus habitantes son indiscutiblemente de lo mejor.

Quiero agradecer también el apoyo de mis compañeros de Departamento, en especial a mi tutor D. Javier Gómez Lahoz, siempre comprensivo y atento a mis necesidades, y a D. Carlos Pérez Gutiérrez, compañero de fatiga y amigo en estas lides. Gabi, Charfo, Mercedes y Jesús son también compañeros especiales y amigos que me

ayudan constantemente. Espero que esta tesis contribuya, aunque sea en una ínfima medida, a la proyección de las actividades investigadoras del Departamento y a su crecimiento. En esta línea también quiero agradecer a mis compañeros de la Facultad de Ciencias Agrarias y Ambientales, y especialmente a los profesores de Producción Vegetal y de Estadística, las palizas que les he dado con las consultas descabelladas a cualquier hora, y sus sabios y pacientes consejos. A Ana García, profesora de Estadística de la Escuela Politécnica Superior de Ávila, por su orientación en el tratamiento de los datos climáticos.

A la gente del STIG, Laura, Santi e Íñigo, los reyes magos cartográficos de la Universidad de Salamanca, que me han tratado siempre como a una reina y a los que pienso seguir molestando con mis proyectos y mis peticiones.

Y en fin, luego hay un puñadito de gente más relacionada con las emociones a los que no creo que tenga que decir nada para que lo sepan todo. Ellos han visto cómo en estos años de tesis me han salido canas y hasta me han puesto gafas de vieja profesora. Les quiero pedir perdón por si este trabajo me ha robado tiempo para ellos y por eso se lo quiero dedicar. A mis amigas del alma, a los Basanta, y a lo más sagrado, importante y mejor de mi vida: África, Olmo, Mayo y Beatriz. Y a los que nos ven y nosotros no vemos, al menos con los ojos.

## ACRÓNIMOS

---

<b>AEMet</b>	▪ Agencia Estatal de Meteorología
<b>AERONET</b>	▪ <i>Aerosol Robotic Network</i>
<b>AI</b>	▪ <i>Agreement Index</i>
<b>ALOS</b>	▪ <i>Advanced Land Observing Satellite</i>
<b>AMSR</b>	▪ <i>Advanced Microwave Scanning Radiometer</i>
<b>AOD</b>	▪ <i>Aerosol Optical Depth</i>
<b>ASCAT</b>	▪ <i>Advanced Scatterometer</i>
<b>ASCE</b>	▪ <i>American Society of Civil Engineers</i>
<b>BRDF</b>	▪ <i>Bidirectional Reflectance Distribution Function</i>
<b>CASI</b>	▪ <i>Compact Airborne Spectrographic Imager</i>
<b>CC</b>	▪ Capacidad de campo
<b>CEOS</b>	▪ <i>Committee on Earth Observation Satellites</i>
<b>CHRIS PROBA</b>	▪ <i>Compact High Resolution Imaging Spectrometer</i>
<b>CWSI</b>	▪ <i>Crop Water Stress Index</i>
<b>DEM</b>	▪ <i>Digital Elevation Model</i>
<b>DLT</b>	▪ Transformada Lineal Directa
<b>DOS</b>	▪ <i>Dark Object Sustraction</i>
<b>EP/TOMS</b>	▪ <i>Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer</i>
<b>ERS</b>	▪ <i>European Remote-Sensing Satellite</i>
<b>ESA</b>	▪ <i>European Space Agency</i>
<b>ETM+</b>	▪ <i>Enhanced Thematic Mapper Plus</i>
<b>FAO</b>	▪ <i>Food and Agriculture Organization</i>
<b>fPAR</b>	▪ <i>fraction of Photosynthetically Active Radiation</i>
<b>GCP</b>	▪ <i>Ground Control Point</i>
<b>GOES</b>	▪ <i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
<b>GPS</b>	▪ <i>Global Position System</i>
<b>HIDROMORE</b>	▪ Modelo hidrológico operativo de estimación de recarga y evapotranspiración a escala regional
<b>HIDRUS</b>	▪ Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca
<b>IDR</b>	▪ Instituto de Desarrollo Regional
<b>IGME</b>	▪ Instituto Geológico y Minero de España
<b>INTA</b>	▪ Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial
<b>JAXA</b>	▪ <i>Japan Aerospace Exploration Agency</i>
<b>LAI</b>	▪ <i>Leaf Area Index</i>
<b>LIC</b>	▪ Lugar de Interés Comunitario

<b>LIDAR</b>	▪ <i>Light Detection and Ranging</i>
<b>LSWI</b>	▪ <i>Land Surface Water Index</i>
<b>MAD</b>	▪ <i>Multivariate Alteration Detection</i>
<b>MAGNA</b>	▪ <i>Mapa Geológico Nacional</i>
<b>MERIS</b>	▪ <i>Medium Resolution Imaging Spectrometer</i>
<b>METEOSAT</b>	▪ <i>Meteorological Satellite</i>
<b>METRIC</b>	▪ <i>Mapping EvapoTranspiration with High Resolution and Internalized Calibration</i>
<b>MOC</b>	▪ <i>Mission Operation Center</i>
<b>MODIS</b>	▪ <i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>
<b>NASA</b>	▪ <i>National Aeronautics and Space Administration</i>
<b>NDVI</b>	▪ <i>Normalized Difference Vegetation Index</i>
<b>NDWI</b>	▪ <i>Normalized Difference Water Index</i>
<b>NIR</b>	▪ <i>Visible and Near Infra-Red</i>
<b>NOAA-AVHRR</b>	▪ <i>National Oceanic and Atmospheric Administration-Advanced Very High Resolution Radiometer</i>
<b>PAC</b>	▪ <i>Política Agraria Común</i>
<b>PIF</b>	▪ <i>Pseudo Invariant Features</i>
<b>PM</b>	▪ <i>Punto de Marchitez permanente</i>
<b>RADARSAT</b>	▪ <i>Radar Satellite</i>
<b>RAW</b>	▪ <i>Readily Available Water</i>
<b>REMEDHUS</b>	▪ <i>Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo</i>
<b>RESEDA</b>	▪ <i>Remote Sensing Data Assimilation</i>
<b>REW</b>	▪ <i>Readily Evaporable Water</i>
<b>RGB</b>	▪ <i>Red, Green and Blue</i>
<b>RMSE</b>	▪ <i>Root Mean Square Error</i>
<b>SAM</b>	▪ <i>Spectral Angle Mapping</i>
<b>SEBAL</b>	▪ <i>Surface Energy Balance Algorithm for Land</i>
<b>SEBS</b>	▪ <i>Surface Energy Balance</i>
<b>SIG</b>	▪ <i>Sistemas de Información Geográfica</i>
<b>SIGPAC</b>	▪ <i>Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas</i>
<b>SIWSI</b>	▪ <i>Shortwave Infrared Water Stress Index</i>
<b>SMACEX</b>	▪ <i>Soil Moisture Atmosphere Coupling Experiment</i>
<b>SMAP</b>	▪ <i>Soil Moisture Active and Passive</i>
<b>SMEX</b>	▪ <i>Soil Moisture Experiment</i>
<b>SMOS</b>	▪ <i>Soil Moisture and Ocean Salinity</i>
<b>SPOT</b>	▪ <i>Système Probatoire d'Observation de la Terre</i>
<b>STSEB</b>	▪ <i>Two-Source Energy Balance</i>
<b>SVAT</b>	▪ <i>Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer</i>

<b>SWAT</b>	▪ <i>Soil and Water Assessment Tool</i>
<b>SWIR</b>	▪ <i>Short Wavelength Infrared</i>
<b>TAW</b>	▪ <i>Total Available Water</i>
<b>TDR</b>	▪ <i>Time Domain Reflectometry</i>
<b>FDR</b>	▪ <i>Frequency Domain Reflectometry</i>
<b>TEW</b>	▪ <i>Total Evaporable Water</i>
<b>TIR</b>	▪ <i>Thermal Infrared</i>
<b>TOA</b>	▪ <i>Top Of the Atmosphere</i>
<b>TRMM</b>	▪ <i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
<b>TSEB</b>	▪ <i>Two-Source Energy Balance</i>
<b>USDA</b>	▪ <i>United States Department of Agriculture</i>
<b>USGS</b>	▪ <i>United States Geological Service</i>
<b>UTM</b>	▪ <i>Universal Transverse Mercator</i>
<b>VNIR</b>	▪ <i>Visible and Near Infra-Red</i>
<b>WDI</b>	▪ <i>Water Deficit Index</i>
<b>WGS84</b>	▪ <i>World Geodetic System 1984</i>
<b>WMO</b>	▪ <i>World Meteorological Organization</i>
<b>ZEPA</b>	▪ <i>Zona de Especial Protección de Aves</i>





## SÍMBOLOS

---

$P$	▪ precipitación
$ET$	▪ evapotranspiración
$Q$	▪ suma de escorrentía superficial e infiltración
$\Delta S$	▪ cambio en el contenido de agua en el suelo
$Rn$	▪ radiación neta de la superficie
$\lambda ET$	▪ flujo de energía asociado al flujo de vapor de agua
$G$	▪ flujo de calor en el suelo
$H$	▪ calor sensible
$K_c$	▪ coeficiente de cultivo
$ET_c$	▪ evapotranspiración del cultivo
$K_{cb}$	▪ coeficiente del cultivo basal
$K_e$	▪ coeficiente de evaporación del suelo
$ET_0$	▪ evapotranspiración de referencia
$K_{c\ max}$	▪ máximo valor de $K_c$
$K_r$	▪ coeficiente de reducción dependiente de la cantidad de agua en el suelo
$f_{ew}$	▪ fracción del suelo descubierto que es mojada
$f_w$	▪ fracción del suelo humedecida por el riego
$f_{cv}$	▪ fracción del suelo cubierta por la vegetación
$\theta$	▪ contenido volumétrico de humedad del suelo
$\theta_{FC}$ ó $\theta_{CC}$	▪ contenido volumétrico de humedad del suelo a capacidad de campo
$\theta_{WP}$ ó $\theta_{PM}$	▪ contenido volumétrico de humedad del suelo en el punto de marchitez permanente
$Z_e$	▪ profundidad del suelo en la que prevalece la evaporación
$D_{e,i-1}$	▪ lámina de agotamiento de agua evaporada al final del día $i-1$
$D_{e,i}$	▪ lámina de agotamiento de agua evaporable en el día $i$
$P_i$	▪ precipitación en el día $i$
$RO_i$	▪ escorrentía en el día $i$
$I_i$	▪ riego en el día $i$
$E_i$	▪ evaporación en el día $i$
$T_{ew,i}$	▪ transpiración en el día $i$
$DP_{e,i}$	▪ percolación de la capa superficial del suelo en el día $i$
$ET_c\ adj$	▪ evapotranspiración ajustada
$K_s$	▪ coeficiente de reducción que describe el estrés hídrico
$Z_r$	▪ profundidad de raíces
$p$	▪ fracción de agua aprovechable antes de alcanzar el estrés hídrico
$D_{r,i}$	▪ lámina de agotamiento de agua en la zona radical en el día $i$

$D_{r,i-1}$	▪ lámina de agotamiento de agua en la zona radical en el día $i-1$
$CR_i$	▪ ascenso capilar registrado en el día $i$
$ET_{c,i}$	▪ lámina evapotranspirada en el día $i$ del cálculo
$DP_{r,i}$	▪ percolación de la zona radical del suelo en el día $i$
$L$	▪ radiancia
$L_{path}$	▪ radiancia en el camino ascendente hacia el sensor
$L_{min}$ ó $L_0$	▪ valor mínimo de radiancia
$L_{max}$	▪ valor máximo de radiancia
$nd$	▪ nivel digital
$\rho$ o $R$	▪ reflectividad
$d$	▪ distancia Tierra-Sol
$E$ ó $S_0$	▪ irradiancia media solar exoatmosférica
$\theta_S$	▪ ángulo cenital solar en grados
$\mu_0$	▪ coseno del ángulo cenital solar
$\tau$ ó $T_v$	▪ transmisividad de la atmósfera
$T_z$	▪ transmisividad atmosférica en la dirección de iluminación solar
$E_{down}$	▪ irradiancia difusa descendente
$S$	▪ albedo esférico de la atmósfera
$F_0$	▪ flujo solar incidente en el techo de la atmósfera
$V_p$	▪ velocidad de propagación de la onda generada por el TDR
$l$	▪ distancia a la que viaja la onda TDR lo largo de la línea de transmisión
$t$	▪ tiempo requerido de viaje de la onda TDR
$c$	▪ velocidad de la luz
$K$	▪ constante dieléctrica del medio
$h$	▪ carga hidráulica
$\theta_{sat}$	▪ contenido de humedad del suelo a saturación
$\theta_r$	▪ contenido de humedad del suelo residual
L0R	▪ nivel 0 ( <i>Raw</i> ) de las imágenes Landsat 7 ETM+
L1R	▪ nivel 1 ( <i>Radiometrically Corrected</i> ) de las imágenes Landsat 7 ETM+
L1G	▪ nivel 1 ( <i>System Corrected</i> ) de las imágenes Landsat 7 ETM+
$g$	▪ ganancia
$b$	▪ bias
$\lambda$	▪ longitud de onda
$(d,\theta)$	▪ coordenadas polares de la Tierra respecto al Sol en la ecuación de la elipse, siendo $d$ distancia Tierra-Sol y $\theta$ ángulo del radio-vector Tierra-Sol
$a$	▪ valor del semieje mayor de la órbita terrestre
$e$	▪ excentricidad de la órbita terrestre
$D$	▪ número de día del año

$\tau_1$	▪ función de transmisión de la atmósfera a lo largo de la trayectoria Sol-Tierra
$\tau_2$	▪ función de transmisión de la atmósfera a lo largo de la trayectoria Tierra-satélite
$L_d$	▪ radiancia espectral descendente de la atmósfera
$L_b$	▪ radiancia espectral de un teórico cuerpo negro
$L_a$	▪ radiancia espectral ascendente de la atmósfera
$\tau_0$	▪ profundidad óptica de la atmósfera
$\mu_v$	▪ coseno del ángulo cenital de la toma
$\mu_s$	▪ coseno del ángulo de incidencia solar sobre la normal a la superficie topográfica
$(n_x, n_y, n_z)$	▪ vector unitario normal a la superficie
$(l_x, l_y, l_z)$	▪ vector unitario de incidencia solar
$\sigma_{xx'}$	▪ covarianza de variables $x, x'$
$\theta_{input5cm}$	▪ humedad estimada por HIDROMORE mediante los valores superficiales de $\theta_{CC}$ y $\theta_{PM}$ del suelo
$\theta_{input promedio}$	▪ humedad estimada por HIDROMORE mediante los valores promedio de $\theta_{CC}$ y $\theta_{PM}$ del suelo
$\theta_{superficial}$	▪ humedad de suelo observada superficial
$\theta_{promedio}$	▪ humedad de suelo observada promedio del perfil



## LISTA DE FIGURAS

---

<b>Figura 1-1.</b> Esquema de la aplicación con los datos de entrada, la computación en el sistema y la información resultante. -----	42
<b>Figura 1-2.</b> Flujo de trabajo y alternativas aplicadas en las imágenes Landsat 7 ETM+ hasta su integración en HIDROMORE. -----	43
<b>Figura 2-3.</b> Integración de imágenes de teledetección en modelos hidrológicos. -----	48
<b>Figura 2-4.</b> Características de la teledetección en hidrología.-----	49
<b>Figura 2-5.</b> Aportaciones de los sensores remotos a un modelo de balance hídrico. -----	56
<b>Figura 2-6.</b> Esquema del ciclo hidrológico global. Se indican los porcentajes de flujos de agua involucrados en el proceso (Te Chow et al., 1996).-----	60
<b>Figura 2-7.</b> Niveles principales en un hipotético modelo de cinco estratos para cobertura forestal y algunos de los posibles procesos que se contemplan. Adaptado de Chen (2005b). -----	71
<b>Figura 2-8.</b> Reflectividad de las bandas MODIS y Landsat 7 ETM+ frente a una cobertura de césped. Tomado de la aplicación Spectral Viewer del USGS.-----	75
<b>Figura 2-9.</b> Esquema del procedimiento genérico de corrección geométrica. Adaptado de Toutin (2003).-----	84
<b>Figura 2-10.</b> Curva típica de reflectividad de una cobertura vegetal. -----	85
<b>Figura 2-11.</b> Secuencia de una corrección radiométrica típica. -----	87
<b>Figura 2-12.</b> Efecto del relieve en la iluminación de la escena. Tomado de Riaño et al. (2003). 90	
<b>Figura 2-13.</b> Relación entre NDVI MODIS y contenido de agua para cultivos de secano en la zona de estudio. -----	94
<b>Figura 2-14.</b> Respuesta espectral de una muestra de suelo a diferentes contenidos de agua. Tomado de Whiting et al. (2004).-----	95
<b>Figura 2-15.</b> Matriz de confusión y algunos de las estimaciones de la precisión sobre ella. Las casillas grises representan la diagonal principal, que contiene los casos en los que la clase predicha en la clasificación y la real coinciden; el resto de casillas recogen las que no coinciden. En la figura, q=5. Tomado de Foody (2002b).-----	104
<b>Figura 3-1.</b> Localización de la zona de estudio. Elaboración propia a partir de información del SIGPAC y la cartografía 1:1.000.000 del IGN.-----	106
<b>Figura 3-2.</b> Zona de estudio: cuencas hidrográficas y relieve. Elaboración propia a partir de la BCN 200 del IGN. -----	107
<b>Figura 3-3.</b> Vistas tridimensionales de la zona de estudio sobre composición RGB de Landsat ETM+. Elaboración propia. -----	108
<b>Figura 3-4.</b> Modelo digital de elevaciones de la zona de estudio. Procede del MDT de la Junta de Castilla y León, con paso de cota 1 m y tamaño de píxel 25 m.-----	109

<b>Figura 3-5.</b> Mapa de pendientes de la zona de estudio. Elaboración propia a partir del mapa de la figura 3-4. -----	110
<b>Figura 3-6.</b> Esquema geológico simplificado de la cuenca del Duero (Sánchez-San Román, 2006). -----	111
<b>Figura 3-7.</b> Mapa geológico-litológico de la zona de estudio. Elaboración propia a partir del mapa 1:100000 de Castilla y León y del MAGNA 1:50000.-----	112
<b>Figura 3-8.</b> Mapa de suelos de la zona de estudio. Elaboración propia a partir de la base de datos edáfica del grupo HIDRUS. -----	114
<b>Figura 3-9.</b> Unidades hidrogeológicas de la cuenca del Duero (Sánchez-San Román, 2006). Se indica la zona de estudio. -----	118
<b>Figura 3-10.</b> Acuíferos y regiones hidrográficas en la cuenca del Duero (CHD, 2006). Se indica la zona de estudio. -----	118
<b>Figura 3-11.</b> Climograma medio de las estaciones meteorológicas (AEMet) de la zona de estudio. -----	121
<b>Figura 3-12.</b> Diagrama de balance de agua con datos mensuales de evapotranspiración potencial (línea) frente a precipitación (barras) en la zona de estudio. -----	121
<b>Figura 3-13.</b> Mapas de isoyetas de la zona de estudio. Elaboración propia a partir de las estaciones AEMet. -----	122
<b>Figura 3-14.</b> Paisaje estepario en la zona de estudio. -----	125
<b>Figura 3-15.</b> Viñedo en espaldera (a) y en vaso (b) en el área de estudio. -----	125
<b>Figura 3-16.</b> Pastizales y vegetación de ribera en el área de estudio. -----	126
<b>Figura 3-17.</b> Vista del Duero a su paso por el Espacio Natural de Riberas de Castronuño. ----	127
<b>Figura 4-1.</b> Mapa de las estaciones REMEDHUS sobre la zona de estudio (fuente cartográfica BCN 200 del IGN). Se indica también la localización de la cuenca experimental de Villamor. -----	129
<b>Figura 4-2.</b> Fotografías de tres estaciones REMEDHUS en viña, forestal-pradera y cereal de secano, acompañadas de su localización sobre las ortofotos procedentes de la Junta de Castilla y León. -----	130
<b>Figura 4-3.</b> Configuración de la cuenca de Villamor sobre la ortofoto de la Junta de Castilla y León.-----	131
<b>Figura 4-4.</b> Estación meteorológica y aforador de caudal en la cuenca experimental de Villamor.-----	132
<b>Figura 4-5</b> Medida directa en campo en ecómetro conectado a las sondas enterradas en el perfil. -----	133
<b>Figura 5-1.</b> Satélite Landsat 7 ( <i>Science Data Users Handbook</i> ).-----	138
<b>Figura 5-2.</b> Rango dinámico de las ganancias alta y baja en relación con los niveles digitales de ETM+. Tomado del USGS (United States Geological Service). -----	140
<b>Figura 5-3.</b> Escena completa (a) y recorte en la zona de estudio (b) de la imagen de abril de 2002 en una composición RGB. La imagen está ya ortorrectificada. -----	143
<b>Figura 5-4.</b> Esquema del tratamiento geométrico de las 11 escenas. -----	143

<b>Figura 5-5.</b> Detalle de GCP. -----	144
<b>Figura 5-6.</b> Distribución de los 24 GCPs en la escena Landsat 202/031 una vez ortorrectificada (ortoimagen). Se observa que ha perdido el formato path-oriented original y presenta el giro característico tras dicho proceso. -----	145
<b>Figura 5-7.</b> Esquema de la corrección radiométrica de las ortoimágenes y las dos soluciones adoptadas. -----	146
<b>Figura 5-8.</b> Órbita de la eclíptica para el cálculo de la distancia Tierra-Sol en función de las coordenadas polares. -----	150
<b>Figura 5-9.</b> Comparación entre el DEM (a) y el modelo de iluminación (b). -----	154
<b>Figura 5-10.</b> Comparación entre la banda infrarroja de la escena de noviembre (2002) con reflectividades TOA (a) y reflectividades corregidas atmosférica y topográficamente (b). -----	156
<b>Figura 5-11.</b> Similitud de resultados del NDVI en reflectancias TOA (a) y terreno (b). -----	158
<b>Figura 5-12.</b> Dispersograma para el NDVI TOA y terreno en la imagen de mayo de 2001. ----	159
<b>Figura 5-13.</b> Zona cercana al río Duero en la que pueden observarse las áreas de entrenamiento de las graveras, tomadas con GPS. Se identifican claramente las parcelas de regadío con un NDVI más alto, por ser una imagen de julio. -----	160
<b>Figura 5-14.</b> Valores de $NDVI_{TOA}$ (línea con triángulos) y $NDVI_{terreno}$ (línea con aspas) en las fechas de 2002 para una media de muestras en cada tipo de cubierta. -----	160
<b>Figura 5-15.</b> Mapa de usos de suelo Corine Land Cover (actualización del año 2000) de la zona de estudio. -----	163
<b>Figura 5-16.</b> Alternancia de usos agrícolas: (a) y (b) corresponden al año 2001 en mayo y septiembre respectivamente, (c) y (d) a abril y noviembre de 2002 respectivamente. Composición RGB 5-4-3. -----	166
<b>Figura 5-17.</b> Ciclos fenológicos del secano (cebada) y el regadío (maíz) en la zona de estudio, con dos fragmentos de los NDVIs de abril y agosto correspondientes a los máximos de ambos cultivos. -----	167
<b>Figura 5-18.</b> Diferente respuesta del NDVI a la clase agua en junio de 2002. En (a) se observa el valor alto debido a la mezcla con vegetación de ribera, y en (b) un valor muy bajo debido a la lámina de agua libre de vegetación. -----	169
<b>Figura 5-19.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase agua en 2001. -----	170
<b>Figura 5-20.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase agua en 2001. -----	170
<b>Figura 5-21.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase agua en 2002. -----	171
<b>Figura 5-22.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase agua en 2002. -----	171
<b>Figura 5-23.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase improductivo en 2001. -----	172
<b>Figura 5-24.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase improductivo en 2001. -----	173
<b>Figura 5-25.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase improductivo en 2002. -----	173
<b>Figura 5-26.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase improductivo en 2002. -----	174
<b>Figura 5-27.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase forestal-pradera en 2001. -----	175

<b>Figura 5-28.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase forestal-pradera en 2001. -----	175
<b>Figura 5-29.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase forestal-pradera en 2002. -----	176
<b>Figura 5-30.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase forestal-pradera en 2002. -----	176
<b>Figura 5-31.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase viña en 2001. -----	177
<b>Figura 5-32.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase viña en 2001.-----	178
<b>Figura 5-33.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase viña en 2002. -----	178
<b>Figura 5-34.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase viña en 2002.-----	179
<b>Figura 5-35.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase secano en 2001. -----	180
<b>Figura 5-36.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase secano en 2001.----	180
<b>Figura 5-37.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase secano en 2002. -----	181
<b>Figura 5-38.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase secano en 2002.----	181
<b>Figura 5-39.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase regadío en 2001.-----	182
<b>Figura 5-40.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase regadío en 2001. ---	183
<b>Figura 5-41.</b> Valores de NDVI de la muestra para la clase regadío en 2002.-----	183
<b>Figura 5-42.</b> Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase regadío en 2002. ---	184
<b>Figura 5-43.</b> Evolución de los NDVI de las clases a lo largo de 2001. -----	185
<b>Figura 5-44.</b> Evolución de los NDVI de las clases a lo largo de 2002. -----	185
<b>Figura 5-45.</b> Relación entre el NDVI procedente de Landsat en la zona de estudio y el medido en campo para un cultivo de cereal de secano en La Mancha, ambos a a lo largo de 2002.	187
<b>Figura 5-46.</b> Relación entre el NDVI procedente de Landsat en la zona de estudio y el medido en campo para un cultivo de regadío en La Mancha, ambos a a lo largo de 2002. -----	187
<b>Figura 5-47.</b> Mapa de clases resultante de la segmentación de los NDVI (2001).-----	190
<b>Figura 5-48.</b> Mapa de clases resultante de la segmentación de los NDVI (2002).-----	191
<b>Figura 5-49.</b> Distribución de las áreas verdad terreno en la zona de estudio para la clasificación multitemporal supervisada. -----	192
<b>Figura 5-50.</b> Mapa de clases resultante de la clasificación multitemporal supervisada de los NDVI (2002).-----	194
<b>Figura 5-51.</b> Flujo de operaciones para el estudio de las series de NDVI para cada categoría y método de clasificación.-----	196
<b>Figura 5-52.</b> Evolución de los NDVI de la clase forestal-pradera derivada de la clasificación supervisada en 2002.-----	197
<b>Figura 5-53.</b> Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase agua para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.-----	198
<b>Figura 5-54.</b> Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase agua (2002). -----	198
<b>Figura 5-55.</b> Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase forestal-pradera para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002. -----	199



<b>Figura 5-56.</b> Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase forestal-pradera (2002).-----	199
<b>Figura 5-57.</b> Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase secano para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.-----	200
<b>Figura 5-58.</b> Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase secano (2002).-----	200
<b>Figura 5-59.</b> Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase regadío para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.-----	201
<b>Figura 5-60.</b> Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase regadío (2002).-----	201
<b>Figura 5-61.</b> Distribución de las parcelas verdad terreno de la clase tierra arable sobre la clasificación multitemporal supervisada (con borde de color negro).-----	204
<b>Figura 5-62.</b> Dos parcelas verdad terreno sobre la clasificación multitemporal supervisada. (a) parcela 1014 de pinos y cebada (verde y amarillo respectivamente en la clasificación),(b) parcela 319 de retirada (improductivo, en rojo en la clasificación).-----	205
<b>Figura 5-63.</b> Porcentajes de acierto y error del mapa por segmentación en las áreas verdad terreno de cada clase. La clase viña no ha sido segmentada por este procedimiento.-----	206
<b>Figura 5-64.</b> Porcentajes de acierto y error del mapa por clasificación multitemporal supervisada en las áreas verdad terreno de cada clase.-----	206
<b>Figura 5-65.</b> Límite de tres parcelas verdad terreno sobre el mapa de clases segmentado (a) y el mapa de clases espectral (b). Regadío en verde claro, forestal-pradera en verde oscuro, improductivo en rojo, viña en naranja y secano en amarillo.-----	208
<b>Figura 5-66.</b> Flujo de trabajo para la extracción del mapa de referencia de usos de suelo para 2002.-----	210
<b>Figura 5-67.</b> Recintos de usos SIGPAC en la zona de Toro (Zamora). Se observa la vega del Duero al sur de la ciudad y zonas de cultivos herbáceos, viñedo y forestal.-----	210
<b>Figura 5-68.</b> Mapa de referencia de usos de suelo resultante de la integración de usos SIGPAC y la segmentación de NDVIs.-----	211
<b>Figura 6-1.</b> Esquema básico de inputs y outputs de HIDROMORE en la aplicación a la zona de estudio.-----	216
<b>Figura 6-2.</b> Diagrama de la capa de suelo con los componentes principales del balance hídrico en la zona no saturada. Adaptado de FAO56.-----	222
<b>Figura 6-3.</b> Variables $f_{ew}$ , $f_{cv}$ y $f_w$ para la fase inicial de un cultivo (a) y medio/final de la temporada (b). Se considera lluvia y/o riego por aspersión. Adaptado de FAO56.-----	225
<b>Figura 6-4.</b> Algoritmo del cálculo de humedad de suelo en HIDROMORE en la zona radicular.-----	227
<b>Figura 6-5.</b> Interfaz de los ficheros de entrada de HIDROMORE.-----	229
<b>Figura 6-6.</b> Distribución espacial de las estaciones meteorológicas en la zona de estudio potencialmente válidas para su integración en HIDOMORE.-----	230

<b>Figura 6-7.</b> Malla del muestreo de datos de suelo aplicada a HIDROMORE en la zona REMEDHUS. En cada cuadrícula se tienen datos de textura y $\theta_{CC}$ y $\theta_{PM}$ a nivel superficial.-	231
<b>Figura 6-8.</b> Interfaz de los ficheros de salida de HIDROMORE.-----	232
<b>Figura 7-1.</b> Esquema del estudio de resultados HIDROMORE. Evapotranspiración ajustada, percolación y riego se estudian tanto en las estaciones como en los mapas. La humedad de suelo se analiza en las estaciones. -----	238
<b>Figura 8-1.</b> Diseño y operación de medición de la humedad del suelo en una estación.-----	243
<b>Figura 8-2.</b> Valores de $\theta_{CC}$ para las estaciones de estudio a los cuatro niveles de profundidad. -----	245
<b>Figura 8-3.</b> Porcentaje de arcilla en las estaciones de estudio a los cuatro niveles de profundidad.-----	246
<b>Figura 8-4.</b> Humedad de suelo superficial, $\theta_{superficial}$ (a) y promedio del perfil, $\theta_{promedio}$ (b) para las estaciones de forestal-pradera.-----	249
<b>Figura 8-5.</b> Humedad de suelo superficial, $\theta_{superficial}$ (a) y promedio del perfil, $\theta_{promedio}$ (b) para las estaciones de secano. -----	249
<b>Figura 8-6.</b> Humedad de suelo superficial, $\theta_{superficial}$ (a) y promedio del perfil, $\theta_{promedio}$ (b) para las estaciones de viña.-----	249
<b>Figura 8-7.</b> Humedad de suelo superficial, $\theta_{superficial}$ y promedio del perfil, $\theta_{promedio}$ , para la media de estaciones de cada clase.-----	250
<b>Figura 8-8.</b> Comportamiento de la humedad a las cuatro profundidades del perfil de cuatro estaciones de secano. (a) F11, (b) J12, (c) J14 y (d) M9. -----	251
<b>Figura 8-9.</b> Mapa de humedad superficial para la media del año 2002 a partir de REMEDHUS. Se representa también el mapa de isoyetas descrito en la zona de estudio. -----	252
<b>Figura 8-10.</b> Resultados del balance de agua en una estación de forestal-pradera. Se representan la precipitación (barras verticales azules) evapotranspiración ajustada (naranja), evapotranspiración de referencia (negro), humedad estimada (línea azul) y percolación (barras verticales cuadro inferior).-----	255
<b>Figura 8-11.</b> Resultados del balance de agua en una estación de secano. Misma simbología que la figura 8-10.-----	255
<b>Figura 8-12.</b> Resultados del balance de agua en una estación de secano. Misma simbología que la figura 8-10.-----	256
<b>Figura 8-13.</b> Humedad estimada $\theta_{input5cm}$ (a) y humedad estimada $\theta_{input promedio}$ (b) para las estaciones de forestal-pradera.-----	258
<b>Figura 8-14.</b> Humedad estimada $\theta_{input5cm}$ (a) y humedad estimada $\theta_{input promedio}$ (b) para las estaciones de secano. -----	258
<b>Figura 8-15.</b> Humedad estimada $\theta_{input5cm}$ (a) y humedad estimada $\theta_{input promedio}$ (b) para las estaciones de viña.-----	258
<b>Figura 8-16.</b> Humedad estimada $\theta_{input5cm}$ (a) y humedad estimada $\theta_{input promedio}$ (b) para cada clase. -----	259

<b>Figura 8-17.</b> Comportamiento típico de las curvas de Kcb para las tres clases (a) y casos de comportamiento anómalo (b).-----	260
<b>Figura 8-18.</b> Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también $\theta_{CC}$ , $\theta_{PM}$ y $\theta_{saturación}$ en los dos niveles de la estimación. -----	262
<b>Figura 8-19.</b> Humedad observada ( $\theta_{superficial}$ y $\theta_{promedio}$ ) y humedad estimada ( $\theta_{input5cm}$ y $\theta_{input promedio}$ ) a lo largo de 2002 para la clase forestal-pradera a los dos niveles de estudio.-----	272
<b>Figura 8-20.</b> Humedad observada ( $\theta_{superficial}$ y $\theta_{promedio}$ ) y humedad estimada ( $\theta_{input5cm}$ y $\theta_{input promedio}$ ) a lo largo de 2002 para la clase secano a los dos niveles de estudio. -----	272
<b>Figura 8-21.</b> Humedad observada ( $\theta_{superficial}$ y $\theta_{promedio}$ ) y humedad estimada ( $\theta_{input5cm}$ y $\theta_{input promedio}$ ) a lo largo de 2002 para la clase viña a los dos niveles de estudio. -----	273
<b>Figura 8-22.</b> Humedad observada ( $\theta_{superficial}$ y $\theta_{promedio}$ ) y humedad estimada ( $\theta_{input5cm}$ y $\theta_{input promedio}$ ) a lo largo de 2002 para la media de 20 estaciones a los dos niveles de estudio.----	274
<b>Figura 8-23.</b> Coeficientes de correlación en las estaciones. Barras verdes, $\theta_{superficial}$ vs. $\theta_{input5cm}$ y barras rojas, $\theta_{promedio}$ vs. $\theta_{input promedio}$ . -----	275
<b>Figura 8-24.</b> Coeficientes de correlación de las estaciones a los dos niveles de estudio agrupadas en forestal-pradera (a), secano (b) y viña (c). Barras verdes, $\theta_{superficial}$ vs. $\theta_{input5cm}$ y barras rojas, $\theta_{promedio}$ vs. $\theta_{input promedio}$ . -----	275
<b>Figura 8-25.</b> Valores de AI en las estaciones. Barras verdes, $\theta_{superficial}$ vs. $\theta_{input5cm}$ y barras rojas, $\theta_{promedio}$ vs. $\theta_{input promedio}$ . -----	278
<b>Figura 8-26.</b> Valores de AI de las estaciones a los dos niveles de estudio agrupadas en forestal-pradera (a), secano (b) y viña (c). Barras verdes, $\theta_{superficial}$ vs. $\theta_{input5cm}$ y barras rojas, $\theta_{promedio}$ vs. $\theta_{input promedio}$ . -----	278
<b>Figura 8-27.</b> Ajuste lineal y valores de correlación de los resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002 para la media de las estaciones a los dos niveles de estudio. -----	279
<b>Figura 8-28.</b> Los dos casos de mayor variabilidad del sentido de los residuos: K9 al nivel superficial (a), y M13 al nivel promedio (b). -----	282
<b>Figura 8-29.</b> Mapa de evapotranspiración ajustada acumulada en 2002 resultante de HIDROMORE. -----	287
<b>Figura 8-30.</b> Mapa de percolación acumulada anual en 2002 resultante de HIDROMORE. ---	288
<b>Figura 8-31.</b> Mapa de agua de riego acumulada en 2002 resultante de HIDROMORE. Sólo tienen valores los píxeles de la clase regadío.-----	289
<b>Figura 8-32.</b> Valores distribuidos de TEW con el muestreo de malla 3x3 km <sup>2</sup> .-----	290
<b>Figura 8-33.</b> Mapas de evapotranspiración ajustada mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE. -----	291
<b>Figura 8-34.</b> Evolución de la evapotranspiración ajustada mensual según los resultados del modelo para las clases forestal-pradera, regadío, secano y viña. Se indica también la precipitación mensual. -----	293

<b>Figura 8-35.</b> Mapas de percolación mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE. -----	294
<b>Figura 8-36.</b> Valores distribuidos de $\theta_{cc}$ superficial con el muestreo de malla 3x3 km <sup>2</sup> .-----	296
<b>Figura 8-37.</b> Evolución de la percolación mensual según los resultados HIDROMORE para las coberturas forestal-pradera, regadío, secano y viña. Se indica también la precipitación mensual. -----	297
<b>Figura 8-38.</b> Mapas de riego MENSUAL de mayo a septiembre de 2002 resultantes de HIDROMORE. -----	298
<b>Figura 8-39.</b> Evolución de la aportación de riego mensual (mm) según los resultados HIDROMORE para la clase de regadío. Se indica también la precipitación mensual.-----	299
<b>Figura 8-40.</b> Marco de plantación de viña en las estaciones E10 y H7. -----	305
<b>Figura 8-41.</b> Resultado de humedad estimada tras la corrección de los valores de $\theta_{cc}$ y $\theta_{PM}$ (en sus valores promedio del perfil). Humedad observada, en rojo; humedad estimada original, en azul; humedad estimada corregida, en gris. Estaciones (a) E10, (viña) y (b) M5 (secano). -----	306
<b>Figura A-1.</b> Distribución de las estaciones meteorológicas en la zona de estudio. -----	321
<b>Figura A-2.</b> Precipitación diaria (mm) en la estación de Villamor a lo largo del año 2002. ----	322
<b>Figura A-3.</b> Diferencias diarias de precipitación (mm) entre la estación de Villamor y la de Argujillo (AEMet). -----	323
<b>Figura A-4.</b> Diferencias diarias de precipitación (mm) entre la estación de Villamor y la de Fuentesauco (AEMet). -----	323
<b>Figura A-5.</b> Dispersión de valores de precipitación entre la estación de Villamor y la de Argujillo (AEMet). Se indica también el valor del coeficiente de correlación (R).-----	324
<b>Figura A-6.</b> Dispersión de valores de precipitación entre la estación de Villamor y la de Fuentesauco (AEMet). Se indica también el valor del coeficiente de correlación (R). -----	325
<b>Figura A-7.</b> Distribución espacial de los valores acumulados en 2002 de precipitación en las estaciones de la zona de estudio. -----	326
<b>Figura B-1.</b> Estación E10. -----	332
<b>Figura B-2.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en E10. -----	332
<b>Figura B-3.</b> Valores resultantes del balance de agua en E10.-----	333
<b>Figura B-4.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en E10. -----	333
<b>Figura B-5.</b> Estación F11. -----	334
<b>Figura B-6.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en F11.-----	334
<b>Figura B-7.</b> Valores resultantes del balance de agua en F11.-----	335
<b>Figura B-8.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en F11. -----	335
<b>Figura B-9.</b> Estación F6. -----	336
<b>Figura B-10.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en F6.-----	336
<b>Figura B-11.</b> Valores resultantes del balance de agua en F6.-----	337

<b>Figura B-12.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en F6.-----	337
<b>Figura B-13.</b> Estación H7.-----	338
<b>Figura B-14.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en H7.-----	338
<b>Figura B-15.</b> Valores resultantes del balance de agua en H7.-----	339
<b>Figura B-16.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H7.-----	339
<b>Figura B-17.</b> Estación H13.-----	340
<b>Figura B-18.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en H13.-----	340
<b>Figura B-19.</b> Valores resultantes del balance de agua en H13.-----	341
<b>Figura B-20.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H13.-----	341
<b>Figura B-21.</b> Estación H11.-----	342
<b>Figura B-22.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en H11.-----	342
<b>Figura B-23.</b> Valores resultantes del balance de agua en H11.-----	343
<b>Figura B-24.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H11.-----	343
<b>Figura B-25.</b> Estación H9.-----	344
<b>Figura B-26.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en H9.-----	344
<b>Figura B-27.</b> Valores resultantes del balance de agua en H9.-----	345
<b>Figura B-28.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H9.-----	345
<b>Figura B-29.</b> Estación I3.-----	346
<b>Figura B-30.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en I3.-----	346
<b>Figura B-31.</b> Valores resultantes del balance de agua en I3.-----	347
<b>Figura B-32.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en I3.-----	337
<b>Figura B-33.</b> Estación I6.-----	348
<b>Figura B-34.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en I6.-----	348
<b>Figura B-35.</b> Valores resultantes del balance de agua en I6.-----	349
<b>Figura B-36.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en I6.-----	349
<b>Figura B-37.</b> Estación J12.-----	350
<b>Figura B-38.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en J12.-----	350
<b>Figura B-39.</b> Valores resultantes del balance de agua en J12.-----	351
<b>Figura B-40.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en J12.-----	351
<b>Figura B-41.</b> Estación J3.-----	352
<b>Figura B-42.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en J3.-----	352
<b>Figura B-43.</b> Valores resultantes del balance de agua en J3.-----	353

<b>Figura B-44.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en J3. -----	353
<b>Figura B-45.</b> Estación J14. -----	354
<b>Figura B-46.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en J14. -----	354
<b>Figura B-47.</b> Valores resultantes del balance de agua en J14.-----	355
<b>Figura B-48.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en J14. -----	355
<b>Figura B-49.</b> Estación K10.-----	356
<b>Figura B-50.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en K10.-----	356
<b>Figura B-51.</b> Valores resultantes del balance de agua en K10. -----	357
<b>Figura B-52.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en K10. -----	357
<b>Figura B-53.</b> Estación K9. -----	358
<b>Figura B-54.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en K9. -----	358
<b>Figura B-55.</b> Valores resultantes del balance de agua en K9.-----	359
<b>Figura B-56.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en K9. -----	359
<b>Figura B-57.</b> Estación K4. -----	360
<b>Figura B-58.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en K4. -----	360
<b>Figura B-59.</b> Valores resultantes del balance de agua en K4.-----	361
<b>Figura B-60.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en K4. -----	361
<b>Figura B-61.</b> Estación L3.-----	362
<b>Figura B-62.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en L3.-----	362
<b>Figura B-63.</b> Valores resultantes del balance de agua en L3. -----	363
<b>Figura B-64.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en L3. -----	363
<b>Figura B-65.</b> Estación L7.-----	364
<b>Figura B-66.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en L7.-----	364
<b>Figura B-67.</b> Valores resultantes del balance de agua en L7. -----	365
<b>Figura B-68.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en L7. -----	365
<b>Figura B-69.</b> Estación M5. -----	366
<b>Figura B-70.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en M5. -----	366
<b>Figura B-71.</b> Valores resultantes del balance de agua en M5. -----	367
<b>Figura B-72.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en M5. -----	367
<b>Figura B-73.</b> Estación M13.-----	368
<b>Figura B-74.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en M13.-----	368
<b>Figura B-75.</b> Valores resultantes del balance de agua en M13. -----	369

<b>Figura B-76.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en M13.-----	369
<b>Figura B-77.</b> Estación M9. -----	370
<b>Figura B-78.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en M9. -----	370
<b>Figura B-79.</b> Valores resultantes del balance de agua en M9. -----	371
<b>Figura B-80.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en M9. -----	371
<b>Figura B-81.</b> Estación N9. -----	372
<b>Figura B-82.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en N9. -----	372
<b>Figura B-83.</b> Valores resultantes del balance de agua en N9. -----	373
<b>Figura B-84.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en N9. -----	373
<b>Figura B-85.</b> Estación O7. -----	374
<b>Figura B-86.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en O7. -----	374
<b>Figura B-87.</b> Valores resultantes del balance de agua en O7. -----	375
<b>Figura B-88.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en O7. -----	375
<b>Figura B-89.</b> Estación Q8. -----	376
<b>Figura B-90.</b> (a) $\theta_{input5cm}$ junto a $\theta_{superficial}$ , (b) $\theta_{input\ promedio}$ junto con $\theta_{promedio}$ en Q8. -----	376
<b>Figura B-91.</b> Valores resultantes del balance de agua en Q8. -----	377
<b>Figura B-92.</b> Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en Q8. -----	377





## LISTA DE TABLAS

---

<b>Tabla 2-1.</b> Bandas del espectro electromagnético y sus aplicaciones en hidrología con ventajas e inconvenientes. Adaptado de Engman (1991) y Schulzt et al. (2000a). NIR Visible and Near Infra-Red, SWIR (Short Wavelength Infrared) y TIR (Thermal Infrared). -----	50
<b>Tabla 2-2.</b> Potenciales inputs en un modelo de balance hídrico distribuido. Adaptado de (Zhang y Wegehenkel, 2006). -----	72
<b>Tabla 2-3.</b> Ejemplos de relaciones lineales encontradas entre parámetros imagen y parámetros de balance hídrico. -----	73
<b>Tabla 2-4.</b> Sensores ópticos y térmicos utilizados en hidrología con sus características. En los sensores indicados con asterisco, el tiempo que se indica es <i>off-nadir</i> (con inclinación de la toma vertical).-----	75
<b>Tabla 3-1.</b> Localización de las estaciones meteorológicas (AEMet) en la zona de estudio. ---	119
<b>Tabla 3-2.</b> Precipitación media mensual y anual (mm) de las estaciones meteorológicas (AEMet) en la zona de estudio. -----	120
<b>Tabla 3-3.</b> Temperatura media mensual y anual (°C) en Castronuño, única estación (AEMet) con registros térmicos en la zona de estudio.-----	120
<b>Tabla 3-4.</b> Evapotranspiración potencial media mensual y anual (mm) calculadas en la estación de Castronuño por el método de Thornthwaite. -----	120
<b>Tabla 5-1.</b> Características de las imágenes del sensor ETM+. -----	138
<b>Tabla 5-2.</b> Cambio de valores de Lmin y Lmax, y por tanto de ganancia y bias, en ETM+ a partir del año 2000. -----	141
<b>Tabla 5-3.</b> Características de las imágenes en las fechas de estudio.-----	142
<b>Tabla 5-4.</b> Modos de ganancia teóricos según las indicaciones del USGS. -----	147
<b>Tabla 5-5.</b> Valores de ganancia y bias tomados de la cabecera. Se señalan con un asterisco (*) los valores de ganancia discrepantes con el valor teórico proporcionado por el USGS.-----	148
<b>Tabla 5-6.</b> Valores de la irradiancia solar espectral para ETM+ en cada banda. Disponible en Landsat 7 Science Data Users Handbook. -----	149
<b>Tabla 5-7.</b> Modelización de la corrección atmosférica y topográfica. -----	155
<b>Tabla 5-8.</b> Valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), ecuaciones de regresión lineal y pendiente (m) y ordenada (b) para las bandas roja e infrarroja en valores de reflectividades terreno ( $R_{terr}$ ) y reflectividades TOA ( $R_{TOA}$ ). -----	157
<b>Tabla 5-9.</b> Valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), ecuaciones de regresión lineal y pendiente (m) y ordenada (b) entre los NDVIs procedentes de las reflectividades terreno ( $NDVI_{terr}$ ) y reflectividades TOA ( $NDVI_{TOA}$ ). -----	159
<b>Tabla 5-10.</b> Datos auxiliares usados en los dos métodos de clasificación en las distintas fases. -----	164
<b>Tabla 5-11.</b> Cuadro resumen de la siembra, recolección y máxima actividad de algunos de los cultivos más frecuentes en la zona de estudio. -----	167

<b>Tabla 5-12.</b> Valores medios NDVI de la clase agua para los dos años de estudio. -----	169
<b>Tabla 5-13.</b> Valores medios NDVI de la clase improductivo para los dos años de estudio. ---	172
<b>Tabla 5-14.</b> Valores medios NDVI de la clase forestal-pradera para los dos años de estudio. 174	
<b>Tabla 5-15.</b> Valores medios NDVI de la clase viña para los dos años de estudio. -----	177
<b>Tabla 5-16.</b> Valores medios NDVI de la clase secano para los dos años de estudio.-----	179
<b>Tabla 5-17.</b> Valores medios NDVI de la clase regadío para los dos años de estudio. -----	182
<b>Tabla 5-18.</b> Valores medios de los NDVIs de las clases a lo largo de 2001. -----	184
<b>Tabla 5-18.</b> Valores medios de los NDVIs de las clases a lo largo de 2002. -----	184
<b>Tabla 5-20.</b> Valores y fechas de NDVI utilizados en la segmentación en 2001. ‘NO’ significa que esa fecha no se ha utilizado para esa clase. -----	189
<b>Tabla 5-21.</b> Valores y fechas de NDVI utilizados en la segmentación en 2002. ‘NO’ significa que esa fecha no se ha utilizado para esa clase. -----	190
<b>Tabla 5-22.</b> Acierto (%) en la asignación de los píxeles de las áreas de entrenamiento a las clases resultantes de la clasificación.-----	193
<b>Tabla 5-23.</b> Porcentaje de superficie ocupada por cada clase en los dos mapas resultantes de la clasificación. -----	202
<b>Tabla 5-24.</b> Porcentaje de superficie ocupada según el SIGPAC y el Corine Land Cover. La superficie de la categoría SIGPAC ‘tierra arable’ en barbecho es 11.63%.-----	202
<b>Tabla 5-25.</b> Formato genérico de la tabla de datos de las parcelas verdad terreno. Fuente de datos: Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, Consejería de Agricultura y Ganadería de la Junta de Castilla y León. -----	204
<b>Tabla 5-26.</b> Porcentaje de acierto (A), error por exceso (EE) y error (E) para cada clase en ambos procesos de clasificación. La clase viña no existe en el mapa segmentado. -----	206
<b>Tabla 5-27.</b> Matriz de confusión y valor medio de precisión y kappa para la clasificación supervisada. -----	212
<b>Tabla 5-28.</b> Matriz de confusión y valor medio de precisión y kappa para la clasificación por segmentación. -----	212
<b>Tabla 6-1.</b> Parámetros utilizados en el cálculo de agua de suelo y evapotranspiración. -----	225
<b>Tabla 6-2.</b> Estaciones y datos de la AEMet en la zona de estudio e inmediaciones.-----	230
<b>Tabla 6-3.</b> Datos de salida diarios para un píxel de la zona REMEDHUS (día 1). -----	233
<b>Tabla 8-1.</b> Propiedades hídricas (contenido de agua a capacidad de campo, en el punto de marchitez y a saturación) y físicas (porcentajes de arena, limo y arcilla) de los suelos de las estaciones REMEDHUS. -----	244
<b>Tabla 8-2.</b> Tipos de suelo en cada estación. Tipo C, Luvisoles y Cambisoles; tipo G, Gleysol y Fluvisol; tipo A, Alisol háplico. Se indica además el uso genérico de cada estación. -----	247
<b>Tabla 8-3.</b> Humedad observada media del año 2002 para las estaciones a los dos niveles de estudio ( $\theta_{\text{superficial}}$ y $\theta_{\text{promedio}}$ ).-----	248
<b>Tabla 8-4.</b> Valores de los parámetros de suelo de entrada (porcentajes texturales, capacidad de campo, punto de marchitez y humedad a saturación) e intermedios (TAW, RAW, TEW, REW,	

profundidad de raíces) implicados en el cálculo de las estaciones, de las que se indica también la clase. -----	253
<b>Tabla 8-5.</b> Humedad estimada media del año 2002 de las estaciones a los dos niveles de estudio ( $\theta_{input5cm}$ y $\theta_{input\ promedio}$ ). -----	257
<b>Tabla 8-6.</b> Combinación de humedad estimada vs. humedad observada para el estudio de resultados. -----	262
<b>Tabla 8-7.</b> Coeficientes de correlación de la humedad estimada vs. la humedad observada en las estaciones a los dos niveles de estudio y media de dichos valores por clases y totales. -----	276
<b>Tabla 8-8.</b> Valores de AI de la humedad estimada frente a la humedad observada en las estaciones a los dos niveles de estudio y media de dichos valores por clases y totales. ----	277
<b>Tabla 8-9.</b> Coeficiente de correlación y AI de la media de humedad en la zona de estudio, por clases y total. -----	279
<b>Tabla 8-10.</b> Residuos en las estaciones para el año de estudio. Se indican la media absoluta de los mismos, la acumulada, el RMSE, el sentido y los residuos máximo y mínimo. -----	281
<b>Tabla 8-11.</b> Combinación de humedad estimada vs. humedad observada para el estudio de sensibilidad. -----	283
<b>Tabla 8-12.</b> Coeficientes de correlación entre $\theta_{input\ promedio}$ vs. $\theta_{promedio}$ (a) y entre $\theta_{input5cm}$ vs. $\theta_{promedio}$ (b). La diferencia positiva indica la mejora entre el supuesto (a) y el (b). -----	284
<b>Tabla 8-13.</b> Residuos entre $\theta_{input\ promedio}$ y $\theta_{promedio}$ (a) y entre $\theta_{input5cm}$ y $\theta_{promedio}$ (b). La diferencia negativa indica que el residuo es menor en el supuesto (a) que el (b). -----	285
<b>Tabla 8-14.</b> Valores de la evapotranspiración ajustada acumulada en 2002 según los resultados del modelo para las clases forestal-pradera, regadío, seco y viña procedentes del mapa de clases usado en la aplicación. -----	287
<b>Tabla 8-15.</b> Valores de la percolación acumulada en 2002 según los resultados modelo para las clases forestal-pradera, regadío, seco y viña procedentes del mapa de clases usado en la aplicación. -----	288
<b>Tabla A-1.</b> Precipitación mensual y anual y días de lluvia en las estaciones. -----	324
<b>Tabla A-2.</b> Precipitación mensual y anual en las estaciones. -----	327
<b>Tabla A-3.</b> Planteamiento del estudio de bloques completos aleatorizados para las estaciones y meses de estudio. -----	328
<b>Tabla A-4.</b> Resultados del test ANOVA sobre los bloques del experimento. -----	328
<b>Tabla B-1.</b> Valores de suelo de la estación E10.-----	332
<b>Tabla B-2.</b> Valores de suelo de la estación F11.-----	334
<b>Tabla B-3.</b> Valores de suelo de la estación F6. -----	336
<b>Tabla B-4.</b> Valores de suelo de la estación H7. -----	338
<b>Tabla B-5.</b> Valores de suelo de la estación H13. -----	340
<b>Tabla B-6.</b> Valores de suelo de la estación H11. -----	342
<b>Tabla B-7.</b> Valores de suelo de la estación H9. -----	344
<b>Tabla B-8.</b> Valores de suelo de la estación I3. -----	346
<b>Tabla B-9.</b> Valores de suelo de la estación I6. -----	348

<b>Tabla B-10.</b> Valores de suelo de la estación J12. -----	350
<b>Tabla B-11.</b> Valores de suelo de la estación J3. -----	352
<b>Tabla B-12.</b> Valores de suelo de la estación J14. -----	354
<b>Tabla B-13.</b> Valores de suelo de la estación K10.-----	356
<b>Tabla B-14.</b> Valores de suelo de la estación K9. -----	358
<b>Tabla B-15.</b> Valores de suelo de la estación K4. -----	360
<b>Tabla B-16.</b> Valores de suelo de la estación L3. -----	362
<b>Tabla B-17.</b> Valores de suelo de la estación L7. -----	364
<b>Tabla B-18.</b> Valores de suelo de la estación M5. -----	366
<b>Tabla B-19.</b> Valores de suelo de la estación M13.-----	368
<b>Tabla B-20.</b> Valores de suelo de la estación M9. -----	370
<b>Tabla B-21.</b> Valores de suelo de la estación N9. -----	372
<b>Tabla B-22.</b> Valores de suelo de la estación O7. -----	374
<b>Tabla B-23.</b> Valores de suelo de la estación Q8. -----	376

## INTRODUCCIÓN

La comprensión de los fenómenos que implican consumo de agua sobre la superficie terrestre ha sido motivo de desarrollo de la ciencia y la técnica desde tiempos remotos. La agricultura, base de la civilización, era considerada por los sabios andalusíes del califato de Córdoba, inventores de los modernos sistemas hidráulicos de regadío e introductores de nuevos cultivos en nuestras tierras, como una mezcla de ciencia y arte. Hoy en día, merced al candente debate sobre el cambio climático, también es política. El agua como recurso es uno de los temas estrella de la investigación científica, y su escasez, base de las prácticas agrícolas sostenibles. Los sistemas de regadío y el necesario desarrollo de sistemas agrícolas más productivos alientan el estudio de sistemas de gestión y vigilancia del agua.

En las últimas décadas, la teledetección se ha ido perfilando como una herramienta valiosa en la tarea de observación y comprensión de los procesos terrestres, y especialmente en el estudio -cualitativo y cuantitativo- del conjunto suelo-vegetación-agua-atmósfera. La posibilidad de tener información distribuida, instantánea y objetiva de la superficie terrestre ha abierto nuevas formas de modelización de los procesos hidrológicos. Aunque no siempre bien comprendidos y a menudo infrutilizados, los datos remotos y la valiosa información que de ellos se derivan empiezan a ser imprescindibles para la hidrología. Al respecto, resultan oportunas dos punzantes afirmaciones de Schultz (1988):

*“Cuando los hidrólogos que trabajan en teledetección explican a sus colegas ‘clásicos’ que los datos obtenidos por teledetección pueden mejorar significativamente su conocimiento sobre precipitación, escorrentía, evaporación, humedad de suelo, nieve, etc., el hidrólogo clásico, típicamente, acepta la información, pero continúa haciendo lo que siempre hacía: exprimir la información más o menos convencional procedente de campo mediante las más sofisticadas técnicas matemáticas”.*

*“Resulta difícil de creer, escribe Eamonn Nash<sup>1</sup> en una comunicación personal, que vayamos a entrar en el tercer milenio después de Cristo midiendo la lluvia en cubos y adivinando la evaporación”.*

---

<sup>1</sup> Eamonn Nash, irlandés, fue el prestigioso hidrólogo inventor del modelo *Nash Cascade Model*, premio internacional de Hidrología en 1989.

La modelización hidrológica, por su parte, es un recurso indiscutible en esta tarea. En realidad, para el limitado cerebro humano, que intenta comprender y dominar el medio complejo y poliédrico en el que se desarrolla, *todo* ha de ser un modelo para poder aprehenderlo. Modelos sencillos que a su vez forman parte de modelos más complejos. Los fenómenos meteorológicos, el funcionamiento de las plantas, la dinámica hidráulica del suelo, etc., se describen simplificada y simplemente en modelos que a su vez se imbrican en modelos más ambiciosos y sofisticados.

En términos generales, los modelos hidrológicos que describen la evapotranspiración se dividen tradicionalmente en modelos de balance hídrico o modelos de energía, y computan con mayor o menor detalle parámetros climáticos, edafológicos y vegetales y procesos de transferencia e intercambio de energía o de masa. El objetivo final es el estudio de la evolución espacio-temporal de la evapotranspiración a escala local o regional, según se trate de modelos distribuidos y/o con datos espaciales o no. La humedad del suelo suele obtenerse como un residual de estos modelos, y, siendo un parámetro decisivo en muchos de esos procesos, como en el reparto de la precipitación, y en especial, en el crecimiento y desarrollo de las plantas, es a menudo deficientemente estimado debido a la dificultad de su medida.

Evapotranspiración y humedad de suelo son parámetros fundamentales de los estudios hidrológicos, y son especialmente trascendentes por su repercusión en dos problemas de alcance mundial: el cambio climático y la sostenibilidad de la producción de alimentos. En zonas mediterráneas de delicado equilibrio hidrológico, como es la zona de estudio, la humedad de suelo es el factor limitante para la agricultura y la evapotranspiración de los cultivos el principal factor consuntivo del agua. La teledetección acude en auxilio de la estimación de evapotranspiración y humedad del suelo de muy diversas formas. Añade a los modelos la plusvalía de la distribución espacial de los resultados. Permite la observación multitemporal, lo que posibilita la descripción de los cambios y su evolución. Al mismo tiempo, discrimina usos y superficies. En particular, las imágenes de satélite caracterizan parámetros de vegetación (especialmente las ópticas), parametrizan procesos atmosféricos (especialmente las térmicas) y proporcionan humedad de suelo (especialmente las de microondas), entre algunas de las aplicaciones más extendidas. Tridimensionalmente, la aplicación de un modelo hidrológico con el auxilio de la teledetección permite además observar y medir desde tres niveles:

- El espacio, desde las imágenes de satélite (índices de vegetación y usos de suelo)
- La superficie terrestre (evapotranspiración y cubierta vegetal)
- El subsuelo (raíces y contenido de agua)

El uso de la teledetección en hidrología, además, requiere de un método experimental de verificación de resultados. Los resultados de la observación remota integrada en un modelo o sistema se comprueban usualmente con observación directa. También es factible el método inverso: a partir de observaciones directas se simulan

datos de partida y se comparan con los teóricos datos apriorísticos. En uno u otro caso la condición necesaria es la robustez y fiabilidad de las observaciones realizadas de forma directa sobre la zona experimental.

El desarrollo de herramientas informáticas y, especialmente, las posibilidades de consulta y distribución de datos e información disponibles a través de las redes digitales, han supuesto una revolución en la concepción de nuestra capacidad para describir, gestionar y transformar el medio natural y agrícola. Se abren nuevas vías como el acceso libre a la observación remota terrestre y la posibilidad de participar activamente en programas de cooperación internacional para la conservación y sostenibilidad de los recursos. Es posible la consulta en tiempo real de las necesidades y condiciones de los cultivos y aprovechamientos, y el control directo, mediante redes telemáticas, del uso del agua y las infraestructuras agrícolas. Todo ello, por otro lado, debe servir de pedagogía para activar la responsabilidad del ser humano en su privilegiada capacidad de transformación y administración del medio natural.

El estudio del balance de agua es básico para un mejor conocimiento del funcionamiento tanto de los sistemas naturales como de aquellos controlados por las actividades humanas. Supone cuantificar la disponibilidad del agua en un ámbito geográfico y un periodo de tiempo determinados, así como el desglose de cada uno de los procesos hidrológicos que conforman dicho balance. La determinación de la cantidad de agua disponible en cada territorio, la identificación de valores de humedad especialmente significativos para los cultivos, la constatación de la evolución temporal de los recursos hídricos, la identificación de los periodos críticos y el riesgo de estrés hidrológico y la caracterización de las variables más importantes del balance de agua resultan de un interés fundamental para llevar a cabo una gestión adecuada de los sistemas agrícolas. Este conocimiento permitirá llevar a cabo una gestión más racional de los recursos hídricos y un mejor aprovechamiento de las tierras agrícolas.

La modelización hidrológica del territorio objeto de estudio, y su potencial extrapolación al resto de la Comunidad de Castilla y León u otras zonas de nuestro país, puede contribuir a optimizar y mejorar la productividad del sector agrario de dichos territorios. Desde el punto de vista agronómico resulta indudable el interés de conocer de manera precisa el balance hídrico, para estudiar la disponibilidad y evolución de sus componentes. La gestión de las áreas de secano depende exclusivamente de la cantidad de agua que los suelos tienen en cada momento, fruto de los condicionantes climáticos y de las características físicas del terreno. En las zonas de regadío, la optimización de los recursos hídricos (dosis de riego *versus* productividad) dependerá de un conocimiento preciso de las condiciones hídricas que se dan en cada momento.

En un escenario de cambio climático como el que se plantea en estos momentos, cualquier estrategia de cara a una optimización de los recursos hídricos cobra un especial interés. Al mismo tiempo, no conviene olvidar que el sector agrícola es uno de los que presenta una mayor fragilidad ante dicho escenario. El Libro Blanco del Agua del Ministerio de Medio Ambiente advierte de los hipotéticos impactos negativos sobre

los recursos hídricos, referidos al escenario del cambio climático. En él se reseña que las previsiones para España indican una disminución de las precipitaciones anuales y un aumento de la temperatura que desembocarían en un descenso de las disponibilidades hídricas del orden del 20%. El último informe del *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC, 2007) confirma dicha previsiones, y trabajos de investigación recientes demuestran que la región mediterránea europea será una de las áreas más afectadas (Schröter et al., 2005), y dentro de ella, España.

Son múltiples las aplicaciones en las que es necesario un conocimiento preciso de la cantidad de agua disponible en un determinado territorio y los diferentes componentes del balance de agua. Aspectos como la planificación del regadío (dosis de riego, calendario, etc.), el control fenológico, el empleo de fertilizantes, la selección de cultivos, la planificación del laboreo, el control fitosanitario, etc., constituyen ejemplos de aplicación directa de dicho conocimiento. Las diversas metodologías o técnicas que se emplean para obtener dicha información sólo permiten aproximaciones puntuales, con un alcance espacial y temporal muy limitado. El intentar dicho análisis a escala detallada, para que el agricultor pueda conocer *in situ* el estado hídrico de su explotación, sería excesivamente complejo y costoso en la mayoría de los casos. El análisis de la distribución espacial de las variables hidrológicas solamente se puede abordar a partir de la información procedente de sensores remotos que cubren extensas superficies de terreno y que pueden plantear soluciones al problema que supone la alta complejidad espacial y temporal de dichas variables y permitan, asimismo, su aplicación directa a la escala que más convenga.



## 1. JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS

La teledetección, entendida como la observación de la Tierra desde satélite, comienza su andadura histórica con el lanzamiento del satélite Landsat en 1972. Desde entonces la comunidad científica no ha cesado de intentar demostrar su razón de ser y de refrendar su potencialidad en diferentes campos metodológicos y aplicados. El presente trabajo pretende ser una modesta aportación a este afán y demostrar, no ya su potencialidad, sino su operatividad en el campo concreto de la estimación de la evapotranspiración y la humedad de suelo a escala regional e intervalo temporal diario. Es, pues, una tesis aplicada, cuya hipótesis fundamental se basa en la conveniencia de la teledetección en el campo de la hidrología, y que se resume en una simple pregunta: ¿es eficaz la asimilación de información procedente de teledetección en un modelo hidrológico distribuido?

Esta hipótesis y su discusión no son nuevas. El vínculo entre modelos hidrológicos, evapotranspiración y contenido de agua con la teledetección está presente desde los años 80 (Van de Griend y Engman, 1985; Schultz, 1988). La similitud entre series temporales de NDVI (*Normalized Difference Vegetation Index*) y la evolución temporal y fenológica de las plantas se observa tempranamente (Tucker et al., 1981; Heilman et al., 1982) y por tanto la teledetección es una herramienta muy usada desde sus inicios en la estimación de parámetros hidrológicos relacionados con la vegetación.

FAO56 (Allen et al., 1998), el modelo de balance hídrico implementado en HIDROMORE (Modelo hidrológico operativo de estimación de recarga y evapotranspiración a escala regional), es un modelo contrastado, y la relación  $K_cET_0$  (Coeficiente de cultivo-Evapotranspiración de referencia) ha sido ya aplicada con éxito. La aportación, entonces, del presente trabajo, estriba en dos cuestiones críticas:

1. La generación de alternativas de tratamiento multitemporal de imágenes remotas supeditadas a la eficacia de la integración de los productos resultantes en el modelo.
2. La verificación del modelo mediante un parámetro usualmente mal conocido en el balance y que aquí es un dato contrastado y continuo: la humedad de suelo.

El esquema ideográfico de este trabajo sería el clásico esquema de ‘datos de entrada-procesado en sistema-resultados’ (figura 1-1). Respecto a los datos de entrada, se encuentran todos los productos derivados del tratamiento previo por teledetección, pero también todos los datos climatológicos y edafológicos. El sistema es el modelo hidrológico distribuido HIDROMORE, que computa esos datos según las directrices de FAO56, y los resultados son evapotranspiración y humedad de suelo, en forma puntual o en forma distribuida. El resultado de humedad de suelo será discutido, contrastado y verificado.

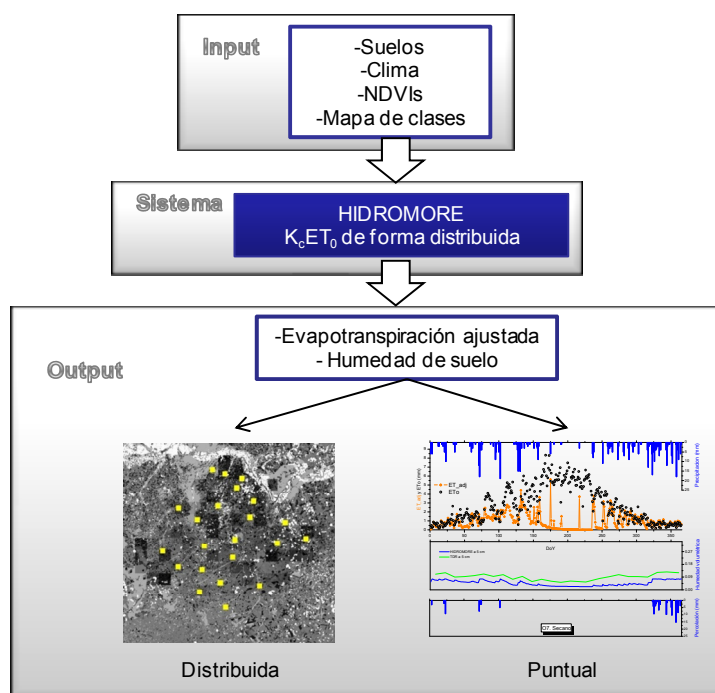


Figura 1-1. Esquema de la aplicación con los datos de entrada, la computación en el sistema y la información resultante.

Desde el punto de vista formal, la **estructura del estudio** comienza con una descripción del estado del arte en las relaciones teledetección-hidrología y en el procesado de las imágenes (capítulo 2). A continuación se describe la zona de estudio, la comarca del río Guareña (capítulo 3) y la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo (REMEDHUS) (capítulo 4). Seguidamente, los capítulos 5, 6 y 7 recogen la descripción de los datos y metodologías utilizadas de forma concreta en la aplicación y las alternativas posibles; así como su integración en HIDROMORE y los métodos de validación empleados. Finalmente, se presentan y discuten los resultados y se termina con un capítulo de conclusiones y perspectivas (capítulos 8 y 9).

Por su relevancia en el trabajo, el capítulo de más peso es el dedicado a la descripción del procesado de una serie de imágenes de los años 2001 y 2002 procedentes del sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), a bordo del satélite Landsat 7. El flujo de trabajo desde las imágenes originales hasta el producto que se integra en el modelo se refleja en la figura 1-2. Las partes más relevantes del proceso son, básicamente, el tratamiento geométrico y radiométrico, la obtención de las series NDVI, las clasificaciones para la obtención del mapa de clases, y finalmente, la integración de los productos finales en HIDROMORE junto con el resto de datos.

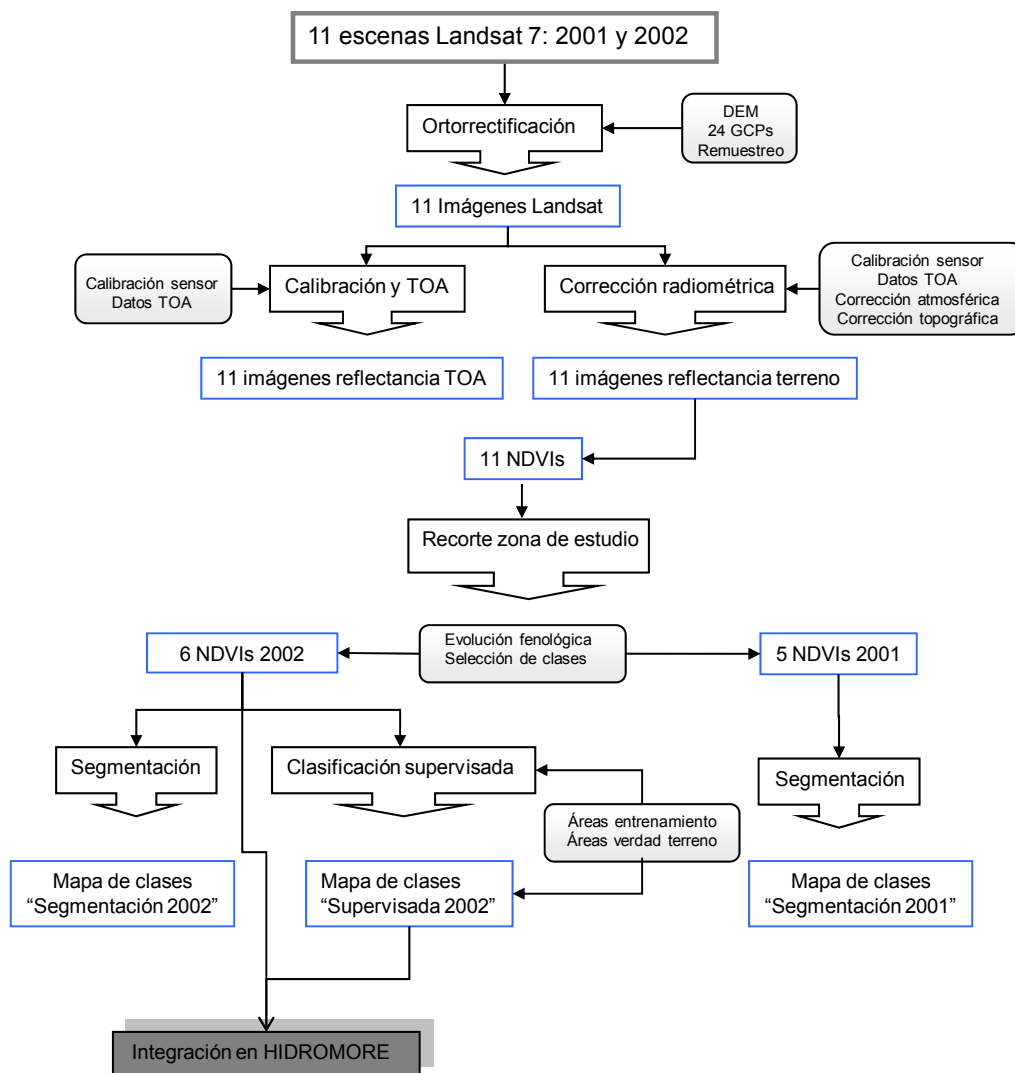


Figura 1-2. Flujo de trabajo y alternativas aplicadas en las imágenes Landsat 7 ETM+ hasta su integración en HIDROMORE.

Es importante resaltar que en el marco del Plan Nacional de Teledetección, conjuntamente con las Comunidades Autónomas, se ha procedido a la adquisición de toda la serie de imágenes adquiridas por el sensor Landsat en 2008, con la decisión de adquirir las de 2009, y realizar su procesado básico, así como toda la serie histórica anterior. El trabajo que se presenta permite poner en valor estas decisiones, pues se generan productos integrados en los componentes del balance hídrico, de alto valor añadido para el campo de la agricultura y medio ambiente.

El segundo pilar en el que se sustenta el trabajo es el modelo FAO56, base metodológica de la aplicación operativa HIDROMORE, que se describe asimismo en el capítulo 2. Este modelo se concibe para el cálculo de las necesidades hídricas de los cultivos en distintas condiciones ambientales y de manejo y, por ende, de la gestión del agua de riego. Por ello una parte importante del trabajo consiste en una exhaustiva descripción de este modelo y su instrumentación por parte de HIDROMORE. Esta herramienta está siendo desarrollada por el Instituto de Desarrollo Regional de la Universidad de Castilla-La Mancha desde 2003 hasta la actualidad y está demostrando su utilidad en el área piloto del acuífero 08.29 o Mancha Oriental de Castilla-La Mancha. Dada la alta dependencia con las condiciones del medio para el que han sido diseñados estos modelos, el reto estriba en verificar si la metodología es lo suficientemente robusta como para demostrar su viabilidad en otra zona diferente a aquélla para la que fue diseñada. La contribución del presente trabajo en este sentido es corroborar el éxito de este modelo en la evaluación fidedigna de la evapotranspiración real de los cultivos y de la humedad presente en el suelo en la zona de estudio.

Por último, el tercer ingrediente que da cuerpo al trabajo es la base de datos de humedad de suelo recogida en la zona de estudio con una resolución espacial y temporal muy detallada. El Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca (HIDRUS) cuenta con una exhaustiva base de datos de humedad de suelo medida quincenalmente en 23 perfiles de suelo de la zona de estudio, a distintas profundidades y con una descripción detallada de las características de cada suelo. Esta base de datos ha demostrado ya su calidad y oportunidad en otros estudios preliminares y simultáneos a éste. La aportación aquí es demostrar la aptitud de los datos de humedad de suelo de estos perfiles para la verificación de HIDROMORE, ofreciendo una forma poco frecuente de validación de los datos estimados por el modelo. En el capítulo 4 se describe la red de estaciones (los perfiles) y la metodología de medida de humedad y el resto de parámetros del suelo.

La aplicación de HIDROMORE sobre la zona de estudio con los datos edafológicos, climáticos e imagen y su posterior evaluación con los datos de humedad de suelo se realiza planteando dos alternativas metodológicas: la primera, considerando los valores de los parámetros de suelo promediados para las distintas profundidades de los perfiles, y la segunda, considerando sólo valores superficiales.

Los **objetivos** que se han planteado se relacionan con las premisas anteriores y de forma general se resumen en tres: a) analizar y desarrollar la metodología de

aplicación de imágenes remotas a un modelo distribuido de balance hídrico para la obtención de evapotranspiración y humedad de suelo, b) comprobar la viabilidad de la teledetección en la caracterización de la evolución temporal de magnitudes biofísicas de la cubierta vegetal espacialmente distribuidas y c) valorar los resultados de la aplicación del modelo en la zona de estudio a lo largo de un año. Estos objetivos se pueden desglosar de la forma siguiente:

1. Estudiar las alternativas de tratamiento digital multitemporal de las imágenes en orden a la eficacia de integración de los productos resultantes en la aplicación:

- Evaluación de métodos de corrección atmosférica.
- Evaluación de métodos de clasificación.
- Estudio de las series de NDVI en relación con el ciclo fenológico de la vegetación existente.

2. Demostrar el potencial de utilizar la información sobre la cubierta procedente del sensor ETM+ en la obtención del coeficiente de cultivo basal, en particular, pero también de otros parámetros biofísicos de la cobertura vegetal necesarios en el modelo, especialmente el porcentaje de cobertura y la profundidad de raíces.

3. Comprobar la precisión de la metodología  $K_cET_0$  en distintas cubiertas agrícolas y vegetación natural en condiciones de estrés hídrico a través de la estimación de humedad de suelo que éste hace y de la humedad observada *in situ*:

- Verificar los valores de humedad de suelo estación a estación, por usos agrícolas y la media de la zona.
- Estudiar qué tipo de uso responde mejor a la estimación del modelo.
- Estudio de la variabilidad del perfil del suelo a través de sus parámetros superficiales y promedio.

4. Verificar y validar el modelo HIDROMORE, pasando del modelo puntual FAO56 al modelo distribuido:

- Estudio de debilidades y fortalezas de la aplicación.
- Estudio de posibles mejoras conceptuales y operacionales.
- Estudio de los mapas resultantes.



## 2. ANTECEDENTES

### 2.1. TELEDETECCIÓN APLICADA A LA HIDROLOGÍA

#### 2.1.1. Introducción

La hidrología es una ciencia construida sobre la observación y la medida. Tanto la hidrología desde un punto de vista operativo como la ingeniería hídrica han utilizado ambos métodos para el diseño y la gestión de recursos hídricos y la predicción de sistemas hidrológicos (Dubayah et al., 2000). Observación y medida requieren de complejos sistemas de estaciones e instrumental sobre el terreno, que si bien proporcionan la resolución temporal y espacial suficiente para algunas aplicaciones, acarrear un problema de representatividad cuando se quieren describir procesos hidrológicos de mayor ámbito espacial. La teledetección es, por tanto, una potencial fuente de datos de entrada en los modelos hidrológicos a escalas regionales y globales (Dubayah et al., 2000). Dicho de otro modo, históricamente la hidrología ha usado modelos conceptuales en los que actualmente la teledetección puede describir algunos procesos o parámetros. Dos revisiones generales de la relación entre hidrología, gestión del agua y teledetección pueden encontrarse en Schulzt et al. (2000b) y en Schmugge et al. (2002b). En el capítulo dedicado a la teledetección de la *Encyclopedia of Hydrological Sciences* (England, 2006) se incluye también una revisión centrada en las aplicaciones de sensores pasivos y activos con microondas.

En los años 80, pioneros investigadores como Van de Griend y Engman (1985) o Schulzt (1988) se plantean ya las ventajas de la teledetección en las aplicaciones hidrológicas:

- Medidas de área en lugar de medidas puntuales.
- Toda la información se recoge y almacena simultáneamente.
- Resoluciones temporal y espacial relativamente altas.
- Formato digital de los datos.
- La adquisición de los datos no interfiere con el proceso observado.
- Se pueden tomar datos de áreas de la tierra que de otra forma son inaccesibles.
- Tras la instalación de redes remotas de observación, las observaciones hidrológicas pueden ser razonablemente baratas.

Tras veinte años de aplicación de la teledetección y cierto escepticismo razonable se pueden cuestionar estas ventajas, pues si bien la mayoría de estas premisas se han ido desarrollando y ampliando, muchas de ellas han ido planteando a su vez otra serie de problemas aún sin resolver, como la cuestión de la modelización y el cambio de escala, las resoluciones, la disponibilidad y precio de las imágenes, etc. En esta línea crítica de muchos investigadores, Kite y Pietroniro (1996) afirman, respecto de la teledetección: “muchos estudios han sugerido los máximos beneficios para la hidrología y recursos hídricos, pero todavía hay pocos casos de estudio que demuestren beneficios prácticos”.

Escepticismos aparte, las observaciones remotas contribuyen especialmente al conocimiento de la variación espacial de los parámetros hidrológicos, además de otros beneficios. Con la teledetección no sólo se observa la superficie sino que se puede obtener la variabilidad espacial, y, más importante aún, la evolución temporal, si la repetibilidad lo permite, de los parámetros implicados. El principal objetivo de la teledetección en hidrología es la estimación de estados hidrológicos (Rawls et al., 2003), es decir, la detección de cambios. Estos cambios, en el contexto del presente trabajo, se centran en la disponibilidad de agua en zonas agrícolas, y concretamente en el estudio de la evolución de la humedad de suelo. Además, la teledetección no sólo se usa para monitorizar el estado de variables hidrológicas, sino para la estimación de esos parámetros en modelos hidrológicos (Schulzt y Engman, 2000a). Se plantea, por tanto, una vía recíproca (figura 2-3):

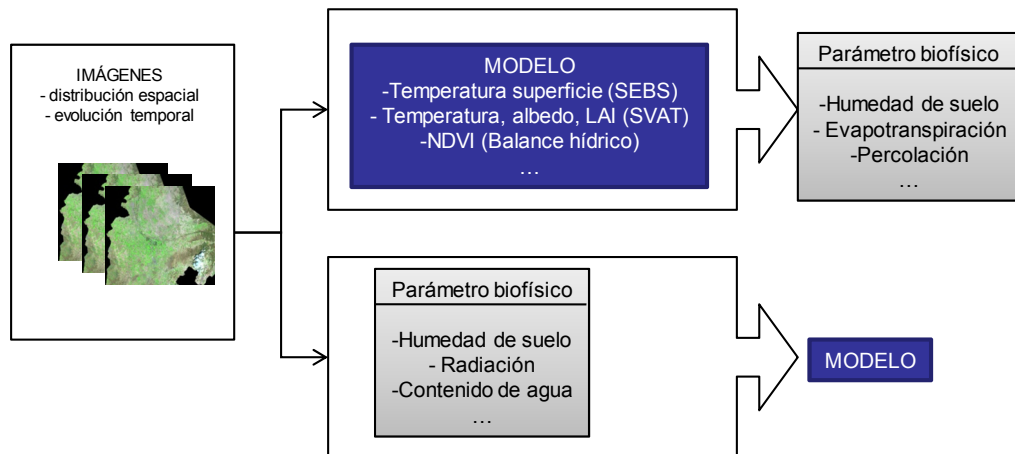


Figura 2-3. Integración de imágenes de teledetección en modelos hidrológicos.

1. Proponer modelos que sean capaces de integrar datos de teledetección. En este sentido, las investigaciones se plantean directamente el uso de modelos distribuidos que asuman datos generados por el análisis remoto: modelos de balance de energía como el



SEBS (*Surface Energy Balance*) (Su, 2002), que toma temperatura de superficie y vegetación de los sensores, y la familia de los modelos SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer*), que toman LAI (*Leaf Area Index*), temperatura, albedo, etc.; modelos de balance de agua que recogen la metodología del coeficiente de cultivo (Jensen y Haise, 1963) aplicándola con teledetección remota (LAI, NDVI); modelos de transferencia radiativa para caracterización de la cubierta vegetal, etc.

2. Desarrollar y validar métodos de teledetección que generen variables útiles para los modelos, tanto para su parametrización como para su calibración. En esta línea, los recientes esfuerzos en desarrollos de nuevos sensores basados en las microondas (SMOS, ALOS, ASCAT) o en completos programas de observación (MODIS, SPOT Vegetation, MERIS) están permitiendo estimar parámetros tradicionalmente medidos sobre el terreno como temperatura, humedad, radiación, LAI, contenido de agua, etc.

En términos generales, y a partir de Chen et al. (2005b), los datos procedentes de teledetección se usan en las siguientes líneas de aplicación en hidrología:

- a) Identificación directa sobre las imágenes de fenómenos hidrológicos relevantes, como áreas de inundación, coberturas de nieve, coladas de barro y agua, corrimientos de ladera, etc.
- b) Determinación de parámetros hidrológicos -previo tratamiento de las imágenes- tales como humedad, temperatura, radiación, etc.
- c) Distribución espacial de fenómenos cualitativos, como tipos de vegetación o usos de suelo.
- d) Calibración del modelo o de los resultados de medida directa *in situ* mediante comparación con parámetros estimados mediante b)

Las características específicas del uso de la teledetección en hidrología se resumen en la figura 2-4 y se describen a continuación.

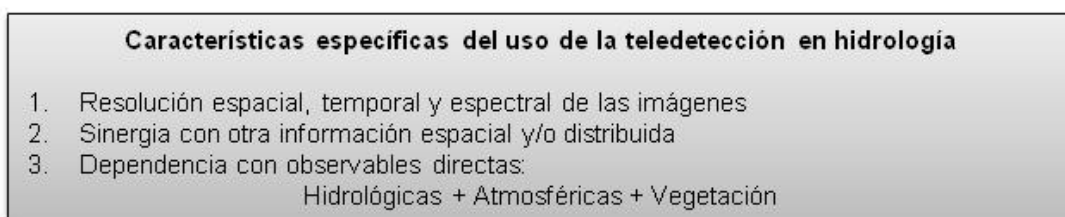


Figura 2-4. Características de la teledetección en hidrología.

La teledetección se basa en la inferencia de parámetros de la superficie a partir de la energía electromagnética que asciende desde la superficie al sensor, energía que es reflejada pero también emitida por la misma (Rawls et al., 2003). La energía reflejada se relaciona con el espectro solar, mientras que la emitida lo hace en las regiones termales y microondas (también son reflejadas por la superficie las microondas emitidas por los sensores activos radar). En términos generales, en teledetección aplicada a la hidrología,

el espectro solar se relaciona con la vegetación y los usos de suelo, la emisión térmica con la temperatura de superficie y las microondas con la humedad de suelo, precipitación y nieve. Los objetivos de la aplicación hidrológica que se estudie dictarán la región más adecuada del espectro electromagnético, lo que a su vez determinará la elección de sensor o sensores, junto con las restricciones de resolución espacial y temporal. En la tabla 2-1 se indican los parámetros de la superficie terrestre relacionados con hidrología según la **zona del espectro** en la que son más fácilmente reconocibles y algunas de las ventajas e inconvenientes de su empleo en teledetección.

REGIÓN DEL ESPECTRO	BANDA	PARÁMETRO	PROPIEDAD OBSERVADA	VENTAJAS	INCONVENIENTES
Visible, infrarrojo	B	Usos suelo.	Reflectividad	Multitud de sensores. Buena resolución temporal y espacial.	Nubosidad y condiciones atmosféricas. Nula capacidad de penetración en el suelo.
	G	Cobertura vegetal.			
	R	Cobertura vegetal.			
	NIR	Cobertura y parámetros vegetación. Agua superficial.			
	SWIR	Contenido humedad suelo y vegetación.			
Infrarrojo Térmico	TIR	Temperatura. Contenido de humedad suelo.	Temperatura superficial	Buena resolución Temporal.	Nubosidad. Resolución espacial pobre. Nula capacidad de penetración en el suelo. Sensible a aerosoles.
Microondas pasivo	X	Profundidad hielo y nieve. Humedad suelo. Relieve (suelo y/o vegetación). Humedad vegetación. Lluvia y escorrentía superficial. Depende de polarización.	Temperatura de brillo	Transparente a la nubosidad. Buena sensibilidad. Resolución espacial muy variable. Penetración hasta 5 cm en el suelo.	Resolución espacial pobre. Interferencias con redes de telecomunicación. Influencia de la topografía, rugosidad y cubierta vegetal.
	C				
	S				
	L				
	P				
Microondas activo	X	Profundidad hielo y nieve. Humedad suelo. Relieve (suelo y/o vegetación). Humedad vegetación. Lluvia y escorrentía superficial. Depende de polarización y ángulo incidencia.	Coeficiente de retrodispersión	Transparente a la nubosidad. Resolución espacial muy variable. Penetración hasta 5 cm en el suelo.	Influencia de la topografía, rugosidad y cubierta vegetal.
	C				
	S				
	L				
	P				

Tabla 2-1. Bandas del espectro electromagnético y sus aplicaciones en hidrología con ventajas e inconvenientes. Adaptado de Engman (1991) y Schulzt et al. (2000a). NIR Visible and Near Infra-Red, SWIR (Short Wavelength Infrared) y TIR (Thermal Infrared).

La necesidad de medidas efectivas a escala regional de balance de energía, temperatura de superficie y humedad de suelo ha hecho posible la investigación del uso de sensores remotos (McCabe y Wood, 2006). Sin embargo, en palabras de Prince et al.

(1998) aparecería el problema de “*perfección puntual pero presunción regional*”, o dicho de otra manera: extrapolar medidas aisladas y discretas para producir humedad de suelo (u otro parámetro biofísico) espacial y representativamente distribuida es una tarea difícil (Wang et al., 2007). El principal reto consiste en investigar si los cambios introducidos al pasar a escala imagen afectarán a las relaciones encontradas *in situ* (Fensholt y Sandholt, 2003).

En efecto, uno de los factores críticos del uso de la teledetección, conjuntamente con otros datos de diferente índole pero con significación espacial, consiste en la elección de la escala o la **resolución espacial** de las imágenes. Ésta tiene que ver con la heterogeneidad de coberturas en la zona de estudio, el tamaño de la unidad mínima agrícola, la resolución y distribución de los datos espaciales disponibles, el tamaño de la unidad hidrológica que se quiere caracterizar, etc. Así, es pertinente hablar de escala de observación, escala de proceso y escala de modelo (Kalma y Sivapalan, 1995). Una revisión de los patrones espaciales en modelos hidrológicos realizada por diferentes expertos con distintas aplicaciones y análisis está recogida en Grayson y Blöschl (2000) y en el ya citado Kalma y Sivapalan (1995), que recoge dos números especiales dedicados al tema por la revista *Hydrological Processes*. El problema de la extrapolación de datos desde la escala terreno hasta la escala del modelo, en concreto de la humedad de suelo y la evapotranspiración, aparece descrito en Wood (1994), Mahmood (1996) y Maayar y Chen (2006), entre otros. Aún siendo un problema no resuelto todavía, recientes aplicaciones que combinan sensores de diferentes resoluciones (McCabe y Wood, 2006) o agregan o dividen píxeles del mismo (Kustas y Norman, 2000; Kustas et al., 2004a), ilustran el cambio de escala con el uso de la teledetección.

En términos generales y dependiendo del tamaño de la cuenca, se relaciona la escala de cuenca hidrográfica con una resolución en torno a 1 km. (Xu et al., 2001; Anderson et al., 2004; Kustas et al., 2006), mientras que la escala de observación del satélite está en torno a los 50-60 km. Soluciones como la desagregación del producto imagen o, viceversa, la reducción o generalización de la escala modelo están siendo estudiados (Crow et al., 2005). Anderson et al. (2007), trabajando con la banda térmica de Landsat, estiman que la agregación de píxeles para describir la heterogeneidad de la respuesta de la vegetación mejora el resultado de las estimaciones del modelo de cuenca en comparación con la red de estaciones terreno.

Otra cuestión crítica en el uso de imágenes remotas para hidrología es su **resolución temporal**, que es el tiempo de revisita del sensor sobre la zona de estudio, o, expresado de otro modo, el intervalo de tiempo que separa una información de la siguiente. Puesto que la hidrología busca describir procesos dinámicos es importante contar con un sensor cuya repetibilidad sea capaz de describir los cambios que reflejen esos procesos. Si bien los satélites meteorológicos geoestacionarios proporcionan medidas horarias, la mayoría de los satélites polares usados en teledetección tienen una resolución temporal más pobre (Schulz y Engman, 2000a). Walker y Houser (2001), al plantearse la resolución temporal de un hipotético sensor dedicado a la estimación de

humedad de suelo, simulan diferentes intervalos de observación y concluyen que los mejores resultados del modelo se obtienen con observaciones entre 1 y 5 días, y que una resolución espacial ligeramente menor que la del modelo es suficiente. La resolución temporal es significativa para la estimación del parámetro hidrológico, pero no es importante en la ejecución del modelo hidrológico, en su implementación operativa, como demuestran recientemente Xianghu y Liliang (2007) para la estimación de evapotranspiración potencial; debido probablemente al aumento exponencial de las capacidades computacionales actuales. La idea de una resolución temporal diaria es extendida (England, 2006), pero a efectos prácticos de elección de sensor, la resolución temporal y la espacial son antagónicas: una alta resolución temporal implica una baja resolución espacial en general, ya que una revisita de uno o dos días exige un campo de visión amplio -es decir, una huella o escena imagen muy extensa- y por tanto una baja resolución de píxel, como ocurre con sensores ópticos del tipo MODIS, NOAA-AVHRR o SPOT *Vegetation*.

Otra característica de las aplicaciones de la teledetección en hidrología es su **sinergia con información espacial** procedente de otras fuentes emparentadas cercanamente con ella: cartografía general y temática, modelos digitales de elevación, GPS (*Global Position System*), etc. Es frecuente encontrar implementaciones de los modelos hidrológicos a través de herramientas o aplicaciones de ámbito SIG (Sistemas de Información Geográfica) como en Frankenberger et al. (1999) con GRASS, Ireson et al. (2006) con una extensión de ArcView, o como aplicaciones independientes (Xu et al., 2001; Zhang et al., 2005). En Ogden et al. (2001) aparece una revisión de la relación SIG y modelado hidrológico, que además sirve de guía para decidir la elección de un módulo o plataforma SIG en la que implementar el modelo.

También es característico de dichas aplicaciones su **dependencia con observaciones directas** de vegetación, humedad, evapotranspiración, parámetros atmosféricos, etc., especialmente en lo relativo a la calibración del modelo aplicado. La variable hidrológica que tiene más influencia en el proceso hidrológico en el espacio y el tiempo es la humedad de suelo (Schulzt y Engman, 2000a). La humedad de suelo determina la cantidad de agua que asciende de la superficie (evaporación, transpiración), que desciende hacia las capas inferiores (infiltración, percolación) y la que se mueve lateralmente (escorrentía superficial y profunda). Sin embargo, este parámetro es uno de los menos medidos directamente sobre el terreno y se computa a menudo como un valor residual del modelo.

Las aplicaciones de teledetección en hidrología están también fuertemente relacionadas con la estimación de la cobertura vegetal y parámetros de vegetación, que constituyen uno de los campos más desarrollados de la teledetección. Algunos aspectos de esta relación son:

- En la estimación de la humedad del suelo, la presencia de vegetación (espontánea o cultivada) sobre el suelo produce un efecto pantalla que dificulta la medida de su contenido de humedad (Jackson y Schmugge, 1991; Doraiswamy et al., 2004; Njoku y

Chan, 2006). La densidad de la masa vegetal, su superficie foliar, su estado fenológico, su contenido de agua, la altura, el marco de plantación y tipo de práctica agrícola (en el caso de superficies agrícolas o forestales) producen un enmascaramiento de la respuesta del suelo, especialmente observado con sensores de microondas. Este enfoque implica una estimación volumétrica o fisionómica de la cobertura vegetal.

- En la estimación de la evapotranspiración (Allen et al., 2005; Nagler et al., 2005), la cobertura vegetal, estimada mediante parámetros indirectos de teledetección como el índice de área foliar y los índices de vegetación, es un parámetro del modelo que describe el balance. En este caso, lo que se determina está más relacionado con la actividad fotosintética y vegetativa que con el volumen.

- En la evaluación y gestión del uso del agua dedicada a riego, la evapotranspiración se pondera según un coeficiente particular para cada cultivo (coeficiente de cultivo) que se puede parametrizar mediante la respuesta espectral de las imágenes (Hunsaker et al., 2003; Hunsaker et al., 2005; Tasumi et al., 2005b). En un reciente número especial de la revista *Irrigation and Drainage Systems* se encuentra una revisión de trabajos en torno a la relación de la teledetección y evapotranspiración de los cultivos (Allen y Bastiaanssen, 2005).

Resulta arduo recoger en un escueto apartado las aplicaciones que relacionan teledetección e hidrología. En hidrología convergen importantes áreas de investigación en teledetección, como la vegetación, el agua en sus diferentes estados y la climatología, todo ello a su vez dentro de un análisis de la superficie terrestre y el medio ambiente. Se pueden encontrar revisiones generales y compendios de trabajos sobre teledetección y recursos naturales (Verbyla, 1995; Wilkie y Finn, 1996), teledetección y modelos climáticos (Dickinson, 2008), teledetección medioambiental (Barrett y Curtis, 1999; Begni, 2002)<sup>2</sup> o incluso teledetección de la superficie terrestre (Buiten y Clevers, 1993; Liang, 2005; Qu et al., 2006; Liang, 2008). Ya centrados en hidrología, se encuentran varias revisiones sobre la misma, teledetección y recursos hídricos (Kovar y Nachtnebel, 1996; Bastiaanssen, 1998; Schulzt y Engman, 2000b), y especialmente, la monumental serie que recoge todas las aportaciones de los congresos anuales de la SPIE<sup>3</sup> sobre Agricultura, Ecosistemas e Hidrología entre 1998 (Engman, 1998) y la actualidad (Neale et al., 2007).

Un prolijo ejemplo de aplicación de la teledetección (en la región de las microondas) para la modelización hidrológica de una zona agrícola se encuentra en las campañas del USDA (*United States Department of Agriculture*) de SMEX (*Soil Moisture Experiment*) y SMACEX (*Soil Moisture Atmosphere Coupling Experiment*) (Kustas et al., 2005). Es una detallada y útil descripción de la zona de trabajo, el diseño, los datos y las condiciones hidrometeorológicas del experimento; que además ayuda a

<sup>2</sup> El término 'teledetección medioambiental' ya fue usado a mediados de los años setenta (Barrett y Curtis, 1976).

<sup>3</sup> Originariamente, *Society of Photo-optical Instrumentation Engineers*, aunque actualmente el acrónimo ejerce como denominación.

entender el impacto de la variabilidad espacial y temporal en la cobertura vegetal, la humedad de suelo y los flujos de intercambio suelo-atmósfera a diferentes escalas de imágenes remotas.

### ***2.1.2. Teledetección y modelos hidrológicos***

Se están produciendo sustanciales avances en la modelización de las relaciones suelo-agua-atmósfera para grandes superficies. El desarrollo de la capacidad de cálculo junto con el incremento de información han conducido de forma natural hacia modelos distribuidos, que permiten cuantificar la variabilidad espacial de los parámetros. Lo cual es de suma importancia en la gestión de la disponibilidad de agua, particularmente en regiones agrícolas. Es en este punto cuando la teledetección cobra importancia en la modelización hidrológica.

Recogiendo una tendencia que empezaba a despuntar en los años setenta, Van de Griend et al. (1985) afirman que la teledetección se ha convertido *“en la más prometedor técnica para el análisis regional tanto a pequeña como a gran escala de los sistemas hidrológicos”* en sustitución de los tradicionales métodos de campo, y que por tanto *“un óptimo uso de la teledetección requiere un cambio en el modelado hidrológico y una adaptación de los modelos”*. Desde las primeras aplicaciones de teledetección, es claro que los modelos pueden y deben asimilar datos procedentes de teledetección, especialmente la humedad de suelo y la evapotranspiración, para monitorizar los intercambios entre la capa del suelo y la atmósfera (Engman, 1986; Ottlé et al., 1989). Dichos intercambios son descritos incluso a escala continental en Sellers et al.(1997)

La mayoría de modelos hidrológicos, sean del tipo que sean, operan cuando hay disponibles datos meteorológicos, parámetros físicos del suelo, clasificaciones de usos del suelo, modelos tridimensionales de relieve y datos de agua superficial y profunda (Zhang y Wegehenkel, 2006). Los modelos también interconectan variables hidrológicas como las anteriores con variables hidrometeorológicas, ya que la necesidad de medidas efectivas a escala regional de balance de energía superficial, la temperatura de superficie y la humedad de suelo ha derivado en el uso de teledetección por satélites (McCabe y Wood, 2006).

Genéricamente, las aplicaciones que se pueden derivar de la relación modelo-teledetección son, según Immerzeel y Droogers (2008):

- i) inferir flujos hidrológicos mediante teledetección
- ii) optimización de los algoritmos usados en la simulación

- iii) optimización de los valores de los parámetros del modelo para construir un modelo convergente<sup>4</sup>
- iv) parametrización de los modelos
- v) calibración del modelo en zonas con pocos datos

La complejidad de los modelos que hacen uso de la teledetección depende del equilibrio entre los módulos empíricos o basados en propiedades físicas de los que hagan uso (Courault et al., 2005). A menudo su empleo implica estrategias híbridas que recorren toda la metodología: desde el planteamiento y la asimilación de datos hasta su implementación. El uso de datos remotos puede ser una estrategia para inicializar, actualizar o calibrar otros parámetros internos o ser usados como fuente directa de datos. Aunque se puede deducir que es difícil hacer una clasificación de los modelos, un esquema válido podría ser similar al propuesto por Courault et al. (2005):

a) Modelos empíricos o semi-empíricos directos, en los que los datos imagen son directamente introducidos para calcular -básicamente- evapotranspiración. Dentro de éstos están los que usan el método de balance hídrico ponderando la evapotranspiración potencial o de referencia mediante parámetros extraídos de las imágenes, como el coeficiente de cultivo (Ray y Dadhwal, 2001; Neale et al., 2005; Duchemin et al., 2006; Er-Raki et al., 2007) y los que utilizan la diferencia instantánea o acumulada de temperaturas (Moran et al., 1994; Goward et al., 2002; Rawls et al., 2003), método inicialmente propuesto por Jackson et al. (1977) y descrito ampliamente en Caselles et al. (1993).

Estos modelos hidrológicos hacen uso, con mayor o menor complejidad y detalle espacial y temporal, del modelo de balance hídrico aplicado a la capa de suelo en la que la vegetación asienta las raíces, resultado de aplicar a dicha capa la ley de conservación de la masa. Es usual describir el balance mediante la ecuación (Jensen et al., 1990):

$$P - ET - Q = \pm \Delta S \quad [1]$$

donde P representa la aportación del agua procedente de la lluvia (junto con el riego, si lo hubiere), ET es la evapotranspiración, suma de la evaporación del suelo y la transpiración de la vegetación, Q es la suma de la escorrentía superficial y la infiltración hacia las capas subsuperficiales y  $\Delta S$  representa el cambio en el contenido de agua en el suelo. El problema es que cada uno de estos términos no es fácilmente calculable o estimable de forma directa, por lo que a su vez es parametrizado en función de las características o condiciones de otros factores: textura y composición del suelo, cobertura vegetal, datos meteorológicos, topografía, etc. Las aplicaciones de teledetección radican en la capacidad de estimar y/o determinar los diferentes

<sup>4</sup> El término exacto, de difícil traducción, es *equifinality*, que expresa la convergencia de potenciales y diferentes procesos hacia un mismo resultado. Véase una interesante discusión sobre esta idea, centrada en los modelos hidrológicos, en Beven (2006) .

componentes de dicho balance, bien se trate de estados o flujos. La teledetección presenta tres ventajas añadidas: 1) proporcionar una distribución espacial de los mismos, 2) proporcionar una medida continua, permitiendo la descripción de diferentes estados en el proceso, y 3) evitar las costosas medidas de campo. En un modelo hidrológico operativo de este tipo, y según su relación con la teledetección, estos factores son (Dubayah et al., 2000; Zhang y Wegehenkel, 2006), (figura 2-5):

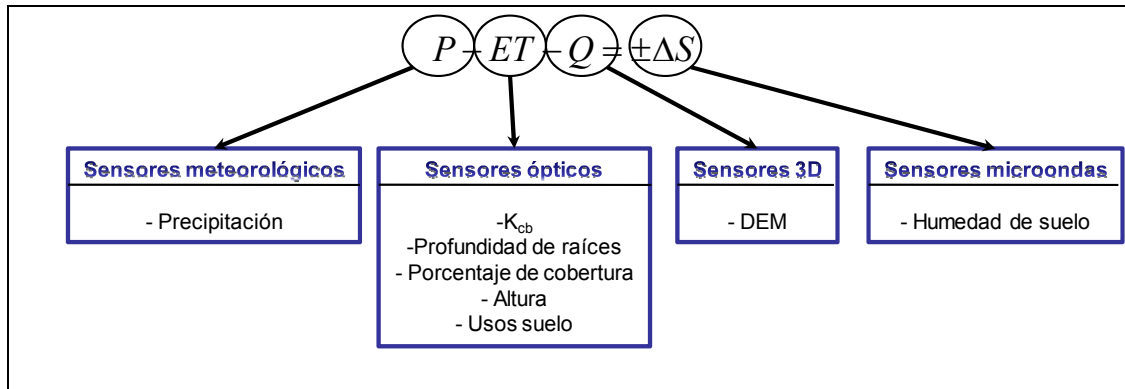


Figura 2-5. Aportaciones de los sensores remotos a un modelo de balance hídrico.

- La precipitación puede ser determinada, aunque con dificultades, a través de los nuevos sensores meteorológicos de gran ancho de banda (radar meteorológico).

- Los sensores ópticos proporcionan información relativa a la fenología y características de la cobertura vegetal, como porcentaje de cubierta, altura, profundidad de raíces o LAI. Se pueden extraer a través de la relación con índices de vegetación o como valores tabulados a partir de una clasificación de imagen (Earls y Dixon, 2006). Los parámetros de vegetación extraídos de las imágenes sirven para parametrizar el modelo (como el coeficiente de cultivo), para establecer límites de cálculo (como la profundidad de raíces, la altura y el calendario de riego) y para calcular parámetros intermedios (como el porcentaje de cobertura).

- Respecto a la escorrentía, si bien es difícil medirla con teledetección, existen dos aplicaciones intermedias de gran interés: a) el modelado tridimensional de la geometría de la cuenca y red de drenaje y b) el establecimiento de coeficientes de escorrentía mediante la clasificación de usos de suelo y la determinación de la cobertura vegetal.

- La humedad de suelo puede ser estimada con estrategias de microondas pasivas o activas.

b) Modelos que aplican el balance de energía desde un punto de vista físico y toman los valores de vapor de agua, radiación neta, flujos de calor, calor sensible, etc. a través



de información extraída de los sensores, como temperaturas (Qiu et al., 2006) o radiación incidente (Carlson et al., 1995; Pinker et al., 1995; Batra et al., 2006). Dentro de este enfoque físico aparecen los llamados modelos determinísticos (por ejemplo SVAT), de muy distinta complejidad y enfoque, cuya descripción detallada se discute en Olioso et al. (2003). Una reflexión de la aptitud de las diferentes bandas (visible, infrarrojo y microondas) en la estimación de flujos de calor, radiación y temperatura de superficie implicados en este tipo de modelos se encuentra en Choudhury (1991).

Los modelos físicos que se basan en el balance de energía se plantean mediante la ecuación [2] -considerando condiciones instantáneas-:

$$R_n = \lambda ET + G + H \quad [2]$$

donde  $R_n$  es la radiación neta de la superficie (en el espectro solar y de onda larga),  $\lambda ET$  es el flujo de energía asociado al flujo de vapor de agua,  $G$  es el flujo de calor en el suelo y  $H$  es el calor sensible. Al igual que en el modelo de balance hídrico, estos términos son parametrizados en función de otras variables de estado, conformando los ya citados modelos de transferencia suelo-vegetación-atmósfera. El ajuste del balance por teledetección pasa por varias propiedades de la superficie como albedo, LAI, cobertura vegetal y temperatura de superficie (Courault et al., 2005).

Algunas recientes aplicaciones del modelo de balance de energía se encuentran en trabajos del modelo TSEB (*Two-Source Energy Balance*) para obtener radiación neta y flujos de calor latente (Li et al., 2005). Este modelo se compara con un modelo *one source* (Kustas et al., 2004b) y con el modelo SEBAL (*Surface Energy Balance Algorithm for Land*) (Timmermans et al., 2007). Una versión simplificada del modelo TSEB obteniendo evapotranspiración como un valor residual del balance es propuesto en Sánchez et al. (2008).

En general, en el caso de estos modelos, la teledetección es una fuente potencial de información en la estimación de variables como:

- Radiación solar a partir, especialmente, de satélites geoestacionarios.
- Radiación de onda larga a partir de las bandas del infrarrojo, de la que se infiere vapor de agua y temperatura del aire; aunque con muchas incertidumbres y poca resolución (Dubayah et al., 2000).
- Humedad del aire y temperatura de superficie a partir de bandas termales.

Una preclara visión de la relación de la teledetección con los modelos de estimación de la evapotranspiración se puede encontrar en Duchemin et al. (2006), en donde se establecen tres grupos de modelos. El primero de ellos tiene el objetivo de establecer los flujos instantáneos de calor sensible y latente simultáneamente al paso del

satélite (Moran et al., 1994; Bastiaanssen et al., 1998b; McVicar y Jupp, 2002), y usan exclusivamente datos climáticos, además de las imágenes. Un segundo grupo usa procesos dinámicos de ecosistema como los sistemas suelo-vegetación-atmósfera, de balance hídrico o energético. Se basan en una combinación de técnicas de inversión, calibración y asimilación, de difícil implementación desde un punto de vista operativo (Jacquemoud et al., 2000; Moulin et al., 2003; Olioso et al., 2003; Boegh et al., 2004; Li et al., 2005; Ireson et al., 2006; Timmermans et al., 2007). El tercer grupo de métodos está formado por los modelos operativos, entre los que destaca el método  $K_cET_0$  para obtener una distribución espacial de la evapotranspiración y control del riego (Ray y Dadhwal, 2001; Mejuto et al., 2003; Neale et al., 2005; Wegehenkel y Kersebaum, 2005; Duchemin et al., 2006; Er-Raki et al., 2007).

Es importante tener presente algunas de las limitaciones de los modelos, tal y como expone Llorens (2003). Los modelos hidrológicos con esquema 'entrada de datos-balance-salida de información' no siempre reproducen fielmente los procesos internos de la cuenca, aunque los caudales de salida estén correctamente simulados. Por su parte, los modelos de base física son de difícil parametrización, por lo que pueden dar lugar a modelos híbridos atomizados a su vez en una nueva sucesión de parámetros. Además, es frecuente que se produzcan errores en los datos de entrada, especialmente en los climáticos, e indefiniciones y baja fiabilidad en los parámetros distribuidos de suelo y/o vegetación. Un análisis de la fuente y magnitud de los errores al asumir estimaciones procedentes de la teledetección en los modelos hidrológicos se encuentra en Crow (2006). En el seno del proyecto europeo RESEDA (*Remote Sensing Data Assimilation*) se pusieron a prueba varios modelos con datos procedentes de teledetección de diferentes satélites, cuyas conclusiones se exponen en un número especial de la revista *Agronomie* (2002, vol.22). El objetivo de este proyecto es el uso de observaciones remotas multitemporales y multisensor para el seguimiento de los procesos suelo-vegetación, asimilándolas en modelos de cobertura y suelo. Se verificaron varios modelos y fuentes de datos y finalmente se propusieron métodos de estimación de producción neta, evapotranspiración y producción de cosechas.

Si el uso de los modelos hidrológicos asistidos por teledetección no ha sido todo lo exhaustivo que se podría esperar, se puede explicar, según Kite et al. (1996), por varias razones, entre las que cabe citar la ausencia de ecuaciones universales para la estimación de variables hidrológicas a partir de las observaciones realizadas mediante teledetección, la escasez de modelos hidrológicos que permitan integrar directamente la información adquirida por distintos sensores, y finalmente por la falta de entrenamiento en este ámbito.

## ***2.2. Evapotranspiración y humedad de suelo***

### ***2.2.1. Evapotranspiración. Conceptos***

En hidrología se define la evaporación como la pérdida de agua desde una superficie mojada a través de su conversión a vapor de agua, y su transferencia hacia la atmósfera (Ward y Robinson, 2000). La evaporación puede ocurrir desde láminas de agua, suelo o vegetación. La evaporación a través de los estomas de las plantas vivas se denomina transpiración. En el caso de cubiertas vegetales, resulta complicado separar la transpiración de la vegetación y la evaporación directa del suelo y pequeñas áreas de agua, por lo que normalmente estos dos términos se combinan en el término evapotranspiración (también llamada “uso consuntivo”, pues expresa un consumo de agua por la planta para su crecimiento, además de la evaporación en la superficie de suelo adyacente y en la de la propia planta). El concepto de evapotranspiración engloba los procesos de evaporación y transpiración debido a que son conceptos difíciles de separar. La transpiración es un proceso de la planta indispensable para su producción y la evaporación supone la pérdida de agua por la superficie del suelo, pero el concepto también incluye componentes como el rocío y la interceptación del agua de lluvia. Desde el punto de vista termodinámico se definiría como una transferencia de agua del conjunto cobertura vegetal-suelo a la atmósfera.

La evapotranspiración constituye un importante componente del ciclo hidrológico y del balance del agua (figura 2-6). Se estima que un 61% del total de agua recibida por precipitación en las áreas continentales es devuelta a la atmósfera a través del proceso (Te Chow et al., 1996) mientras que el 39% restante constituye la escorrentía superficial y subterránea. Esta cifra se puede incrementar hasta el 90% en zonas áridas y semiáridas, en las que además la transformación a cultivos de regadío incrementa la aportación de agua a la atmósfera. La evapotranspiración interviene en el balance calorífico y en la redistribución de energía mediante los traspasos que de ella se producen con los cambios de estado del agua, permitiendo así un equilibrio entre la energía recibida y la perdida. El conocimiento de las pérdidas de agua mediante el proceso permite tener un acercamiento a las disponibilidades de la misma y deriva en una mejor distribución y manejo del agua. El balance de agua en los sistemas agroecológicos es la clave para comprender la mayoría de los procesos físico-fisiológicos que ocurren en el sistema suelo-cobertura-clima (Eitzinger et al., 2002), siendo la evapotranspiración uno de los factores críticos de la disponibilidad y distribución del agua en la superficie terrestre, junto con la precipitación y la escorrentía.

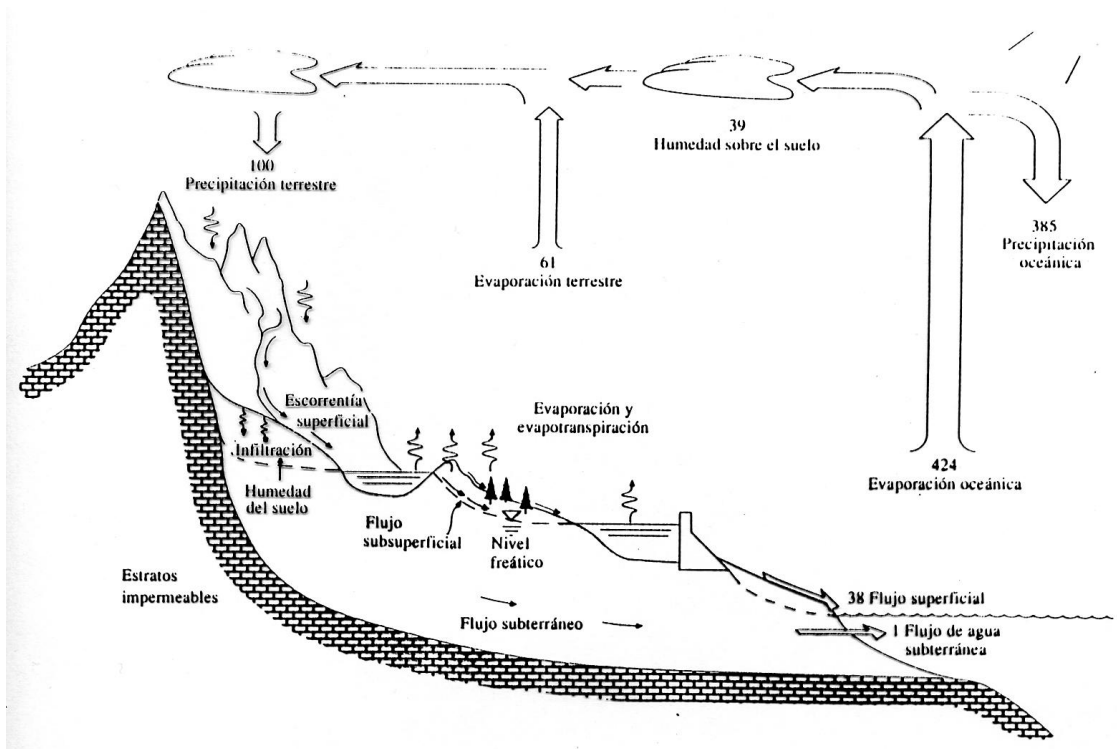


Figura 2-6. Esquema del ciclo hidrológico global. Se indican los porcentajes de flujos de agua involucrados en el proceso (Te Chow et al., 1996).

Los métodos para su cálculo van desde las más simples aproximaciones empíricas con datos meteorológicos, básicamente, hasta los más complejos modelos físicos, en los que se requiere datos más detallados de temperaturas y humedad de aire y superficie, radiación, viento, etc. En ambos casos, cierta información sobre la capa vegetal es necesaria. La estimación de la evapotranspiración a partir de una variación de la vegetación sobre un patrón de referencia tiene su génesis en las históricas observaciones de Briggs y Shantz (1914) y Shantz y Piemeisel (1927), que la relacionaban con el diferente estado fenológico y contenido de agua de los cultivos agrícolas (maíz, mijo, sorgo, trigo, cebada, avena, patata, alfalfa y soja). Una descripción de la misma en relación con las variables ambientales, el dosel vegetal y la disponibilidad de agua se encuentra en el trabajo de Jarvis (1976). En este trabajo pionero se formularon modelos empíricos que relacionaban la transpiración de la planta bajo diferentes condiciones ambientales. Así, las primeras versiones del método de Blaney-Criddle (1950) predecían la evapotranspiración mensual para un cultivo y momento específicos con unos coeficientes empíricos. En los años cincuenta se extiende el método de estimación a través de una superficie de referencia y un factor de corrección relativo a la cobertura vegetal.

Para la estimación de la evapotranspiración de referencia, en los años setenta Doorenbos y Pruitt (1977) presentan cuatro técnicas, entre las que se encuentran la ya citada y la de Penman (1948), concluyendo que es ésta la que ofrece los mejores

resultados y aportando una versión modificada de la misma. Sin embargo, bajo ciertas condiciones, sobreestima la evapotranspiración, por lo que FAO (1995) propone, para zonas en las que sea posible, el método de Penman-Monteith (Monteith, 1965).

Es difícil, si no imposible, estimar la evapotranspiración real, por lo que a principios de los años sesenta Penman (1963) define el concepto de evapotranspiración potencial como:

*“el ratio de evapotranspiración de una superficie extensiva de cultivo en verde, en fase de crecimiento, que tapa completamente el suelo, de altura uniforme y sin falta de agua”.*

Según esta definición, la magnitud de la evapotranspiración potencial es máxima y está regulada solamente por las condiciones meteorológicas o climáticas, según el caso, del momento o período para el cual se realiza la estimación. Puesto que esta definición se prestaba a ambigüedades, Doorenbos et al. (1977) introducen el concepto de evapotranspiración de un cultivo de referencia, muy ligada a la anterior. El cultivo de referencia queda definido por la FAO en 1990 como: *“una hipotética cubierta de referencia con una altura de 0.12 m, una resistencia de 70 sm<sup>-1</sup> y un albedo de 0.23”.*

Ambos conceptos, evapotranspiración potencial y de referencia, representan situaciones ideales, no aplicables a condiciones realistas y localizadas. La evapotranspiración real tiene en cuenta la cantidad de agua que se transfiere a la atmósfera bajo unas condiciones dadas sobre una superficie vegetada concreta en un momento determinado. Actualmente, para el cálculo operativo de la evapotranspiración, es de obligada consulta el procedimiento y terminología de FAO56 (Allen et al., 1998), método aceptado universalmente (Calera, 2005). En él se define la evapotranspiración del cultivo como *“la evapotranspiración de una cubierta vegetal bajo condiciones estándar, es decir, en condiciones óptimas de suministro de agua, con un adecuado suministro de nutrientes, libre de enfermedades, en extensas superficies, con el objeto de obtener la máxima producción bajo unas condiciones climáticas dadas”.* El cociente entre evapotranspiración del cultivo y la evapotranspiración de una cubierta de referencia define el denominado coeficiente de cultivo,  $K_c$ . Cuando las condiciones no son las estándar, bien por falta de riego, suministro de agua o por un mal manejo agrícola, se define la evapotranspiración del cultivo bajo condiciones no estándar (evapotranspiración del cultivo ajustada). Por tanto, la **evapotranspiración de referencia**,  $ET_0$ , es un concepto que expresa la demanda o poder evaporativo de la atmósfera y depende sólo de factores climáticos; la **evapotranspiración del cultivo**,  $ET_c$ , bajo condiciones estándar es la evapotranspiración desde cubiertas vegetales en óptimas condiciones de producción, y depende además de la fenología y características del cultivo; y la **evapotranspiración del cultivo ajustada**,  $ET_{c\ adj}$  es la evapotranspiración de un cultivo en condiciones no óptimas o estándar, y depende de las condiciones concretas en las que se desarrolla el cultivo. Análogamente se definiría un coeficiente de cultivo ajustado.

### 2.2.2. Medida y estimación de la evapotranspiración

Es difícil establecer una clasificación de métodos de medida de la evapotranspiración, pues la metodología, los objetivos y el alcance de cada aplicación sugieren estrategias de muy diferente índole. Entre los métodos más frecuentes utilizados se pueden citar:

De medida directa

- **Balance en suelo:** aplica la ecuación de balance hídrico [1] introduciendo medidas directas de agua de precipitación, riego, escorrentía, percolación y humedad de suelo y calculando evapotranspiración.
- **Lisímetros de pesada continua:** miden de forma directa la evapotranspiración a través de su expresión másica (frente a la medida volumétrica). Es básicamente un cajón o tanque que permite el seguimiento de agua para un volumen de suelo conocido y aislado de flujos verticales y horizontales.

De estimación

- **Balance de energía y razón de Bowen:** al igual que los dos siguientes, utiliza la ecuación de balance de energía [2] y una medida precisa de las variables meteorológicas. Bowen (1926) introdujo la magnitud llamada razón de Bowen, definida como el cociente entre el calor sensible y el calor latente.
- **Método aerodinámico:** calcula el término H de la ecuación de balance de energía en función de medidas de velocidad del viento y temperatura del aire, y extrae  $\lambda ET$  como residual.
- **Eddy covariance:** utiliza medidas simultáneas de la componente vertical del viento (con un anemómetro tridimensional) y vapor de agua. El producto de estos dos factores (covarianza) se relacionan con  $\lambda ET$ .
- **Método del flujo de savia:** se basa en la pérdida de agua de las plantas. La transpiración de la planta se relaciona con el flujo ascendente de agua a través del tallo, a su vez relacionado con la diferencia de flujo de savia ascendente, descendente y radial, que se mide a través de sondas de calor.
- **Basados en la temperatura:** se usan cuando no se dispone de datos de radiación, humedad relativa y velocidad del viento (Thornthwaite, 1948), y se basan en la ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985) y sus variantes, que por su carácter empírico deben ser calibradas localmente.
- **Métodos basados en datos meteorológicos:** comprenden distintas formulaciones de la ET según la disponibilidad de datos. Pueden estar basados en la radiación (para áreas donde se dispone de temperatura de aire y radiación solar, pero no de velocidad del viento y humedad), temperatura (método Blaney-Criddle y otros), radiación solar y terrestre, temperatura y precipitación (Turc, 1961) o combinación de todos ellos (Penman, Penman modificado, Penman-Monteith).

- **Método Coeficiente de Cultivo-Evapotranspiración de Referencia:  $K_cET_0$ .** Se basa en el concepto de evapotranspiración de referencia, que depende sólo de las variables climáticas, y el coeficiente de cultivo.
- **Teledetección:** comprende genéricamente un conjunto de métodos que extraen variables de la superficie terrestre o de la atmósfera a partir de medidas en imágenes remotas, y que son integrados en el modelo elegido de estimación de la evapotranspiración (coeficiente de cultivo, balance de energía, etc.).

### ***2.2.3. Humedad de suelo. Conceptos***

El contenido de agua en el suelo se refiere a la cantidad de agua que se halla en cada posición del suelo en un momento determinado (Porta et al., 1999). Suele expresarse, bien como la relación entre la masa de agua contenida en una muestra de suelo y la masa total de dicha muestra, bien como la relación entre el volumen de agua contenido en una muestra de suelo y el volumen total de la misma. En el primer caso se suele hablar de humedad gravimétrica y en el segundo de humedad volumétrica. Ambas se relacionan por la densidad aparente del suelo.

Al igual que la evapotranspiración, la humedad superficial del suelo es una variable esencial en el ciclo hidrológico e interviene en diversos procesos que se dan en el intercambio suelo-atmósfera. Determina el reparto de la radiación solar incidente entre el flujo de calor sensible y calor latente, así como el reparto de la precipitación entre la escorrentía superficial y la infiltración. Asimismo, es un factor crucial en el crecimiento y desarrollo de los cultivos y de las plantas en general, puesto que representa el contenido de agua disponible en la parte superior del suelo, donde se desarrollan las raíces de la mayoría de los cultivos. La humedad de suelo juega un importante papel en la interacción superficie terrestre-atmósfera. Cuando el suelo se va secando, la humedad del suelo controla la evapotranspiración de la cubierta y el estrés hídrico de las plantas (Hall et al., 1995). La humedad de suelo presente en la zona de raíces de la planta controla la cobertura y el vigor de la superficie vegetal, especialmente en zonas áridas y semiáridas, en las que el agua es uno de los principales factores que controlan el crecimiento (Magagi y Kerr, 2001). La humedad de suelo afecta al estado de la vegetación y a la producción más que las puras variables climatológicas de temperatura y precipitación (Adegoke y Carleton, 2002). También tiene influencia sobre los fenómenos atmosféricos y las variables meteorológicas, por lo que es importante en las predicciones meteorológicas a corto y largo plazo (Cassardo et al., 2002; Schlosser y Milly, 2002). Por último, también es relevante su papel en dos procesos más: la erosión hídrica, relacionada con la escorrentía; y la dinámica y transporte de solutos químicos en el suelo.

El estudio y modelado de los procesos en los que la humedad participa es complicado debido a su alta variabilidad espacio-temporal. La variabilidad temporal

responde a la naturaleza dinámica del ciclo hidrológico. La variabilidad espacial lo hace en su relación con las diferentes características físicas de los suelos y del terreno, así como a la propia variabilidad espacial de los factores atmosféricos (Álvarez-Mozos, 2005). En Cosh et al. (2004) se analiza la variabilidad de la humedad de suelo y se concluye que la textura, la densidad de vegetación y el tiempo transcurrido tras la precipitación suman el 55% de la variabilidad de la humedad superficial. Otros factores como la topografía y la exposición solar representan el 31%, y finalmente un 14% se relaciona con la propia calidad de los datos.

#### ***2.2.4. Medida y estimación de la humedad de suelo***

Los métodos de obtención de humedad de suelo se pueden clasificar entre los que utilizan medidas puntuales sobre el terreno y los que utilizan métodos distribuidos con la asistencia o no de técnicas de teledetección. Entre los primeros, cabe citarse:

- Método gravimétrico, procedimiento estándar de estimación directa del contenido de humedad de un suelo (Leib et al., 2003). Consiste en pesar una muestra de suelo antes y después de secarla para eliminar la proporción de humedad presente en la misma, determinando por diferencia entre pesos su contenido de humedad. La muestra se seca en una estufa a 105° durante 24 horas (Reynolds, 1970).

- Métodos basados en el comportamiento eléctrico del suelo. El método de resistencia eléctrica está basado en el cambio de la resistencia eléctrica de un material poroso debido a una modificación del contenido de humedad (Stakman, 1980). Un método dentro de este grupo es el llamado TDR (*Time Domain Reflectometry*), cuyo principio se basa en la determinación de la velocidad de propagación de una onda electromagnética a través del suelo (Martínez-Fernández y López Bermúdez, 1996). También existe la técnica de reflectometría en el dominio de la frecuencia, FDR (*Frequency Domain Reflectometry*), también llamada de capacitancia. La técnica basada en la capacitancia determina la permisividad dieléctrica de un medio, relacionada con el contenido de agua, al medir el tiempo de carga de un condensador que utiliza el medio como un dieléctrico, haciendo pasar a través de los electrodos una señal eléctrica de alta frecuencia (Martín de Santa Olalla et al., 2005).

- Sondas de neutrones (Gardner y Kirkham, 1952). Se basan en el fenómeno según el cual un neutrón liberado en el suelo a una cierta velocidad chocará contra los átomos de hidrógeno presentes en el suelo haciendo que su velocidad se reduzca. Dado que éstos se corresponden en el suelo con moléculas de agua, se puede establecer una relación entre la disminución de la velocidad y el contenido de agua. En la misma línea, se utilizan sensores que miden la atenuación de los rayos gamma emitidos por una radiación de Cesio (Stakman, 1980).



Respecto a los métodos distribuidos de estimación de la humedad de suelo, existen modelos diseñados específicamente para humedad de suelo que utilizan datos de muy diferente índole. Los hay que usan modelos de balance hídrico, como el *Soil Hydrology Model* (Capehart y Carlson, 1994), que trabaja con datos meteorológicos y de suelo, o modelos físicos como el *Variable Infiltration Capacity* (Liang et al., 1994), a escala de cuenca, o el TOPMODEL (Beven y Kirkby, 1979), con la topografía del terreno. La investigación de la relación de humedad de suelo y teledetección (Crosson et al., 2002) arranca de la mitad de los años 70 (Eagleman y Lin, 1976; Njoku y Kong, 1977), y rápidamente se observa que el mejor enfoque con imágenes remotas es el uso de microondas con sensores activos o pasivos. Jackson (2005b) repasa el uso de las imágenes remotas en la detección de humedad de suelo y el impulso que han supuesto las nuevas generaciones de sensores, cuyas mejoras abren nuevas oportunidades en este campo.

Existe un tradicional escepticismo en la utilización de bandas del visible y del infrarrojo para estimar la humedad de suelo. Mientras que los sensores de microondas en bandas L y S han sido ampliamente usados para cartografiar humedad de suelo a escala regional, muchos autores desaconsejan el uso de las primeras (Engman, 1991). En la región de las microondas es posible registrar la baja constante dieléctrica del suelo húmedo, fundamento de su uso. Pese a las dudas, el uso de índices de vegetación en el ámbito del visible y el infrarrojo se combina con aplicaciones de microondas para establecer parámetros intermedios en la estimación de humedad de suelo (Owe et al., 2001; Sikdar et al., 2005; Lakhankar et al., 2006) y en estimaciones conjuntas de humedad del suelo y la vegetación (Moran et al., 1994; Gao, 1996; Fensholt y Sandholt, 2003).

Respecto a las bandas termales, varios estudios (Ambast et al., 2002) muestran su aptitud para la estimación de humedad de suelo superficial desde sensores en el suelo o aerotransportados. Mayor interés despiertan las aplicaciones de cartografía de humedad a partir de índices remotos termales (Rao et al., 1993; Bastiaansen et al., 1996b) y el uso de modelos de balance con teledetección termal (Choudhury, 1989; Saha, 1995).

### **2.2.5. El método FAO56**

Este método, descrito y revisado por Allen et al. (1998), calcula evapotranspiración de referencia y evapotranspiración del cultivo a partir de datos meteorológicos y coeficientes del cultivo. También es llamado enfoque  $K_cET_0$ , donde los efectos del clima sobre los requerimientos de agua del cultivo vienen reflejados en la evapotranspiración del cultivo de referencia  $ET_0$  y el efecto del cultivo se incorpora en el coeficiente del cultivo  $K_c$ . Es la base del modelo HIDROMORE, con cálculo del coeficiente dual, que se describe a continuación:

a) Método del coeficiente dual de cultivo

Se distingue la evaporación de la transpiración por medio de la separación del coeficiente de cultivo  $K_c$  en dos partes, una del suelo desnudo y otra del cultivo. La formulación es la siguiente:

$$ET_c = (K_{cb} + K_e)ET_0 \quad [3]$$

donde  $ET_c$  es la evapotranspiración del cultivo (mm),  $K_{cb}$  es el coeficiente basal del cultivo,  $K_e$  es el coeficiente de evaporación del suelo y  $ET_0$  es la evapotranspiración de referencia (mm).

Se define el **coeficiente de cultivo basal  $K_{cb}$**  como el cociente entre la evapotranspiración del cultivo sobre la evapotranspiración de referencia cuando la superficie del suelo está seca pero la reserva de agua en suelo no limita la transpiración (Allen et al., 1998). La aproximación del coeficiente dual es una aproximación más detallada de las condiciones del cultivo, por discriminar entre lo evaporado y transpirado en una cubierta mixta, como son la mayoría de los cultivos. En la publicación FAO56 se presenta una tabla con la información de los coeficientes de cultivo basal inicial, medio y final para los cultivos más comunes.

**El coeficiente de evaporación,  $K_e$**  en suelo, se define de la siguiente forma:

$$K_e = K_r (K_{c \max} - K_{cb}) \leq f_{ew} K_{c \max} \quad [4]$$

donde  $K_e$  es el coeficiente de evaporación del suelo,  $K_{cb}$  es el coeficiente de cultivo basal,  $K_{c \max}$  es el máximo valor de  $K_c$  seguido de lluvia o riego,  $K_r$  el coeficiente de reducción dependiente de la cantidad de agua en el suelo, y  $f_{ew}$  la fracción del suelo descubierto que es mojada.

El coeficiente de evaporación  $K_e$ , es pues función de cuatro factores:  $K_r$  (el cual involucra el contenido de agua del suelo), el coeficiente de cultivo basal, el valor máximo del coeficiente del cultivo ( $K_{c \max}$ ) y la fracción de suelo desnudo que es humedecida,  $f_{ew}$ . La ecuación [4] refiere el coeficiente de suelo desnudo  $K_e$  a factores relacionados, paradójicamente, con la vegetación, como son  $K_{c \max}$  y  $K_{cb}$ . La diferencia ( $K_{c \max} - K_{cb}$ ) corresponde a sustraer la parte correspondiente de vegetación ( $K_{cb}$ ) de lo que se consideraría el máximo del conjunto suelo desnudo-vegetación ( $K_{c \max}$ ). Por tanto la diferencia expresa la fracción correspondiente únicamente a suelo desnudo.

·  $K_{c \max}$  representa el límite superior o techo de la evaporación y transpiración de cualquier superficie de cultivo y es impuesto para reflejar las restricciones naturales presentes en la energía disponible.  $K_{c \max}$  tiene un rango entre 1.05 y 1.30 tomando una superficie cubierta de festuca alta (*Festuca arundinacea*) como superficie de referencia.

·  $K_r$ , el coeficiente de reducción del suelo, opera en dos fases. La fase primera es cuando el suelo evapora a una tasa máxima, sólo influida por la atmósfera ( $K_r = 1$ ) y la segunda se produce cuando la evaporación es restringida por el suelo ( $K_r < 1$ ). Para definir  $K_r$  y ambas fases, FAO 56 aplica dos nuevos conceptos:

· Cantidad de agua fácilmente evaporable, **REW**, (*Readily Evaporable Water*), que representa el contenido de agua que puede evaporarse en la primera fase y en la que el suelo no opone resistencia a la evaporación. El REW (mm) se estima a partir de la textura del suelo y aparece tabulado.

· Cantidad máxima de agua que se puede evaporar de un suelo, **TEW**, (*Total Evaporable Water*) (mm), definida como:

$$TEW = 1000 (\theta_{FC} - 0.5\theta_{WP})Z_e \quad [5]$$

donde  $\theta_{FC}$  es la humedad volumétrica a capacidad de campo (*Field Capacity*, adimensional),  $\theta_{WP}$  es la humedad volumétrica en el punto de marchitez permanente (*Wilting Point*, adimensional) y  $Z_e$  es la profundidad del suelo en la que la atmósfera y la radiación proveniente del Sol influyen produciendo la evaporación (m). FAO 56 recomienda valores de  $Z_e$  entre 0.1 y 0.15 m.

A partir de estos conceptos se establece el  $K_r$  como:

$$K_r = \frac{TEW - D_{e,i-1}}{TEW - REW} \quad \text{para } D_{e,i-1} > REW \quad [6]$$

donde  $D_{e,i-1}$  es la lámina de agotamiento de agua evaporada del suelo al final del día  $i-1$  (mm).  $D_{e,i}$  se entiende como un concepto de agotamiento: es el agua evaporada desde la superficie del suelo hasta que pierde su condición húmeda. Su límite inferior es 0 cuando la superficie está totalmente húmeda y no hay evaporación todavía. En esta primera fase,  $D_e$  va aumentando hasta el valor de REW, agua evaporada sin restricciones, y el valor de  $K_r$  vale 1. Cuando  $D_e > REW$  se pasa a la segunda fase: la tasa de evaporación se va reduciendo, y a medida que el suelo se seca, el valor aumenta hasta alcanzar su límite máximo, TEW. En ese momento no existirá agua en la capa superficial del suelo disponible para la evaporación,  $K_r$  será igual a cero, y el valor de

$D_{e,i}$  se mantendrá igual a TEW hasta que la parte superior del suelo sea humedecida nuevamente.

·  $f_{ew}$ : fracción de suelo no vegetada y mojada por el riego. Se establece en función de las características del mismo (goteo, aspersión, etc.) y es adimensional.

Para hacer el cálculo de  $K_e$  se requiere del cálculo de un **balance diario del agua presente en la capa superficial del suelo** con el objeto de determinar  $D_{e,i}$  y  $K_r$

$$D_{e,i} = D_{e,i-1} - (P_i - RO_i) - \frac{I_i}{f_w} + \frac{E_i}{f_{ew}} + T_{ew,i} + DP_{e,i} \quad [7]$$

donde  $D_{e,i}$  es el agotamiento de agua evaporable en el día  $i$  (mm),  $D_{e,i-1}$  el agotamiento de agua evaporable en el día anterior (mm),  $P_i$  es la precipitación en el día  $i$  (mm),  $RO_i$  es la escorrentía en el día  $i$  (mm),  $I_i$  el riego en el día  $i$  (mm),  $E_i$  la evaporación en el día  $i$  (mm), equivalente a  $K_e ET_0$ ,  $T_{ew,i}$  la transpiración en el día  $i$  (mm), que puede ser ignorada para la profundidad que se está considerando;  $DP_{e,i}$  (mm) es la percolación de la capa superficial del suelo -si el contenido de humedad supera la capacidad de campo-,  $f_w$  es la fracción del suelo humedecida por el riego (adimensional), y por último,  $f_{ew}$  la fracción de suelo expuesta y humedecida (adimensional).

#### b) Método del coeficiente dual de cultivo en condiciones de estrés hídrico

FAO56 considera que cuando la humedad del suelo se reduce, las fuerzas que actúan sobre el agua presente en el suelo disminuyen su energía potencial y la hacen menos disponible para su extracción por parte de las raíces de las plantas. Cuando la energía potencial del agua presente en el suelo disminuye hasta un cierto umbral se dice que el cultivo está estresado. Para calcular la evapotranspiración en estas condiciones es necesario añadir un coeficiente para reducir el  $K_{cb}$ , como se muestra a continuación:

$$ET_{c\ adj} = (K_s K_{cb} + K_e) ET_0 \quad [8]$$

donde  $ET_{c\ adj}$  es la evapotranspiración ajustada (mm) y  $K_s$  es el **coeficiente de reducción** que describe el estrés hídrico (adimensional). El coeficiente de reducción que describe el estrés hídrico se asemeja al  $K_r$ , pero se aplica a la zona radical en lugar de a la capa superficial del suelo. Para determinar  $K_s$  es necesario definir primero otras variables:

· Cantidad de agua máxima disponible para la planta en la zona radical, **TAW** (*Total Available Water*, mm):

$$TAW = 1000 (\theta_{FC} - \theta_{WP})Z_r \quad [9]$$

donde  $Z_r$  es la profundidad de raíces.  $Z_r$  cambia a lo largo del periodo vegetativo con el desarrollo de la planta, por esto este parámetro debe ser modelado día a día. Una opción es utilizar curvas de crecimiento de raíces o valores medidos en campo. FAO 56 presenta valores de profundidad máxima de raíces para los cultivos más comunes.

· Cantidad de agua fácilmente disponible para la planta, **RAW** (*Readily Available Water*, mm), que expresa el umbral de contenido de agua por debajo del cual la planta no puede transpirar al ritmo de  $ET_c$  y comienza a sufrir estrés:

$$RAW = p \cdot TAW \quad [10]$$

donde  $p$  es la fracción de agua aprovechable total que puede ser transpirada antes de alcanzar el estrés hídrico (adimensional), que es tabulada por FAO56 para los cultivos más comunes.

Con estos valores puede determinarse el coeficiente de estrés hídrico  $K_s$ :

$$K_s = \frac{TAW - D_{r,i}}{TAW - RAW} = \frac{TAW - D_{r,i}}{(1 - p)TAW} \quad [11]$$

donde  $D_{r,i}$  es la lámina de agotamiento de agua en la zona radical en el día  $i$  (mm). El contenido de humedad en la zona de raíces se expresa en función de este parámetro, que es la cantidad de agua que falta hasta la capacidad de campo. Para un suelo a capacidad de campo,  $D_{r,i}$  es cero. Cuando comienza la extracción de agua para la evapotranspiración, aumentará hasta RAW, momento en el que empieza a superar ese límite y el agotamiento será lo suficientemente alto como para limitar la evapotranspiración. El límite máximo será TAW, no existirá agua disponible para evapotranspiración en la zona radicular, y el  $K_s$  valdrá cero. Para hacer el cálculo de  $K_s$ , al igual que en el caso anterior, es necesario realizar un **balance diario en la zona de raíces** con objeto de calcular  $D_{r,i}$ :

$$D_{r,i} = D_{r,i-1} - (P_i - RO_i) - I_i + CR_i + ET_{c,i} + DP_{r,i} \quad [12]$$

donde  $D_{r,i}$  es la lámina de agotamiento en la zona radical en el día  $i$  (mm),  $D_{r,i-1}$  la lámina de agotamiento en la zona radical en el día  $i-1$  (mm),  $P_i$  la precipitación en el día  $i$  (mm),  $RO_i$  es la escorrentía en el día  $i$  (mm),  $I_i$  es la lámina de irrigación en el día  $i$  (mm),  $CR_i$  el ascenso capilar registrado en el día  $i$  (mm),  $ET_{c,i}$  la lámina evapotranspirada en el día  $i$  (mm) y  $DP_{r,i}$  la lámina de percolación de la capa radical del suelo si el contenido de humedad supera la capacidad de campo en el día  $i$  (mm).

Con el cálculo diario del balance hídrico en la zona radical [12] se puede planificar el riego evitando el estrés hídrico de las plantas. El principal objetivo de la irrigación es proporcionar agua en el momento adecuado y en la cantidad adecuada; de esta forma se puede aplicar una condición para que cuando el contenido de agua en el suelo sea inferior al agua fácilmente aprovechable por la planta (antes o en el momento de agotarse la lámina RAW) se aplique un riego que lleve nuevamente la zona radical a capacidad de campo. La lámina de agua de riego deberá ser menor o igual a la lámina de agotamiento de humedad en la zona de raíces, puesto que si es mayor se producirían pérdidas inútiles por percolación:

$$\text{Si } D_{r,i} \leq RAW \text{ entonces } I_i \leq D_{r,i}$$

### **2.2.6. Evapotranspiración y humedad de suelo en modelos de balance hídrico distribuidos**

En un modelo distribuido, las simulaciones de los procesos físico-biológicos se hacen a escala de píxel (Chen et al., 2005b), cuyo tamaño depende de la imagen base que se use, pero también se puede reescalar según el muestreo espacial de otros datos. Cada píxel es tratado como un único sistema vegetación-suelo y, según las necesidades del modelo, por cada uno de ellos, verticalmente, se pueden considerar cinco horizontes (para cobertura forestal): dentro de la copa del árbol, por debajo de la copa, capa de hojarasca o musgo, zona no saturada del suelo y zona saturada (figura 2-7).

Los modelos distribuidos pueden optar por una modelización vertical más o menos simplificada o compleja, y esquivar o asumir los diferentes procesos que se producen en cada nivel. Se puede asumir que no existe percolación profunda, evitar la escorrentía superficial considerando un relieve horizontal, no considerar interceptación y/o evaporación en la superficie de las hojas, etc. Para evitar una posible artificiosidad

de la escala de píxel (Beven, 1996) se puede recurrir a la agregación espacial de unidades de información, o agregar parámetros o procesos (Singh et al., 2006). Mediante el procesado digital, cada píxel proporciona valores únicos de LAI, NDVI, altura, etc. valores que luego pueden ser a su vez procesados en el modelo para obtener nuevos parámetros. Una alternativa a este procedimiento puede ser clasificar los píxeles en usos o tipos de vegetación y asignar a cada uno un valor del parámetro (Earls y Dixon, 2006).

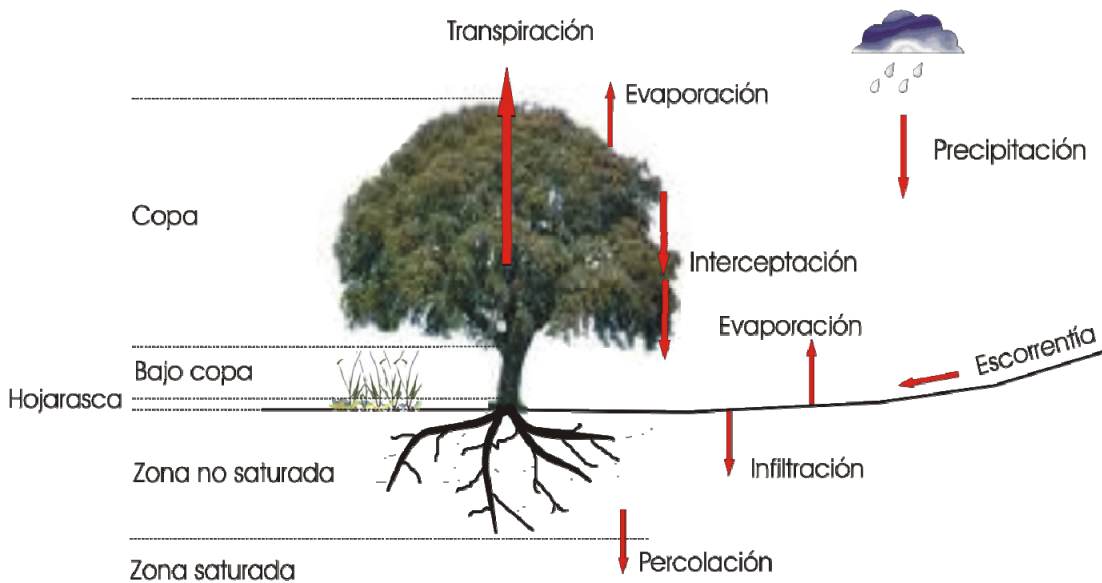


Figura 2-7. Niveles principales en un hipotético modelo de cinco estratos para cobertura forestal y algunos de los posibles procesos que se contemplan. Adaptado de Chen (2005b).

Para cuantificar tasas de contenido de agua en el suelo y evapotranspiración real a escala local (Zhang y Wegehenkel, 2006), los modelos de balance de agua requieren *inputs* específicos de la zona como datos meteorológicos, datos de suelo, fenología de las plantas y prácticas agrícolas (Kendy et al., 2003; Eitzinger et al., 2004; Wegehenkel y Kersebaum, 2005). Según Zhang y Wegehenkel (2006), por ejemplo, los datos potenciales que se necesitan en un modelo distribuido de balance hídrico serían los indicados en la tabla 2-2.

ANTECEDENTES

Variables	Unidades	Fuentes de datos
<b>Meteorológicas</b>		
Precipitación	mm	Medidas meteorológicas
Temperatura aire (min, máx)	°C	
Velocidad del viento	m·s <sup>-1</sup>	
Humedad relativa		
Horas de sol	h	
<b>Vegetación</b>		
Tipo		Imágenes, observación directa
LAI		
NDVI		
% cobertura		Observación directa, tablas
Profundidad de raíces	m	
Riego	mm	
<b>Propiedades físicas del suelo</b>		
Textura		Observación directa, tablas
Profundidad	m	
Contenido de agua a saturación	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	
Capacidad de Campo	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	
Punto de marchitez	cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	
<b>Otras</b>		
Relieve	m	Imágenes, GIS, cartografía

Tabla 2-2. Potenciales inputs en un modelo de balance hídrico distribuido. Adaptado de (Zhang y Wegehenkel, 2006).

La combinación de datos remotos con modelos de balance hídrico se encuentra presente en multitud de trabajos. La contribución de la teledetección en estos modelos se basa especialmente en los índices de vegetación, LAI y cobertura vegetal (Jiang y Islam, 2001; Nishida et al., 2003; Venturini et al., 2004; Chen et al., 2005b; Nagler et al., 2005). Ejemplos relevantes para el presente trabajo son los de Zhang et al. (2006) y Wegehenkel et al. (2005), por su similitud con la presente aplicación. El primero utiliza los NDVI de 16 días y los LAI de 8 días de MODIS para determinar el seguimiento del contenido de agua y el índice de evapotranspiración. El segundo trabaja una serie Landsat para simular transpiración a partir de NDVI, mediante una relación empírica directa ya observada en Running y Hunt Jr. (1993). Después comprueban con medidas directas TDR y medidas gravimétricas, para la humedad, y de evapotranspiración a escala diaria, obteniendo muy buenos resultados.

La cuestión relevante es cómo **integrar los datos de teledetección en el modelo** de evapotranspiración. En los modelos de balance hídrico, lo más frecuente es recurrir a ecuaciones empíricas simples que relacionen el dato extraído de la imagen (normalmente NDVI) con el parámetro requerido por el modelo (normalmente un parámetro biofísico relacionado con la actividad vegetativa: ratio de evaporación o transpiración,  $K_c$ , fracción de cobertura vegetal, etc.). Estas relaciones luego deben ser calibradas para las características específicas de la cuenca o zona de aplicación; y especialmente para la vegetación de la zona, para lo cual se recurre a clasificaciones en



las imágenes. Además son relaciones que dependen del sensor y su resolución espectral, así como de la calibración radiométrica realizada. En la tabla 2-3 se exponen algunas de estas relaciones extraídas de la bibliografía y aplicadas con éxito en los trabajos relacionados.

Parámetro modelo	Parámetro imagen	Sensor	Relación	Otros parámetros	Autores
Tasa evaporación, T	NDVI	Landsat TM	$T=f \cdot NDVI \cdot PAR$	f, según vegetación PAR, radiación fotosintéticamente activa	Running y Hunt Jr. (1993)
$K_c$	SAVI	WiFS-IRS-1C	$K_c=1.90-0.40$	Para trigo	Ray y Dadhwal (2001)
$K_{cb}$	NDVI	Landsat TM y ETM+	$1,36 NDVI - 0,06$	Para maíz	Bausch y Neale (1987)
$K_{cb}$	NDVI	Landsat ETM+	$1,64 NDVI - 0,23$	Para trigo	Duchemin et al.(2006)

Tabla 2-3. Ejemplos de relaciones lineales encontradas entre parámetros imagen y parámetros de balance hídrico.

El modelo FAO56 propone la transformación de la evapotranspiración de referencia mediante unos coeficientes de cultivo tabulados. La relación observada entre dichos coeficientes de cultivo y la evolución fenológica de la planta, y a su vez, la relación de ésta con los índices de vegetación procedentes de imágenes remotas multitemporales sugiere la aplicación de la teledetección en este modelo.

La observación periódica de la cubierta a través de los índices de vegetación procedentes de las imágenes permite describir la evolución temporal del coeficiente de cultivo y obtener su valor en cualquier momento del ciclo. Lo que se obtiene con la serie de NDVI es el coeficiente de cultivo basal en el estado que esté el cultivo, que puede no coincidir con el estado estándar. Las ventajas de la relación NDVI- $K_c$  son que, además, el índice es sensible a los cambios en la cubierta prolongados en el tiempo por enfermedades, falta de nutrientes o disponibilidad hídrica; y que la estimación de necesidades hídricas se puede hacer a escala regional a través de un método no destructivo y de coste medio.

En algún caso, incluso, el NDVI es utilizado *a posteriori* para calibrar los resultados de evapotranspiración del modelo y estudiar patrones de su distribución (Wegehenkel et al., 2005). Una segunda estrategia de la integración del modelo de balance hídrico y las técnicas de teledetección es la utilización de las técnicas de clasificación para obtener un mapa de usos, relacionados con la vegetación o la actividad agrícola, y asignar a las clases valores de los parámetros del modelo (coeficientes de cultivo, profundidad de raíces, porcentaje de cobertura, etc.). O bien se pueden usar las clases para ponderar los parámetros (coeficiente de escorrentía, coeficiente de riego, coeficiente de interceptación, etc.). En ausencia de un mapa

adecuado y actualizado, la clasificación representa una alternativa frecuente dentro de esta estrategia (Ray y Dadhwal, 2001; Zhang et al., 2005).

Respecto a la humedad de suelo, éste es un parámetro de difícil estimación en las imágenes. Normalmente se calcula como un parámetro residual de la ecuación del balance hídrico, restringiéndolo entre un valor máximo (el contenido de agua a capacidad de campo) y un mínimo (el punto de marchitez). Su estimación presenta la necesidad de establecer unas condiciones iniciales de humedad de suelo, dato del que no se suele disponer.

### ***2.3. Sensores remotos aplicados a la hidrología y al estudio de la vegetación***

Desde hace unas tres décadas, una de las más prolíficas aplicaciones de los programas espaciales en teledetección ha sido el estudio de las cubiertas vegetales y, por ende, de los fenómenos hidrológicos relacionados con ella. Este desarrollo se ha visto auspiciado en los últimos años con la incesante aparición de sistemas de observación terrestre, bajo una imparable carrera de investigación espacial fundamentada en organismos privados y públicos. Se hace referencia en este apartado exclusivamente a sensores remotos instalados en plataformas espaciales, tales como satélites artificiales. No obstante, los sensores aerotransportados constituyen otra alternativa para tener en cuenta. Entre estos sensores cabe citar el LIDAR (*Light Detection and Ranging*), láser-escáner, sensores hiperspectrales, de microondas, etc.

Frecuentemente resulta difícil establecer la frontera que incluye a un sensor en un grupo u otro. Por ejemplo, existen sensores con un gran ancho de banda, desde el visible a las microondas pasando por las bandas térmicas, y es difícil asignarlos a un grupo determinado. También cabría preguntarse a partir de qué número de bandas un sensor es considerado hiperspectral. Asimismo, si se recurre a la resolución espacial como criterio, puede resultar ambiguo hablar de ‘alta’ o ‘muy alta’ resolución espacial, pues ésta varía según la zona del espectro para el mismo sensor. En la tabla 2-4 se muestran algunos de los sensores más usuales en el espectro óptico e infrarrojo, VNIR (*Visible and Near Infra-Red*), SWIR (*Short Wavelength Infrared*) y TIR (*Thermal Infrared*) de uso en hidrología y vegetación. Se indican algunas de sus características en los más recientes lanzamientos de cada programa. A modo de ejemplo, en la figura 2-8 se observa la reflectividad de las bandas MODIS y Landsat 7 ETM+ en relación con la respuesta espectral de una teórica superficie de césped.

ANTECEDENTES

SATELITE	SENSOR	COMPANIA	BANDAS	RESOLUCION	AÑO	REVISITA
LANDSAT7	ETM+	NASA	Pancromática	15 m	1999	16 días
			4 VNIR	30 m		
			2 SWIR			
			1 TIR	60 m		
SPOT 5	HRG	CNES	Pancromática	2.5/5 m	2002	26 días
			3 VNIR	10 m		
	Vegetation		1 SWIR	20 m		1/10 días
	3 VNIR		1 km			
1 SWIR	1 km					
IRS 1D	Pan LISS-III	Indian Space Agency	Pancromática	2.5 m	1997	22 días
3 VNIR	23.5 m					
IRS P3	WiFS		1SWIR			5 días
IRS P3	WiFS		Rojo, NIR	190 m		5 días
IKONOS 2	IKONOS	Space Imaging	Pancromática	0.82 m	1999	3 a 5 días*
			4 VNIR	3.28 m		
QuickBird 2	QuickBird	Digital Globe	Pancromática	0.61 m	2001	1 a 4 días*
			4 VNIR	2.44 m		
ALOS	AVNIR	JAXA	4 VNIR	10 m	2007	46 días
TERRA	MODIS	NASA	36 bandas	250/500/1km	2000	1/8 días
	ASTER		15 bandas (VNIR, SWIR, TIR)	15/30/90 m		16 días
ENVISAT	MERIS	ESA	15 VNIR	250/1km	2002	3 días
NOAA-N	AVHRR/3	NASA	6 bandas (VNIR, SWIR, TIR)	1 km	2005	1 día
EO-1	ALI	NASA	Pancromática	10 m	2000	16 días
			6 VNIR	30 m		
			3 SWIR	30 m		

Tabla 2-4. Sensores ópticos y térmicos utilizados en hidrología con sus características. En los sensores indicados con asterisco, el tiempo que se indica es off-nadir (con inclinación de la toma vertical).

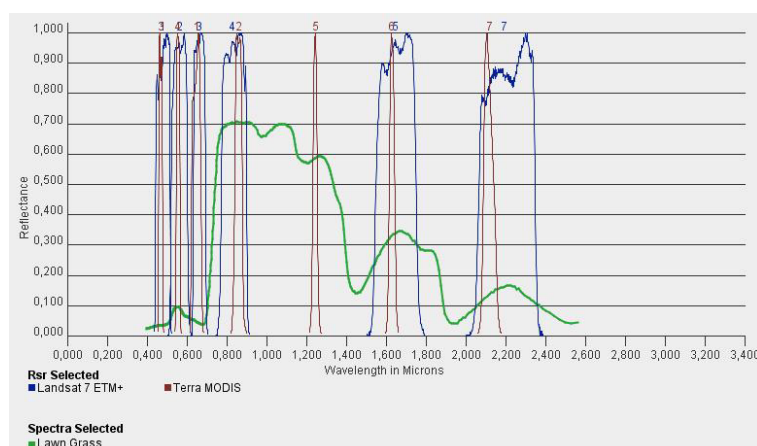


Figura 2-8. Reflectividad de las bandas MODIS y Landsat 7 ETM+ frente a una cobertura de césped. Tomado de la aplicación Spectral Viewer del USGS.

Algunas de las líneas de trabajo con sensores remotos de mayor vigencia en aplicaciones hidrológicas serían las siguientes:

- Posibilidad de utilizar productos específicos de vegetación proporcionados por el sensor (índices de vegetación, evapotranspiración, LAI, etc.). Aplicaciones con productos estandarizados como SPOT Vegetation o los productos de MODIS están siendo actualmente evaluados en numerosos trabajos (Fernandes et al., 2002; Cohen et al., 2003; Hagolle et al., 2004; Hill et al., 2006). También existen productos específicos para hidrología, como el MOD16 de MODIS, que proporciona evapotranspiración real y potencial con un intervalo de ocho días y la cobertura global de este sensor, y que está siendo utilizado y evaluado (Sun et al., 2007; Mu et al., 2007).

- Posibilidad de combinar imágenes procedentes de diferentes sensores. Es frecuente recurrir a la combinación de diferentes sistemas de observación con resolución espacial más baja pero mayor frecuencia temporal (Steven et al., 2003).

- Posibilidad de combinar tomas con diferentes ángulos de observación, frecuencias y polarizaciones. Esta estrategia es especialmente provechosa en el caso de sensores radar (Kasischke et al., 1997; Manninen et al., 2005).

### **2.3.1. Sensores ópticos (visible e infrarrojo)**

Se considerará aquí el dominio óptico (también llamado solar) del espectro electromagnético como el comprendido aproximadamente entre los 0.3 y los 3µm (Calera y Martín de Santa Olalla, 2005). Recoge las regiones del visible (0.4 a 0.7 µm), el infrarrojo cercano (0.75 a 1.35 µm) y el infrarrojo medio o de onda corta (1.35 a 2.5 µm).

El comienzo masivo de los trabajos aplicados a vegetación e hidrología en este rango se basa en los históricos NOAA-AVHRR (*National Oceanic and Atmospheric Administration-Advanced Very High Resolution Radiometer*) y Landsat MSS, TM y ETM+. NOAA-AVHRR, por ejemplo, se usa como paso previo de categorización en usos o regiones hidrológicas para la aplicación de un modelo o procedimiento (Kite, 2000; Strasser y Mauser, 2001) y para calcular evapotranspiración o evaporación por diferentes procedimientos (Seevers et al., 1990; Gieske y Meijninger, 2005; Boronina y Ramillien, 2008; Bouwer et al., 2008). La vigencia de NOAA-AVHRR sigue presente para usos a escala global o suprarregional (Hartmann et al., 2003; Gallo et al., 2005; Kobayashi y Dye, 2005; Los et al., 2005a). Este sensor se utiliza para calcular evapotranspiración y fracción evaporativa junto con otros similares como el MODIS (Jiang y Islam, 2001; Venturini et al., 2004; Batra et al., 2006). Bussières (2008) analiza los productos de ambos en su potencialidad para modelos climáticos.

Por lo que respecta a Landsat, numerosos trabajos (Lee et al., 2004; Lu et al., 2004; Samimi y Kraus, 2004; Fisher et al., 2006; Healey et al., 2006) corroboran la actualidad y operatividad del sensor. Su más probable sucesor, ALI (Bryant et al., 2003), a bordo del EO-1 -junto al hiperespectral Hyperion-, comienza su andadura en las aplicaciones forestales (Goodenough et al., 2003) y vegetales (Elmore y Mustard, 2003). Las aplicaciones de las series Landsat son innumerables en hidrología. Se usa con modelos de energía como el popular SEBAL o el TSEB (Allen, 2000; Hendrickx et al., 2005; Melesse y Nangia, 2005) -de hecho, el propio modelo SEBAL y su variante METRIC (Allen et al., 2005) son desarrollados para trabajar con este sensor-. También se usa de forma más directa para correlacionarse con la evapotranspiración a través de índices de vegetación (Kondoh y Higuchi, 2001; Groeneveld et al., 2007), para distribuir unidades hidrológicas uniformes previas a la aplicación del modelo (Farah y Bastiaanssen, 2001), para determinar usos de suelo en la relación riego-evapotranspiración y humedad de suelo (Hübener et al., 2005) y para parametrizar variables de superficie a través de la reflectividad (Ma et al., 2007).

Mayor resolución espacial se obtiene en aplicaciones con sensores de muy alta resolución espacial como IKONOS (Song y Woodcock, 2003; Astola et al., 2004), QuickBird (Sawaya et al., 2003; Laliberte et al., 2004; Yang et al., 2006) o alta como ASTER (Muukkonen y Heiskanen, 2005), SPOT (Vincent y Pierre, 2003; Rautiainen, 2005; Desclée et al., 2006), o IRS (Srinivas et al., 2004). Por lo que respecta a hidrología, estos sensores tienen una aplicación relativa (lo que no incluye a ASTER y sus bandas termales), que se desarrolla a menudo para el estudio y delimitación de áreas en las que se produce un fenómeno hidrológico: zonas anegadas con IRS y SPOT (Töyrä et al., 2002; Chatterjee et al., 2005), escorrentía y recarga con IRS (Anbazhagan et al., 2005), movimientos de ladera con SPOT e IKONOS (Nichol y Wong, 2005), etc.

Buscando una mayor resolución temporal hay que citar MODIS-TERRA (Zhao et al., 2005; Beck et al., 2006) y MERIS-ENVISAT (Gobron et al., 2003). Éste último aglutina mayor número de aplicaciones en aguas oceánicas y costeras. Sin embargo, además de las aplicaciones centradas en estimaciones de vegetación, MODIS es un sensor amplísimamente utilizado en aplicaciones hidrológicas, debido a la variedad de productos imagen que proporciona. Entre otros, Bisht et al. (2005) y Wang et al. (2006) lo utilizan para calcular temperaturas y radiación neta y obtener evapotranspiración. También es utilizado con el modelo SEBAL (Calcagno et al., 2007; Conrad et al., 2007). Se usan sus productos para correlacionar de forma directa evapotranspiración (Nagler et al., 2005), humedad de suelo (Adegoke y Carleton, 2002; Wang et al., 2007), etc. Otro enfoque con MODIS es el de calibración del modelo hidrológico. En Immerzeel y Droogers (2008) se utilizan radiancias MODIS que son convertidas mediante el modelo SEBAL en albedo de la superficie, LAI, NDVI y temperatura de superficie para calibrar los resultados de una aplicación SWAT, *Soil and Water Assessment Tool* (Arnold et al., 1998).

Una línea de trabajo muy frecuente tiene que ver con propuestas de tratamiento mixto entre diferentes sensores o tipos de imágenes; lo que se podría llamar

‘multisensor’. Ejemplos de este enfoque son la combinación de MERIS, SPOT *Vegetation* y *Global Images* (Gobron et al., 2000); entre diferentes sensores ópticos como IKONOS, ASTER (*Advance Spaceborn Thermal Emission and Reflection Radiometer*) y Landsat (Mesquita Jr. y Bitencourt, 2004), IKONOS, Landsat y SPOT (Soudani et al., 2006), ASTER y MODIS (Stefanov y Netzvand, 2005), ALI (*Advanced Land Imager*) y Landsat ETM+ (Lobell y Asner, 2003). Para estudios hidrológicos, MODIS con SPOT *Vegetation* (Weiss et al., 2007), con Landsat (Fisher y Mustard, 2007), con AVHRR (Los et al., 2005b) y con ASTER (Stefanov y Netzbund, 2005); Landsat y NOAA- AVHRR (Granger, 2000), etc. Con sensores de microondas es muy frecuente la estrategia multisensor. Se encuentran propuestas genéricas en hidrología con AMSR (*Advanced Microwave Scanning Radiometer*), MODIS y TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) (McCabe et al., 2008), una aplicación para humedad de suelo con ERS-2 (*European Remote-Sensing Satellite 2*) y Landsat TM (Wang et al., 2004), otra con RADARSAT (*Radar Satellite*) y Landsat TM (Lakhankar et al., 2006), y cálculo de flujos de energía y parámetros hidrológicos con AMSR-E y MODIS (Renzullo et al., 2008), por citar algunos ejemplos recientes. En general, los sensores ópticos en estas aplicaciones con microondas se utilizan para extraer NDVI, LAI o algún otro índice a través de los cuales se puedan extraer otros parámetros.

### **2.3.2. Otros sensores**

#### a) Sensores de microondas

Las aplicaciones en hidrología en este rango espectral -más allá de los 100  $\mu\text{m}$ - están conociendo un importante desarrollo, y en concreto en la estimación de la humedad de suelo. Existen dos revisiones sobre ello en Jackson (2005a; b) y algunas otras recientes publicaciones sobre el tema con ASCAT (Scipal et al., 2005), con AMSR-E (Njoku et al., 2003), con Radarsat-1 y Envisat ASAR (Deschamps et al., 2004; Wagner et al., 2008) y con SIR-C SAR (Narayanan y Hirsave, 2001). Estas aplicaciones hacen uso de sensores satelitales comerciales activos (RADAR) y pasivos (radiómetros), tanto de imágenes de archivo como en tiempo real, tales como SIR-C/X, ERS-1 y 2 y su sucesor ENVISAT-ASAR; AMRS-ACQUA/TERRA, RADARSAT 1 y 2, ASCAT-MetOp y JERS-1. De reciente aparición, está disponible también ALOS-PALSAR (Agencia Espacial Japonesa) y próximamente, SMOS (Agencia Europea del Espacio), éste último especialmente relevante por su dedicación a la estimación de humedad de suelo. La alternativa de la NASA (en este campo será la misión SMAP (*Soil Moisture Active and Passive*), continuador del malogrado HYDROS (Zhan et al., 2006), con un sensor en banda L todavía en fase de desarrollo programado para el bienio 2010-11.

Mención especial, por su peculiaridad, a TRMM, una misión compartida entre la NASA y la JAXA (*Japan Aerospace Exploration Agency*) y lanzado en 1997, con órbita

ecuatorial (entre 35°N y 35°S), que busca la interoperabilidad con otros satélites polares (Hong et al., 2006).

#### b) Sensores meteorológicos

Satélites meteorológicos geoestacionarios como el GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*) y las generaciones de METEOSAT (*Meteorological Satellite*), de banda ancha y altísima resolución temporal (1 h) son empleados para inferir cobertura nubosa y parámetros de radiación solar en combinación con variables terreno para estimar evapotranspiración o humedad de suelo (Garatuza-Payan y Watts, 2005). Wagner et al. (2007) utilizan METEOSAT (visible y térmico) con otros sensores de microondas para comparar humedad de suelo con valores *in situ* en la misma zona experimental que la del presente trabajo.

#### c) Sensores con bandas térmicas

La región del infrarrojo térmico (0.3 a 100  $\mu\text{m}$ ), disponible en sensores como NOAA, MODIS y ASTER entre otros, es también ampliamente utilizada en hidrología. Desde los incipientes trabajos con los primeros NOAA-AVHRR, que son revisados en Wan et al. (1989), a los más recientes de ASTER (Schmugge et al., 2002a) y MODIS (Wang et al., 2006), frecuentemente combinados todos ellos con bandas ópticas.

Existen dos vías fundamentales de uso de las bandas termales. Una es a través de medidas de temperatura de superficie para relacionarla con componentes biofísicos, y la otra a través de la relación de dicha temperatura con flujos de energía de determinados procesos (Quattrochi y Luvall, 1999). En ese trabajo se hace una exhaustiva revisión de las aplicaciones de las bandas termales en ecología, y en concreto se puede encontrar un buen número de trabajos dedicados a evaporación, evapotranspiración, humedad de suelo, balance y flujos de energía e inercia termal con indicación del sensor utilizado.

#### d) Sensores hiperespectrales

Caben citarse especialmente dos, por su actualidad y su importancia en el ámbito de la vegetación: el CHRIS PROBA (*Compact High Resolution Imaging Spectrometer*), en una línea creciente en estudios de clorofila (Raddi et al., 2005) y agricultura (Guanter et al., 2005); y el Hyperion (*High resolution hyperspectral imaging instrument*), a bordo del satélite EO-1, de la NASA, usado en vegetación.

## **2.4. Procesado operativo de imágenes remotas**

En el contexto de la hidrología, los métodos de teledetección usados deben dar respuesta a las necesidades del modelado. Para empezar, la secuencia multitemporal de este tipo de aplicaciones impone unos requisitos de homogeneidad y precisión de las imágenes mayor que los estudios puntuales en el espacio y el tiempo. Se impone la coincidencia espacial y la normalización espectral. Además, la operatividad del modelo que usa imágenes dependerá de la eficacia en la extracción de parámetros sobre ellas; de modo que ha de sopesarse la complejidad del tratamiento digital frente a los resultados y el coste computacional que implica obtenerlos.

El rendimiento de los métodos de teledetección para extracción de parámetros biofísicos de la superficie terrestre, su utilización en modelos o sus aplicaciones cartográficas exigen un cuidadoso tratamiento digital previo de las imágenes y un mínimo conocimiento de las técnicas de teledetección. Se trata de una secuencia operacional básica para la integración de las imágenes en un modelo hidrológico y/o para la extracción de parámetros hidrológicos. Existen factores críticos, especialmente referidos a las características del sensor que se utilice (resoluciones espacial, espectral, radiométrica y temporal) y a las condiciones de la toma y observación (ángulos de incidencia y de visión, nubosidad, estado de la atmósfera). Estos factores deben ser estudiados para adaptar el tratamiento previo más ajustado a los datos de partida y a los recursos de cálculo. Básicamente, los tratamientos iniciales en teledetección, con mayor o menor grado de complejidad, pasan por:

- Calibración radiométrica de los niveles digitales que proporciona el sensor (transformación a magnitudes físicas de reflectividad de la superficie para comparar con magnitudes reales de la superficie).
- Corrección de los efectos atmosféricos<sup>5</sup>.
- Corrección geométrica de la imagen, o transformación del formato imagen a un formato proyectado en un sistema cartográfico.

Conviene reseñar que en algunos de los más populares tratamientos de imágenes de satélite como los índices de vegetación, la calibración de los datos de entrada es crítica, y más aún si se quiere comparar resultados con diferentes sensores (Martínez et al., 2003). Como las relaciones que establecen los índices son empíricas, deben ser ponderados para diferentes sensores, resoluciones espaciales, condiciones de la iluminación y la toma, tipos de vegetación, etc. (Barnsley et al., 2000).

A partir del producto resultante, toda vez calibrados y corregidos los valores radiométricos y conseguida la localización espacial de los píxeles, se puede pasar a la siguiente fase de explotación de la imagen y su integración con otras bases de datos. Es frecuente que esta fase de explotación pase por el estudio multitemporal y multiespectral y la clasificación. Obviamente, es un esquema facultativo y puede variar según los objetivos y la naturaleza del trabajo; pero es la secuencia más repetida en las aplicaciones de teledetección. A continuación se hará un repaso por la literatura acerca

---

<sup>5</sup> En algunos trabajos (Moran et al., 2003) se utiliza el término global "corrección radiométrica" para indicar simultáneamente la calibración con los datos del sensor y la corrección atmosférica.



de las técnicas usadas en este estudio, una reseña de las alternativas y los fundamentos físico-matemáticos de las mismas y algunas reflexiones acerca de la conveniencia y/o viabilidad de cada tratamiento.

### **2.4.1. Corrección geométrica**

Con los progresos en los programas de sensores espaciales también han ido en aumento las necesidades de tratamiento geométrico, debido a múltiples razones:

- La creciente capacidad de resolución espacial de los mismos.
- La proliferación de sensores con adquisiciones multiangulares y multi-resolución.
- La tendencia hacia los tratamientos multisensor.
- La generalización del uso de fuentes de cartografía digital y la integración de los formatos *raster*-vectorial.

Estos aspectos profundizan en la necesidad de establecer un marco geométrico de calidad para las aplicaciones de teledetección en general, y en las de hidrología en particular, en las que los modelos suelen ser espaciales y, por tanto, la distribución espacial del fenómeno o del parámetro estudiado es crítica.

#### **2.4.1.1. Modelización matemática**

En la adquisición de las imágenes se producen distorsiones debidas a diferentes factores (Toutin, 2004):

- El propio sensor: distorsión física de las lentes, variaciones de la focal, distorsión en el barrido.
- Las condiciones de la toma: posición de la plataforma del sensor (variaciones en su órbita: orientación, velocidad y altitud), oblicuidad de la toma.
- La superficie terrestre: curvatura, rotación, relieve y errores derivados de la propia proyección cartográfica en la que se tome la imagen.

Todo ello se traduce en distintos errores geométricos: variación del tamaño de píxel, paralaje, desplazamientos en las direcciones fila-columna, etc. La corrección geométrica (expresión genérica que engloba a todos los modelos de corrección) busca corregir o minimizar en lo posible estos errores y obtener un producto imagen comparable a un mapa. Este proceso tiene, además, sus propias fuentes de error: indeterminación en la identificación de los puntos imagen, errores en las coordenadas terreno de los puntos de control, baja calidad del modelo digital del terreno, etc.

Los modelos matemáticos varían en gran medida dependiendo del grado de tratamiento de la imagen original y los datos que la acompañen. Raramente la imagen es adquirida por el usuario en bruto, pues normalmente los proveedores le aplican una rectificación por sensor derivada de los parámetros ópticos y físicos internos del mismo. También se puede acompañar de metadatos de efemérides del satélite o coeficientes de corrección por algún método polinómico (Fraser et al., 2006).

Genéricamente, se pueden afrontar dos enfoques matemáticos para la corrección geométrica:

1) **Riguroso o paramétrico**, que trata de englobar las distorsiones debidas a la plataforma, sensor, modelo terrestre y proyección cartográfica (Toutin, 2004). Utiliza funciones paramétricas en tres dimensiones, la más generalizada entre ellas es la de ecuaciones que aplican la condición de colinealidad. Tiene la desventaja de que se necesita conocer los datos del sensor y la plataforma (trayectoria y aptitud a lo largo de la toma), lo cual no siempre es posible.

2) **No paramétrico**, usado en el caso de que no se faciliten los parámetros de los sistemas de adquisición. Se basa en dos funciones matemáticas: las funciones polinómicas racionales y las funciones polinómicas simples. Éstas son una aplicación de los clásicos polinomios bidimensionales a los que se añade la coordenada  $Z$  para incluir la información del relieve del terreno (Palà y Pons, 1995). Tienen el problema de que son dependientes de la distribución de los puntos de control terreno, además de no ser aplicables a zonas grandes por su falta de robustez. Por su parte, las funciones polinómicas racionales conectan coordenadas imagen con coordenadas terreno y se aplican de dos formas: la primera se basa en el conocimiento de la geometría del sensor y su posición, expresado en los 20 coeficientes de las funciones racionales en tres dimensiones que son proporcionados por el distribuidor. La segunda, en el caso de que no se disponga de estos datos, se aplica utilizando un número de GCPs (*Ground Control Points*) conocidos en sus coordenadas terrestres ( $X, Y, Z$ ) (Gurcan et al., 2004).

Otros modelos no paramétricos utilizados son la transformada DLT (Transformada Lineal Directa) y transformación afin (con pares de imágenes y ajuste en bloque), que pueden considerarse casos particulares del modelo de funciones racionales y pueden utilizarse por su mayor simplicidad. El problema estriba en que si se producen variaciones del ángulo de toma o de la altitud, se introducen condiciones no lineales en el sistema y se invalida el proceso. También se utiliza el método de redes neuronales (Boccardo et al., 2004).

Se suele entender el término georreferenciación como la transformación polinómica bidimensional mediante un número de puntos de control terreno e interpolación para el resto de píxeles de la imagen (Richards y Jia, 2006), reservándose el término ortorrectificación para los métodos que corrigen las distorsiones derivadas por el relieve mediante algún modelo tridimensional. En este caso, el resultado imagen se suele denominar ortoimagen.

### **2.4.1.2. Tratamiento de los errores y control geométrico**

Una vez rectificada la imagen y remuestreada a la proyección cartográfica, el resultado geométrico (la geolocalización de los píxeles) puede verificarse también desde distintos puntos de vista:

- Verificación del procedimiento propiamente dicho mediante estadísticos de control aplicados normalmente a los puntos de control terreno (Toutin et al., 2002). Este es el método más usado cuando la resolución espacial es media-alta.

- Verificación de la posición imagen/terreno de puntos de control independientes (Ganas et al., 2002; Fraser y Yamakawa, 2004). Una versión de este método es la de utilizar, en lugar de puntos, trayectorias terreno (Cuartero y Felicísimo, 2004). Las coordenadas terreno en ambos casos se obtienen por métodos de GPS diferencial, para el caso de imágenes de muy alta resolución espacial.

- Control de la precisión del DEM (*Digital Elevation Model*) generado tras el proceso de ortorrectificación en una serie de puntos independientes (Vassilopoulou et al., 2002).

- Comparación de la ortoimagen resultante con cartografía vectorial o imagen a una escala adecuada (Sánchez y Santos, 2004).

Algunas disposiciones oficiales que recogen las normas de ortorrectificación y los controles sobre los productos finales pueden encontrarse en *European Commission* (2004b) y *Federal Geographic Committee for Digital Cartography* (1999).

### **2.4.1.3. Proceso operativo de la corrección geométrica**

Sea cual fuere el procedimiento matemático elegido para la corrección, el procedimiento operativo suele ser muy similar (Toutin, 2003), y conlleva los siguientes pasos generales (figura 2-9):

- a) Adquisición de las imágenes, análisis de los metadatos que las acompañan y los pre-tratamientos aplicados, si los hubiere, y selección del modelo matemático de corrección.
- b) Adquisición de los datos necesarios según la elección: puntos de control terreno, puntos de control geométrico post-corrección, modelo digital de elevaciones.
- c) Selección del sistema geodésico de referencia y la proyección cartográfica de salida.
- d) Computación del modelo y remuestreo de los píxeles.
- e) Análisis de la calidad del resultado. Análisis estadístico del proceso y verificación del producto imagen resultante.

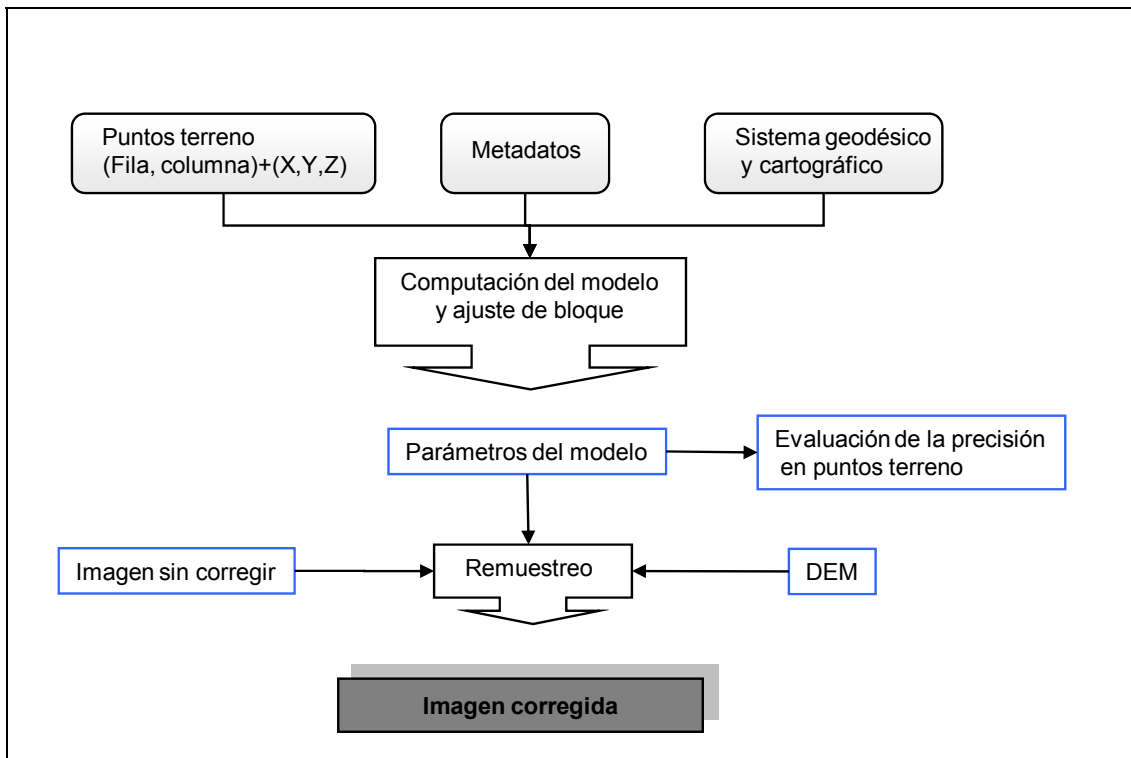


Figura 2-9. Esquema del procedimiento genérico de corrección geométrica. Adaptado de Toutin (2003).

### 2.4.2. Corrección radiométrica en el dominio del óptico

En los trabajos de teledetección se pretende la caracterización de la superficie terrestre a partir del flujo radiante que ésta emite y que es recogida en el sensor. La magnitud que define el flujo radiante es la radiancia espectral (flujo luminoso que sale de una superficie por unidad de área, constante a lo largo de una dirección, en una longitud de onda determinada, que se expresa en unidades del Sistema Internacional como  $[W m^{-2} sr^{-1} nm^{-1}]$ ). El primer requisito para un análisis físico-cuantitativo de las medidas del sensor satelital en el dominio del óptico será su calibración a radiancias espectrales (Schaeppman-Strub et al., 2006). Por otro lado, se define la irradiancia de la fuente de energía solar como el flujo de energía por unidad de área que llega a una superficie, y se divide en dos componentes: la directa y la dispersada por la atmósfera, la superficie y los objetos colindantes, resultando una iluminación anisotrópica y difusa. Ambas son también dependientes de la longitud de onda.

La interacción de la radiación electromagnética con la superficie se describe mediante las magnitudes reflectividad, absortividad y transmisividad, pero es la primera

la que interesa en teledetección óptica, ya que será la que registre el sensor en esa zona del espectro. La reflectividad se define como el cociente entre la energía que es reflejada por la superficie y la energía que incide, y depende de la longitud de onda. Siguiendo las leyes de conservación de la energía, la reflectividad toma valores entre 0 y 1 (Schaefferman-Strub et al., 2006). Para una cobertura determinada, se puede representar como una curva extendida sobre la región del espectro electromagnético que se considere (figura 2-10), y para una banda dada, se obtiene integrando la curva a lo largo de ese ancho de banda. En este trabajo se considerará la reflectividad en la parte del espectro óptico.

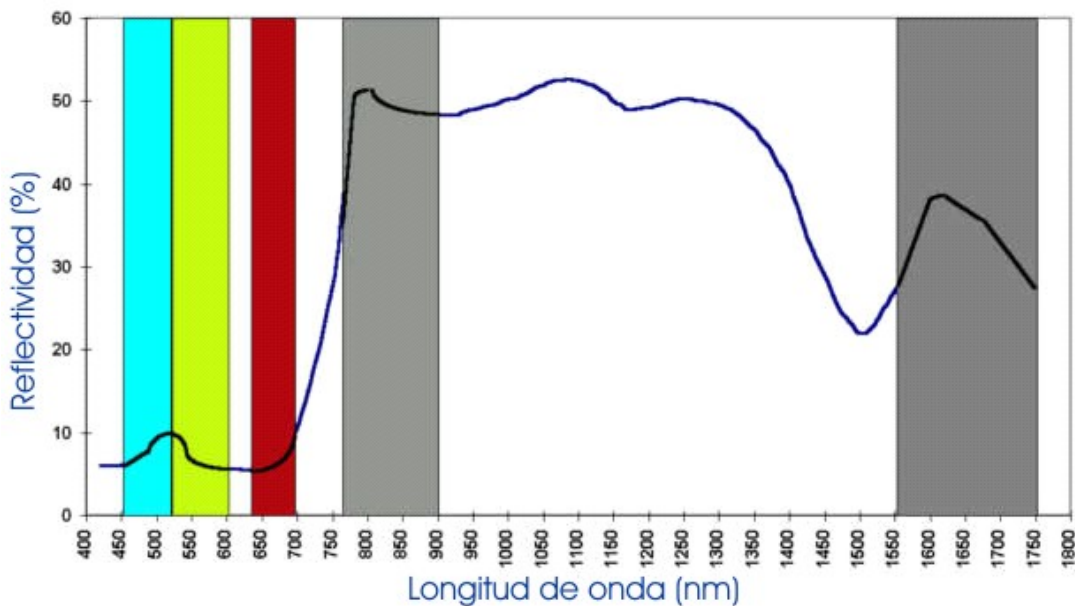


Figura 2-10. Curva típica de reflectividad de una cobertura vegetal.

La reflectividad relaciona, por tanto, irradiancia entrante con radiancia reflejada, y es variable por las características anisótropas de la superficie incidente, ya que rara vez dicha superficie se comportará como una superficie lambertiana, uniformemente difusora. Las interacciones de la energía electromagnética que incide en una superficie están gobernadas por la BRDF (*Bidirectional Reflectance Distribution Function*), que describe cómo la aparente reflectividad de una superficie varía según el ángulo con el que es iluminada y el ángulo con que es observada por el sensor. La BRDF se formula como el cociente entre la radiancia dispersada por una superficie en una dirección dada medida sobre una unidad de superficie y la irradiancia incidente con un ángulo determinado sobre la misma (Barduccia et al., 2004). Entre otros trabajos, Camacho de Coca et al. (2002) caracterizan la BRDF variando las condiciones geométricas de la toma para diferentes cultivos, y Bacour et al. (2005) para diferentes cubiertas. En Susaki et al. (2004) se estudian las incertidumbres que generan los parámetros atmosféricos, los cambios en la superficie y los errores de posición a la hora de su caracterización.

Aunque la BRDF no puede ser medida directamente, medidas multidireccionales pueden proporcionar algunas estimaciones aproximadas de la misma (Chopping, 2000). Se requiere, por tanto, algún tipo de modelo que permita interpolar entre un grupo de medidas de la reflectividad direccional y extrapolarlo a un conjunto mayor, de manera que se pueda predecir la forma general de la BRDF. Son los llamados modelos de transferencia radiativa, cuya inversión permite derivar las características de la cubierta. Recientemente se está poniendo gran atención en la modelización y observación de la BRDF para la obtención de parámetros biofísicos a partir de sensores orbitales (Goodin et al., 2004).

El efecto direccional de la reflectividad se suma a otros efectos que influyen en la adquisición de la imagen (Danaher et al., 2001): el acimut y ángulo de incidencia solares, la distancia Tierra-Sol, el ángulo de la toma, los efectos atmosféricos y las funciones de respuesta espectral del sensor en cada banda. La eliminación o, al menos, la reducción o normalización de estos efectos constituyen la llamada corrección radiométrica. Debido a la complejidad y diversidad de los factores que se incluyen bajo este concepto, las soluciones (o aproximaciones) que se encuentran en la literatura son también muy variadas. De forma general, se puede decir que hay dos enfoques fundamentales:

- Corrección **absoluta** aplicando sucesivos o simultáneos modelos de función de respuesta espectral (para convertir niveles digitales en valores físicos de radiancia), modelos de iluminación (para convertir radiancia en reflectividad a nivel del satélite) y modelos de atmósfera (para convertir la reflectividad al nivel del sensor en reflectividad al nivel de la superficie).
- Corrección **relativa** entre colecciones de imágenes, es decir, corregir diferencias radiométricas entre una imagen y el resto de la serie. Se trata en realidad de una normalización de valores, más que una corrección propiamente dicha. El propio NDVI es un ejemplo que reduce la influencia atmosférica por sustracción y normalización (Tachiiri, 2005).

En la figura 2-11 se describe la secuencia típica de una corrección radiométrica. El primer paso será convertir los niveles digitales originales de la imagen a radiancias, en unidades físicas, mediante los parámetros de calibración del sensor (*ganancia* y *offset* o *bias*), obtenidos de su función de respuesta espectral, normalmente expresados de la siguiente forma:

$$L = gain \cdot nd + offset \quad [13]$$

donde L es la radiancia y nd el nivel digital.

Nivel digital (nd) → Radiancia satélite (L) → Reflectividad satélite ( $\rho_{TOA}$ ) → Reflectividad terreno ( $\rho$ )

Figura 2-11. Secuencia de una corrección radiométrica típica.

Descritas las dificultades de modelizar los efectos direccionales de la reflectividad y la geometría incidente y reflectante de la energía, es habitual considerar a la superficie incidente como una superficie lambertiana, y tomar entonces la radiancia reflejada como  $\pi \cdot L$ , siendo L la radiancia que llega al sensor (Thome et al., 1998; Song et al., 2001; Chander y Markham, 2003; Thome et al., 2004). Así, también se suele simplificar la irradiancia directa del Sol mediante el ángulo cenital con que éste incide sobre la superficie,  $\theta_s$ , en la forma  $\cos(\theta_s)$ . De esta forma, y sin tener en cuenta todavía la modelización de los efectos atmosféricos, se puede calcular la reflectividad como el cociente entre la radiancia que llega al sensor despedido por la superficie y la irradiancia solar que llega a la misma (Markham y Baker, 1986):

$$\rho = \frac{\pi \cdot L \cdot d^2}{E \cdot \cos \theta_s} \quad [14]$$

en la que  $\rho$  es la reflectividad planetaria a nivel del sensor, también llamada reflectividad TOA (*Top Of the Atmosphere*) (Chander y Markham, 2003); L la radiancia espectral que recibe la apertura del sensor, d la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas, E la irradiancia media solar exoatmosférica y  $\theta_s$  el ángulo cenital solar en grados.

En una atmósfera real, la reflectividad depende de la abundancia y tipo de aerosoles presentes en ella (Antoine y Morel, 1999). Si se tuviera en cuenta el efecto que produce la atmósfera, se calcularía la reflectividad al nivel de la superficie teniendo en cuenta no sólo la radiancia emitida por la misma, sino la que se produce en el tránsito por la atmósfera, o *path radiance* ( $L_{path}$ ). Esta radiancia está afectada por el efecto Rayleigh de dispersión derivada de los aerosoles y las partículas presentes en la atmósfera. La evaluación y estimación de estos efectos es lo que se denomina corrección atmosférica en sentido estricto, y entonces en la expresión [14] deberá estar presente la *path radiance* que asciende hacia el sensor y los efectos atmosféricos en la irradiancia (Lillesand y Kiefer, 1994) y reescribirse como:

$$\rho = \frac{\pi(L - L_{path})}{E \tau} \quad [15]$$

en la que  $L$  son radiancias y  $\tau$  expresa la transmisividad de la atmósfera. Otra manera de expresarse es (Moran et al., 1992; Song et al., 2001):

$$\rho = \frac{\pi(L - L_{path})}{T_v(E \cos(\theta_s)T_z + E_{down}} \quad [16]$$

en la que  $T_v$  es la transmisividad atmosférica, equivalente al  $\tau$  anterior,  $T_z$  la transmisividad atmosférica en la dirección de iluminación solar, y  $E_{down}$  la irradiancia difusa descendente. Esta expresión es equivalente a la utilizada en el presente trabajo y descrita en el capítulo 5 de corrección radiométrica de las series Landsat ETM+, en la que se ha eliminado la componente difusa de la irradiancia.

El grado de complejidad de la corrección de los efectos atmosféricos depende del grado de complejidad en la modelización de los mismos, pero sobre todo de la información atmosférica disponible en el momento de la toma. Uno de los mayores problemas lo constituye la variabilidad de los aerosoles, que condicionan la profundidad, espesor u opacidad óptica de la atmósfera (AOD, *Aerosol Optical Depth*). Ésta puede ser tomada como un dato estándar, solución aceptable para atmósferas limpias (Fraser et al., 2006), estimada mediante ecuaciones empíricas en función de la longitud de onda (Kaufman, 1989), tomada de redes terrestres de observatorios (Schroeder et al., 2006) o medida en otras imágenes (Thome et al., 1998; Hu et al., 2001) o directamente sobre el terreno con instrumentación adecuada (Martínez-Lozano et al., 2007).

Lo anteriormente expuesto correspondería a una estrategia de corrección absoluta, en la que se hace necesaria una modelización de la atmósfera. Bajo el procedimiento absoluto, es frecuente recurrir a modelos de transferencia radiativa (Gemmell et al., 2001), cuya complejidad hace que sean operacionalmente implementados como una *look-up-table*, LUT (Teillet, 1992; Thome et al., 1998; Liang et al., 2002; Jiménez Muñoz et al., 2006). Los estudios muestran que los modelos de transferencia radiativa pueden corregir los efectos de manera precisa (Holm et al., 1989; Moran et al., 1992). Sin embargo, estas correcciones requieren precisas estimaciones de las propiedades ópticas de la atmósfera en el momento de la adquisición, medidas que son frecuentemente inexistentes o de dudosa calidad (Song et al., 2001). La ecuación de transferencia radiativa (Liou, 1980) expresa la radiancia TOA para una superficie lambertiana bajo una atmósfera homogénea como:

$$L = L_{path} + \frac{\rho}{1 - \rho S} \mu_0 F_0 T_v T_z \quad [17]$$



en la que  $L$  es la radiancia TOA,  $\rho$  es la reflectividad de la superficie,  $S$  es el albedo esférico de la atmósfera,  $\mu_0$  es el coseno del ángulo cenital solar ( $\cos\theta_s$ ),  $F_0$  es el flujo solar incidente en el techo de la atmósfera, y el resto de parámetros han sido ya definidos en [16]. La metodología LUT consiste en crear tablas para los valores de  $L_{\text{path}}$ ,  $S$  y la función de  $F_0$  para los diferentes ángulos cenitales solares, contenidos de vapor de agua y modelo de aerosoles. Si se asume un único ángulo solar y un único contenido de agua para todos los píxeles de la imagen, la única variable es la AOD (Liang et al., 2001). Otra estrategia computacional es recurrir a un método iterativo como el Gauss-Seidel (Herman y Browning, 1965), pero como el modelo es muy complejo (Tachiiri, 2005), se recurre a modelos simplificados como LOWTRAN (Kneizys et al., 1988), MODTRAN (Berk et al., 1989), 5S (Tanré et al., 1990), y 6S (Vermote et al., 1997; Kobayashi y Dye, 2005), el más reciente y sofisticado método.

En los métodos absolutos de corrección, el mayor problema es la estimación de los parámetros que describen la atmósfera, como ya se ha dicho. Es frecuente recurrir a restricciones y suposiciones que hagan más operativo el procedimiento, como el popular método DOS, *Dark Object Subtraction*, (Chavez, 1988; 1989). Esta aproximación supone que, debido a los efectos de dispersión de la atmósfera, un objeto oscuro no aparece como tal. Por tanto, los píxeles que contengan los valores más bajos de nivel digital son seleccionados, y su nivel digital restado al resto de niveles (Chen et al., 2005c). Es un método muy simple y generalizado en el mundo de la teledetección. Pax-Lenney et al. (2001), basándose en la aplicación en más de doscientas clasificaciones, encuentra que, a efectos de la clasificación, la corrección DOS produce precisiones comparables a clasificaciones derivadas de métodos más sofisticados de transferencia radiativa. Sin embargo, este método hace asunciones, como que no hay transmisividad atmosférica debida a aerosoles ni irradiancia difusa, que en muchos casos no son aceptables. Una variante de este método es la DDV (*Dense Dark Vegetation*), en la que la vegetación muy densa puede considerarse un objeto oscuro para las bandas del azul y el rojo (Song et al., 2001), por lo que puede estimarse una AOD para estas bandas.

El otro gran grupo de métodos de corrección atmosférica lo constituyen los métodos relativos, inherentemente empíricos y basados en la asunción de relaciones lineales simples entre las imágenes a lo largo del tiempo y la estabilidad de los objetos de las mismas (Song et al., 2001). Schott et al. (1988) desarrollan un método de normalización relativa basado en la identificación de entidades espectralmente invariantes (PIF, *Pseudo Invariant Features*), con las que se establece una regresión lineal entre una imagen base y el resto de imágenes. La identificación de estas zonas o entidades se apoya en la comparación de histogramas, dispersogramas, análisis de componentes principales, etc., y se están desarrollando alternativas automatizadas con criterios estadísticos, tal como MAD, *Multivariate Alteration Detection*, (Canty et al., 2004). Otra solución relativa, que evita la comprometida elección de objetos invariantes, es el *Ridge Method* (Song et al., 2001), utilizando un mismo conjunto de píxeles (*density plot*) en dos imágenes de distintas fechas para identificar la función de normalización entre ambas.

Como ya se dijo, esta fase del trabajo con las imágenes comprende la calibración del radiómetro del sensor y la corrección atmosférica. Las reflectividades obtenidas serán comparables en el tiempo y por tanto aptas para monitorizar la evolución fenológica de los cultivos y las condiciones del suelo, convirtiéndose así en las cantidades básicas requeridas en los modelos (Moran et al., 2003). Por último, otra corrección que se puede incluir, dentro del propio modelo de corrección atmosférica o separadamente en un proceso independiente, es la llamada corrección topográfica. Es una forma de compensar las diferentes iluminaciones solares (figura 2-12) debidas a la forma irregular del terreno (Riaño et al., 2003):

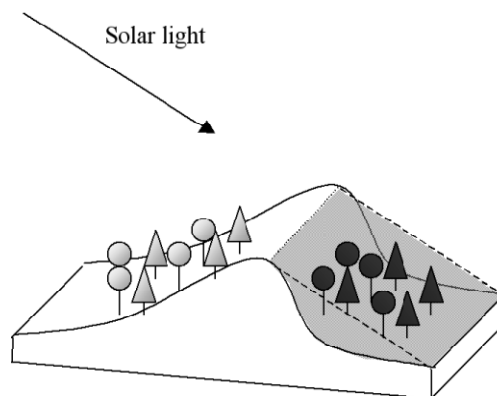


Figura 2-12. Efecto del relieve en la iluminación de la escena. Tomado de Riaño et al. (2003).

La corrección topográfica afectará al denominador de [16], es decir, a la irradiancia solar recibida de cada píxel. La manera más sencilla de minimizar el efecto es a través de cocientes entre bandas, ya que la reflectividad variará proporcionalmente en las dos bandas, sin embargo esta premisa no es válida para la componente difusa de la irradiancia, diferente según la longitud de onda. Para una mejor caracterización de este efecto se puede recurrir a modelos de iluminación derivados de un modelo digital de elevaciones, rectificando cada píxel por el ángulo de inclinación y el aspecto obtenidos de éste.

### ***2.4.3. Análisis multiespectral: combinación de bandas***

#### ***2.4.3.1. Descripción***

El objetivo del tratamiento multibanda es reducir la respuesta multivariante del sensor en un único valor por píxel que pueda correlacionarse con éxito con un parámetro biofísico como biomasa, producción, área foliar, etc. La reformulación de índices es constante debido al dinamismo de la teledetección, que se ve ampliada y modificada rápidamente con la aparición de nuevos sensores con nuevas capacidades espectrales. Su facilidad de implementación los ha hecho muy populares en la estimación no destructiva de la vegetación y otros parámetros biofísicos, sin embargo tienen el inconveniente de que los resultados que arrojan están circunscritos a las condiciones particulares de la toma e influidos por factores no deseados como el ángulo de incidencia, las condiciones de luminosidad, la topografía, la calidad de la calibración, etc. Además, por ser combinaciones de bandas, si las bandas individuales contienen errores, se produce una dramática propagación de errores que puede distorsionar el resultado (Arbia et al., 2003).

Los índices se formulan como una combinación algebraica entre bandas, por lo que su número es prácticamente ilimitado. Una posible división de los tipos de índices, con algunos ejemplos, sería:

a) Índices espectrales

*Bright Index (BI)*  
*Green vegetation Index (GVI)*  
*Wetness Index (WI)*  
*Normalized Difference Water Index (NDWI)*  
*Red edge Ratio*  
*Red/Green*

b) Índices de vegetación

*Ratio Vegetation Index (RVI, o simplemente VI)*  
*Difference Vegetation Index (DVI)*  
*Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)*  
*Scaled Difference Vegetation Index (SDVI)*  
*Perpendicular Vegetation Index (PVI)*  
*Weighted Difference Vegetation Index (WDVI)*  
*Triangular Vegetation Index (TVI)*  
*Modified Triangular Vegetation Index (MTVI)*  
*Environmental Vegetation Index*  
 FGREEN

c) Índices de vegetación ajustados a los efectos del suelo

*Soil Adjusted Vegetation Index (SAVI)*  
*Transformed Soil Adjusted Vegetation Index (TSAVI)*  
*Adjusted Transformed Soil Adjusted Vegetation Index (ATSAVI)*

*Soil Adjusted Ratio Vegetation Index (SARVI)*  
*Generalized Soil-Adjusted Vegetation Index (GESAVI)*

d) Índices de vegetación ajustados a los efectos atmosféricos

*Atmospherically Resistant Index (ARVI)*  
*Global Environment Monitoring Index (GEMI)*

e) Índices de clorofila y actividad fotosintética

*Photochemical Reflectance Index (PRI)*  
*Chlorophyll Absorption Integral (CAI)*  
*Chlorophyll Absorption Ratio Index (CARI)*  
*Normalized Pigment Chlorophyll Index (NPCI)*  
*Simple Ratio Pigment Index (SRPI)*  
*Canopy Chlorophyll Content Index (CCCI)*

Algunos métodos complementarios para el estudio de los índices de bandas son de ayuda en la evaluación de su idoneidad, como el análisis de componentes principales, PCA, la aplicación de LUTs, el análisis lineal de mezclas espectrales, el tratamiento de texturas en la imagen y la descomposición de la reflectividad en *wavelets*.

Estudios comparativos entre los diferentes índices y sus diferentes metodologías de estimación (Steven et al., 2003; Walthall et al., 2004; van Leeuwen et al., 2006) ponen de manifiesto la necesidad de estandarizar su uso. Como ya se ha dicho, el cálculo de los índices es crítico por lo que respecta a la calibración de los datos de entrada, pero también si se quiere comparar resultados con diferentes sensores. Si estos parámetros no se tienen en cuenta, incluso realizando una precisa calibración y corrección atmosférica los diferentes índices de vegetación procedentes de diferentes sensores pueden no dar resultados similares. El problema se agrava cuando se estudian series de vegetación, en las que el factor atmosférico es muy variable.

Otra reflexión que debe hacerse respecto a los índices es acerca de la conveniencia de las bandas utilizadas para un objetivo concreto. Por ejemplo, el infrarrojo térmico es más sensible al estrés hídrico de la planta que el visible, el NIR o el SWIR (Pinter Jr., 2003). Por el contrario, los índices obtenidos con el visible y el infrarrojo (especialmente en secuencias temporales) expresan una alta similitud con el comportamiento del coeficiente de cultivo de la planta, y por tanto son un buen patrón de seguimiento de la gestión del agua de riego (Calera y Martín de Santa Olalla, 2005). Además, correlacionan bien con la biomasa vegetal y el índice de área foliar en cubiertas agrícolas, ya que frecuentemente son sinónimos de vigor y salud de las mismas (Pinter Jr. et al., 2003) y son una buena base para calcular parámetros biofísicos de las plantas. Sin embargo, producen serias ambigüedades en la identificación de especies, ya que diferentes plantas con muy distinta morfología pueden presentar

valores similares en los índices. Es imprescindible, por tanto, el conocimiento del momento fenológico de la especie y otros *inputs* como las características del suelo, las prácticas agrícolas o el factor climático (Doraiswamy et al., 2003). Recientes estudios indican la ventaja de incluir la bandas azul en el NDVI para mitigar los efectos atmosféricos (Ünsalan y Boyer, 2004). Para evaluación de contenido de agua, sin embargo, son de más utilidad las bandas del infrarrojo de onda corta por presentar el agua en esta zona una fuerte absorción (Chen et al., 2005a).

La elección de un índice es crucial para la precisión de la estimación del parámetro. El índice de vegetación NDVI es el índice más frecuentemente usado, sin embargo, su no linealidad sobre superficies parcialmente cubiertas por vegetación se pone de relevancia con la presencia de suelo entre las plantas y las sombras que proyectan. Jiang et al. (2006) estima que otros índices, como el SDVI, basado en mezclas espectrales lineales de las reflectividades roja e infrarroja, es más adecuado para este tipo de superficies.

#### ***2.4.3.2. Índices de bandas y contenido de agua en vegetación y suelo***

##### a) Humedad de suelo y estado de la vegetación: NDVI

En zonas con vegetación, la humedad en la zona de raíces es el vínculo entre el estado fenológico de la vegetación y el almacenamiento de humedad por debajo de ella, e influye de forma importante en el balance de energía y agua debido a la evapotranspiración (Song et al., 2000). Para cultivos herbáceos anuales, el estado hídrico de la planta se relaciona directamente con la humedad de suelo en la zona de raíces (Ridder et al., 1983). Debido a la poca profundidad de éstas, el contenido de agua medido en los primeros 10 o 20 cm puede ser suficiente para una estimación de la disponibilidad de agua para la actividad fotosintética de la planta (Fensholt y Sandholt, 2003). La humedad de suelo en la zona de raíces, a largo plazo, sigue un ciclo estacional determinado por, a su vez, el largo plazo del ciclo de la vegetación y el clima (Wang et al., 2007). En efecto, un cambio en las condiciones climáticas resulta en un cambio en el contenido de humedad de suelo, que inevitablemente afectará a la vegetación. El valor del seguimiento de la humedad de suelo mediante NDVI reside en este hecho: variaciones en el NDVI de la vegetación señalarán una variación implícita de la humedad de suelo. Como señalan Wang et al. (2007) es de suponer que el NDVI se incrementa con un incremento de la humedad de suelo en la fase de crecimiento. Durante el año 2007 se realizó en la zona de estudio una campaña de campo de medida de parámetros de vegetación en 16 parcelas de cultivos de secano. Como ensayo preliminar, se compararon algunos de los resultados con el NDVI MODIS (figura 2-13), presentando una buena correlación con el contenido de agua de la vegetación ( $R=0,91$ ).

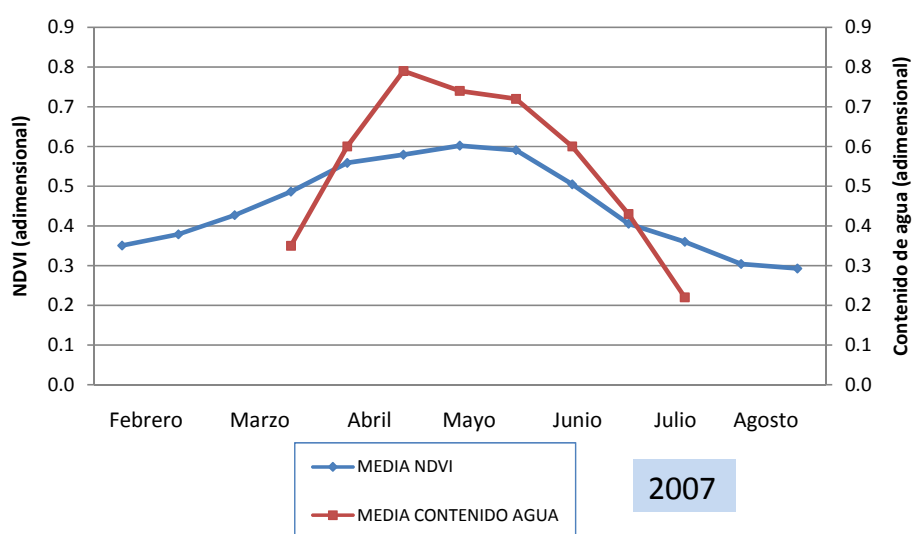


Figura 2-13. Relación entre NDVI MODIS y contenido de agua para cultivos de secano en la zona de estudio.

Algunos autores comprueban la idoneidad de la relación del NDVI con parámetros de agua en el suelo. Farrar et al. (1994) comparan NDVI y humedad de superficie; Liu and Kogan (1996), NDVI y efectos de la lluvia y el déficit de agua en el suelo; Adegoke y Carleton (2002), NDVI derivado de AVHRR y humedad de suelo en la zona de raíces; y Carlson et al. (1997), disponibilidad de agua de suelo a partir de NDVIs derivados de un radiómetro aerotransportado.

Adegoke et al. (2002) encuentran que, para series quincenales de NDVI durante cuatro años de estudio, las correlaciones con humedad de suelo a 30 cm son muy pobres para cultivos y forestal si se considera el píxel puntual, aunque mejoran tomando la media de 3, 5 o 7 píxeles. Ellos encuentran que el índice de fracción de cobertura vegetal (FVC) tiene una mayor correlación con humedad de suelo que el NDVI.

#### b) Humedad de suelo y bandas de absorción de agua: índices basados en el SWIR

Una forma más potente de estimar el contenido de agua en vegetación (Chen et al., 2005a) es el uso de índices basados en zonas más lejanas del infrarrojo, en el rango de entre 1240 y 3000 nm: por ejemplo, la reflectividad del infrarrojo de onda corta (SWIR, 1300-2500 nm). Numerosos autores refrendan la idea de que los índices basados en el NIR y el SWIR son mejores que aquellos basados en el VIR y el NIR, sustentándose en diferentes propuestas metodológicas y datos imagen (Hunt y Rock, 1989; Gao, 1996; Ceccato et al., 2002; Sims y Gamon, 2002; Zarco-Tejada et al., 2003; Jackson et al., 2004).

Estos estudios muestran que el contenido hídrico de la vegetación está más claramente relacionado con la reflectividad en el SWIR, entre 1100 y 2500 nm, en donde las relaciones son claras, aunque negativas, ya que a estas longitudes de onda se presentan valles de alta absorción en presencia de agua (Chuvienco et al., 2001). Por tanto, un incremento de reflectividad en estas zonas representa una respuesta al estrés hídrico de la planta, por lo que parece posible obtener una medida directa del contenido de agua en la misma (Fensholt y Sandholt, 2003).

Los índices derivados del SWIR parecen más indicados para estimar humedad de suelo debido a las razones ya indicadas, especialmente si se aplican en la fase vegetativa de las plantas (Fensholt y Sandholt, 2003). En Whiting et al. (2004) se describe cómo en una muestra de suelo con diferentes contenidos de agua la reflectividad disminuye desde el espectro visible hasta el SWIR de forma inversamente proporcional al contenido de agua (figura 2-14):

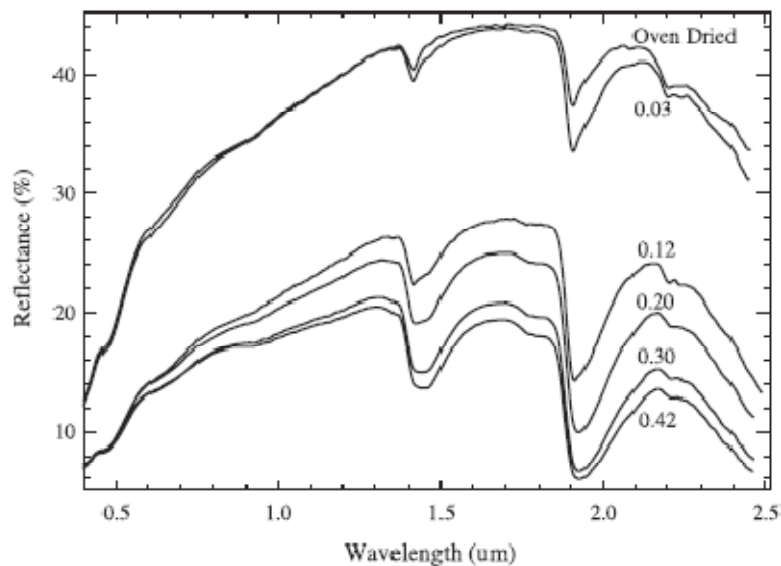


Figura 2-14. Respuesta espectral de una muestra de suelo a diferentes contenidos de agua. Tomado de Whiting et al. (2004).

Los índices que buscan la caracterización de contenido de agua son, al igual que todos los índices derivados de un cociente de bandas, un ratio entre una banda en la que la absorción del agua es baja y otra banda en la que la absorción es media o alta. La banda NIR (858 nm) se usa de banda de referencia y es buena para la normalización del índice debido a su insensibilidad a los cambios de contenido de agua (Gao, 1996; Chen et al., 2005a); mientras que las bandas SWIR (1240, 1640 y 2130 nm) presentan una fuerte absorción de agua. Por otro lado, el SWIR tiene una mayor penetración en el dosel vegetal.

Se define por tanto el NDWI, *Normalized Difference Water Index*, (Gao, 1996) en cada banda SWIR como:

$$NDWI = \frac{\rho_{NIR} - \rho_{SWIR}}{\rho_{NIR} + \rho_{SWIR}} \quad [18]$$

Este índice está normalizado, por lo que, al igual que el NDVI, oscila teóricamente entre valores de -1 y 1. Un valor por encima de cero indicaría que la reflectividad de la banda SWIR es más alta que la NIR, indicando estrés hídrico. Por el contrario, si la reflectividad del NIR es mayor que la del SWIR, daría un valor negativo que indicará un contenido suficiente de agua para realizar actividad fotosintética (como se indicó, la reflectividad del SWIR está relacionada inversamente con el contenido de agua). Para que el índice sea significativo, es necesario un mínimo de cobertura vegetal (Fensholt y Sandholt, 2003).

El NDWI de la banda SWIR<sub>1640</sub> adopta los nombres de *Land Surface Water Index*, LSWI, en Xiao et al., (2005) y el de *Shortwave Infrared Water Stress Index*, SIWSI, en Fensholt y Sandholt (2003). Estos mismos autores afirman que el SIWSI es mejor que el NDWI<sub>1240</sub> en la predicción de agua de la cubierta vegetal. En ocasiones se utilizan sin normalizar como simples cocientes, *Simple Ratio Index*, SRWI, (Zarco-Tejada y Ustin, 2001). También son usados como bandas de entrada para clasificar (Xiao et al., 2002).

c) Humedad de suelo y temperatura: índices basados en las bandas termales

Otro gran segmento de aplicaciones al estudio de la humedad de suelo y vegetación se basan en la aplicación de bandas termales e índices tales como el *Crop Water Stress Index*, CWSI, y el *Water Deficit Index*, WDI, (Khanna et al., 2007). Se basan en la relación de la temperatura de superficie -obtenida de las bandas termales- con el NDVI, método propuesto originalmente por Jackson et al. (1977) y aplicado en numerosos estudios de la estimación de humedad de suelo a escala regional (Goetz, 1997; Goward et al., 2002; Sandholt et al., 2002). No obstante, las bandas termales tienen mayor índice de ruido comparadas con las bandas de menor longitud de onda, así como una peor resolución espacial y una mayor sensibilidad a los aerosoles (Fensholt y Sandholt, 2003).

### 2.4.3.3. NDVI y vegetación

El NDVI (Rouse et al., 1974) se basa en las bandas roja e infrarroja cercana, las zonas de mayor absorción de la clorofila y de mayor reflectividad de la cubierta vegetal, respectivamente. Algunos estudios muestran que el NDVI acumulado correlaciona bien



con la producción de cultivos en zonas semiáridas (Doraiswamy et al., 2004). No obstante, requiere de ecuaciones de regresión específicas para la zona. Además, la relación entre NDVI y cosecha puede no adecuarse en condiciones climáticas extremas. Un procedimiento *a posteriori* para reducir efectos meteorológicos en el NDVI, consiste en la aplicación del SAM, *Spectral Angle Mapping*, (Rembold y Maselli, 2006), también llamado *Spectral Matching* (Sohn y Rebello, 2002), o de determinada inversión de modelos (Gao et al., 2002). Por lo que respecta a la influencia de la reflectividad del suelo, Fang et al. (2005) expone cuatro métodos habituales para minimizar este efecto, que pasan por tomar medidas directas o de bibliotecas espectrales, o simular la reflectividad según algún modelo.

La relación de NDVI, fPAR (*fraction of Photosynthetically Active Radiation*) y LAI ha sido demostrada en numerosos estudios, siendo más fuerte entre NDVI y fPAR que entre NDVI y LAI (Myneni et al., 2002; Fensholt et al., 2004). Sin embargo, la confusión entre la actividad vegetativa y la masa vegetal es inherente a los índices de vegetación, además de su saturación a altos valores de LAI (Smith et al., 2005). Esto hace que no sea adecuado en la discriminación de coberturas con una alta densidad (Srinivas et al., 2004). En concreto, el NDVI sólo se puede relacionar directamente con la biomasa en la fase de crecimiento de la planta, cuando la actividad fotosintética es muy alta y dicho índice expresa el potencial de masa vegetal. Recientemente se ha propuesto un algoritmo para estimar el LAI que desdobra el verdor frente a la masa de la planta (Haboudane et al., 2004). Este algoritmo se ha aplicado a cultivos con los sensores CASI (*Compact Airborne Spectrographic Imager*) y CHRIS-PROBA con buenos resultados (Smith et al., 2005).

Para coberturas de gran densidad de vegetación, como es el caso de los cereales en estado vegetativo, los efectos del suelo en el NDVI se minimizan, ya que a la resolución del sensor se comportan como un tejido cerrado y continuo en las épocas de crecimiento y madurez de las plantas. Sin embargo, los problemas de saturación del NDVI y su limitación para hacerse extensivo a cualquier área y momento disminuyen su aptitud científica (Ünsalan y Boyer, 2004). Aunque los índices de vegetación pueden diseñarse para minimizar las influencias del suelo, la topografía o la atmósfera, no reflejan adecuadamente las complejas variaciones de la reflectividad debidas a la composición bioquímica del suelo y las hojas, el volumen de la vegetación y la estructura de la cubierta (Barnsley et al., 2000).

Debido a su sencillez de cálculo, es un método operativo muy eficaz que ha sido especialmente usado en la determinación de parámetros biofísicos de la vegetación:

- La relación entre **NDVI** y **fracción de cubierta vegetal** se describe frecuentemente mediante una relación lineal del NDVI, linealidad válida para coberturas vegetales inferiores al 80%, límite a partir del cual el NDVI se satura.
- La relación **K<sub>cb</sub>** y **NDVI** también se describe linealmente mediante ecuaciones de regresión en muchos trabajos. Hunsaker et al. (2003) obtiene dos relaciones para algodón, la primera para período de crecimiento con regresión lineal, y la

segunda con regresión múltiple para cobertura completa ( $NDVI > 0.8$ ). Existe un relativo número de aplicaciones con otros cultivos, como trigo (Choudhury et al., 1994; Hunsaker et al., 2005) y maíz (Bausch y Neale, 1987).

- También se relacionan **fPAR** y **NDVI** en numerosos estudios. El fPAR se estudia en el ciclo de carbono y balance de energía (Huete et al., 2002). Al igual que otros parámetros, esta relación puede establecerse empíricamente mediante una relación lineal o recurrir a modelos de transferencia radiativa más complejos (Myneni y Williams, 1994; Tian et al., 2000; Fang et al., 2005). La relación lineal, con ser menos costosa de cálculo, ofrece resultados muy sólidos. Por ejemplo, Myneni y Williams (1994) encuentran una fortísima linealidad ( $fPAR = 1.164NDVI - 0.143$  con  $R^2 = 0.919$ ) cuando se cumplen ciertas condiciones estándar de la adquisición de las imágenes.
- Al igual que el NDVI, el LAI es indicador del estado de crecimiento de la planta, por eso también existe relación entre **NDVI** y **LAI**, siendo similar a la relación de éstos con el  $K_{cb}$  para coberturas de trigo (Duchemin et al., 2006). En este caso, sin embargo, los autores encuentran que esta relación es exponencial, al igual que Gilabert et al. (1996). El problema de esta relación es que para ciertos valores de LAI el NDVI se satura (Gamon et al., 1995; Chen y Brutsaert, 1998). El límite de LAI varía entre 2 y 6 según el tipo de cultivo o planta, y un límite estándar de saturación se relaciona con valores de LAI en torno a 3-4. Chen y Brutsaert (1998) relacionan NDVI de Landsat y SPOT mediante regresión simple con LAI de campo y sugieren que la relación es especialmente fuerte para valores de LAI por debajo de 1.
- La relación de **NDVI** y **contenido de agua** en vegetación ha sido utilizada durante más de tres décadas para estimar indirectamente el segundo, pero con limitado éxito (Chen et al., 2005a). La limitación principal de su uso se relaciona con su rápida saturación y su falta de linealidad. Además, es sensible a las condiciones atmosféricas y al suelo existente bajo las cubiertas (Huete et al., 2002), por lo que dan mejor resultado índices basados en la región del infrarrojo de onda corta. El NDVI caracteriza mejor el contenido de clorofila que el de agua (Gamon et al., 1995; Gao, 1996), y es lo suficientemente estable como para permitir significativas comparaciones entre cambios de actividad vegetativa interanuales o estacionales.

#### **2.4.4. Clasificación**

Las imágenes son complejas composiciones de píxeles, no de objetos, que producen patrones característicos variables aparentemente según la escala de observación (Allen y Starr, 1982). Por tanto, son fundamentales tanto el observador como la escala de observación para reconocer dichos patrones. Análogamente a la habilidad humana en esta tarea, diferentes técnicas automáticas se han desarrollado para discriminar objetos y cubiertas (Hay et al., 2003).

Desde el punto de vista genérico de la visión computerizada, el reconocimiento de patrones (Pajares y de la Cruz, 2001) tiene por objeto la clasificación de objetos en un cierto número de categorías o clases. Bajo el término de clasificación, en teledetección, se agrupan un conjunto de técnicas cuya finalidad es la asignación de los píxeles a un número reducido de clases y, en consecuencia, la transformación a un mapa de clases. Lo que hace más atractivo el procedimiento de clasificación es la facilidad para el usuario de controlar el proceso para que el mapa derivado recoja las clases de interés (Foody et al., 2006). Una misma imagen o serie de imágenes puede servir, según diferentes usuarios o aplicaciones, para separar clases agrícolas o forestales, confeccionar mapas de coberturas, delimitar áreas concretas o hacer un análisis de cambios. En el caso de una aplicación hidrológica como la presente, como indican Earls et al. (2006), los usos/coberturas de suelo juegan un papel crítico en el balance hídrico controlando la porción de agua que se reparte entre infiltración, escorrentía y evapotranspiración, y la teledetección es un método para obtenerlos de manera integrada en el modelo. En diversos estudios (Hubert-Moy et al., 2001) se concluye que la elección de un método de clasificación puede influir significativamente en los resultados, y que esta elección debe hacerse siempre teniendo en cuenta la estructura del uso del territorio y sus unidades. De otra forma, los errores del proceso de clasificación se transmitirán al modelo hidrológico. Recientemente, Stehman et al. (2007) estudian el impacto de los errores en la clasificación en la estimación de la evapotranspiración con el método FAO56 en una aplicación muy similar a la del presente trabajo con Landsat TM.

Los ejemplos de clasificaciones en teledetección aplicada y en estudios metodológicos son tan numerosos que constituirían un *corpus* bibliográfico por sí mismo. Desde las primeras aplicaciones a escala suprarregional con AVHRR (Tucker et al., 1985; Cihlar et al., 1996) y regional con Landsat (Song et al., 2001; Wilson y Sader, 2002; Chiu y Couloigner, 2006) hasta las nuevas generaciones de sensores de muy alta resolución espacial como IKONOS o QuickBird (Vincent y Pierre, 2003; Laliberte et al., 2004; Yang et al., 2006), pasando por todo tipo de sensores, incluso por los de microondas (Hoekman y Quiñones, 2000; Ranson y Sun, 2000).

En el contexto de la teledetección, la clasificación se relaciona con las características de las imágenes, especialmente derivadas de las resoluciones espectral, espacial y radiométrica. En Key et al. (2001) se encuentra una interesante reflexión sobre el compromiso entre resolución espacial, temporal y espectral en el proceso de clasificación.

#### **2.4.4.1. Métodos de clasificación**

##### a) Clasificación espectral píxel a píxel (supervisada y no supervisada)

Los métodos más tradicionales de clasificación se basan en la similar respuesta espectral de una cobertura, material o superficie, lo que se puede denominar su

signatura o firma espectral en un número discreto de bandas. La asignación a las clases se puede hacer de forma automatizada, bajo un algoritmo de asignación que busque las similitudes y realice la agrupación (**clasificación no supervisada**) o con un trabajo previo de entrenamiento en un número de clases especificado y caracterizado por el usuario, tras el que se realiza análogamente la asignación y agrupación de píxeles (**clasificación supervisada**). También se habla de *clustering* o agrupamiento en el caso de clasificación no supervisada, y de clasificación propiamente dicha la supervisada. Este grupo de métodos, supervisados o no, se clasifican atendiendo al método, algoritmo o rutina de agrupación. Se basan en la minimización de una función objetivo que determina el prototipo de la clase. Por ejemplo, la minimización de la desviación estándar respecto del prototipo. Según South et al. (2004), se pueden establecer tres categorías principales basadas en sendos criterios de decisión: distancia, probabilidad y ángulos.

Los métodos basados en asignación bajo criterios de distancia son los más simples y rápidos y no tienen en cuenta la varianza dentro de las clases, sólo el valor medio, al contrario de los probabilísticos, en los que se incluye aquélla en forma de matriz de covarianza, y por tanto, el concepto de valor más probable. Por último, los algoritmos angulares se basan en el ángulo (espectral) formado entre un espectro de referencia y el píxel en un espacio n-dimensional, en el que n es el número de bandas (South et al., 2004). La determinación de la matriz de covarianza, en el segundo grupo, y del espectro de referencia, en el tercero, sugieren el apoyo de un trabajo previo de inspección y entrenamiento de las clases para mejorar el proceso de asignación. Sin embargo, en los métodos espectrales de clasificación, parece evidente que patrones espectrales similares pueden corresponder a clases diferentes.

Al margen del algoritmo de asignación, por su importancia en el proceso de clasificación de imágenes remotas -frente a otro tipo de uso de imágenes digitales-, cabe hacer una reflexión sobre el tipo de proceso, supervisado o no, y en el primer supuesto, sobre la elección de las áreas de entrenamiento en distribución y número. La clasificación no supervisada permite la identificación de importantes grupos espectrales sin un inicial conocimiento de cuáles son temáticamente significativos (Cihlar et al., 1998), y es la forma más exhaustiva de información sobre las clases espectrales de un área (Jiang et al., 2004), aunque produce confusión entre clases espectrales y clases temáticas (Cihlar, 2000). Es un método muy utilizado en la literatura, especialmente el algoritmo ISODATA, cuando no se pueden obtener áreas de entrenamiento para alguna clase (Xiao et al., 2002; Wardlow et al., 2007). Los mejores resultados de una clasificación se producen cuando está correctamente definido el cuadro de clases que previsiblemente estarán presentes en la zona; no sólo las clases buscadas, sino clases que puedan no interesar en el estudio. Un fallo en la definición de las clases resulta en errores sustanciales que pueden pasar desapercibidos en la fase de evaluación de la precisión de los resultados (Foody, 2002a). La correcta definición de las clases pasa por una correcta fase de entrenamiento. Respecto al número de zonas de entrenamiento, existe la idea generalizada de que a mayor número de áreas, mayor precisión de los

resultados (Foody, 2002b), y aunque existen formulaciones estadísticas teóricas, no deja de ser una decisión heurística en la mayoría de los trabajos.

Una secuencia habitual de trabajo es comenzar con una clasificación no supervisada y aprovechar los resultados con una posterior clasificación supervisada por cualquiera de los métodos (Brooks et al., 2006; Kuemmerle et al., 2006).

#### b) Técnicas de contexto

Puede definirse la textura como la variación tonal o de niveles de gris entre píxeles vecinos (Hsu, 1978; Wang y He, 1990). Es dependiente de la escala, ya que expresa la variabilidad local de la reflectividad dentro de una unidad que a mayor escala se puede considerar como homogénea. La interpretación y tratamiento de la textura tiene dos etapas: el reconocimiento de las regiones homogéneas que queremos que sirvan como patrón y la clasificación de toda la imagen según esas clases. Para aplicar el algoritmo de reconocimiento se pueden tomar diferentes estrategias:

##### ***b1) Enfoque estadístico***

Estos métodos operan sobre vecindades locales mediante ventanas móviles que se desplazan por la imagen píxel a píxel. Se trata de un modelo de reconocimiento de patrones que puedan describirse satisfactoriamente mediante métodos estadísticos y geoestadísticos de distinto orden. Quizás el más popular sea la matriz de co-ocurrencia, estimador de la distribución de pares de niveles de gris separados espacialmente por un vector de desplazamiento prefijado.

##### ***b2) Enfoque frecuencial***

Estas metodologías tienen su fundamento en que la textura es una señal periódica, por lo que si se estudia su contenido frecuencial se conocerá su distribución en el espacio. Como un atributo de la textura puede ser la frecuencia de repetición de un patrón, ello puede ser estudiado mediante las transformadas digitales de la imagen. Dentro de este enfoque se estudian el espectro de energía, la función de correlación y las transformadas de *wavelets*.

##### ***b3) Enfoque estructural***

Este enfoque se aplica en texturas con patrones regulares. Se emplea un procedimiento de detección de regularidades espaciales (líneas, formas) en la imagen.

##### ***b4) Enfoque neuronal***

Utiliza las redes neuronales para describir y detectar las texturas. El método básico es la retropropagación, que mediante un conjunto de funciones indicador y una

serie de muestras de entrenamiento trata de minimizar el error de clasificación incorrecta.

#### ***b5) Estrategias de filtrado***

Consisten en convolucionar la imagen con filtros o máscaras. Especialmente relevantes son los operadores de densidad de bordes. El filtrado es un procedimiento que se combina con los resultados de las clasificaciones para mejorar la visualización del mapa de clases. En ese caso se usa un filtrado de paso bajo que suavice la imagen y reagrupe los píxeles aislados y dispersos.

#### c) Técnicas híbridas

Muchos autores coinciden en la idea de que una frecuente vía de mejora de los resultados de la clasificación de la imagen parece derivarse del uso híbrido entre clasificación espectral basada en el píxel e información espacial de textura (Debeir et al., 2002). Se encuentran ejemplos de tratamiento híbrido en múltiples aplicaciones en agricultura, ingeniería forestal y otras (Zhang, 2001; Widayati et al., 2002; Brooks et al., 2006), también con combinación de imágenes radar (Cook et al., 1994). Esta combinación es especialmente útil cuando la resolución es alta y las imágenes, al ofrecer un mayor nivel de detalle, ofrecen un aspecto muy texturado.

### ***2.4.4.2. Inputs en la clasificación***

Descritos los métodos de clasificación atendiendo a la metodología de entrenamiento y los algoritmos de asignación a las clases, conviene analizar los datos imagen que pueden introducirse para producir el resultado final del mapa temático. Como ya se ha dicho, la clasificación agrupa los píxeles atendiendo a una similitud o signatura común entre ellos, que puede establecerse como un patrón común que los distingue de los demás. De la elección del tipo de patrón se derivarán los datos imagen que se utilizarán como base del proceso:

- **Patrón espectral:** utiliza la información multiespectral píxel a píxel, por lo tanto los *inputs* son las bandas en los diferentes anchos de longitud de onda. Es interesante reseñar que los índices de vegetación u otro tipo de índices (*tasseled cap*, por ejemplo), calculados con las bandas originales, pueden ser también incluidos en el conjunto de datos de entrada. Como indican Cihlar et al. (1996), el NDVI es el más efectivo dato espectral unidimensional para obtener tipos de cobertura de suelo, pero otros canales son necesarios para obtener mayores precisiones. Entre otros muchos ejemplos se encuentran Xiao et al. (2002) con NDVI y NDWI, y Wilson et al. (2002) con la combinación de RGB (*Red, Green and Blue*) y NDVI.

- **Patrón temporal:** utiliza la evolución del píxel a lo largo de una serie multitemporal. La relación del NDVI con el desarrollo fenológico de las plantas lo hace idóneo para clasificar vegetación tomando diferentes fechas que caractericen las especies, apoyado o no con el resto de bandas en las diferentes fechas. Es el caso de multitud de estudios (Muchoney y Strahler, 2002; Joshi et al., 2006; Wardlow et al., 2007). Esta es la estrategia utilizada en el presente trabajo, por lo que se detallará en el capítulo correspondiente a la clasificación de series de NDVIS en la zona de estudio mediante las series multitemporales Landsat7 ETM+.
- **Patrón espacial:** utiliza las relaciones espaciales de cada píxel con sus vecinos, y por tanto es el único caso en el que generalmente se usa una única banda.

#### ***2.4.4.3. Evaluación de la exactitud del mapa resultante***

La evaluación de la calidad de los mapas resultantes de la clasificación pasa por cuatro etapas (Congalton, 1994; Foody, 2002b). La primera etapa se basa en la interpretación visual de los resultados y el aspecto del mapa y la segunda fase utiliza la comparación de las superficies obtenidas con valores de superficie reales extraídas de alguna base de datos de referencia. En una tercera etapa se estudia la coincidencia cualitativa de las zonas clasificadas en localizaciones específicas, y se evalúa el error como el porcentaje de acierto. Una mejora cuantitativa de este enfoque constituye el cuarto y último estado de la evaluación de la precisión: la correspondencia entre el mapa resultante y las observaciones terreno se compara mediante la matriz de confusión y sus parámetros derivados, como el coeficiente *kappa*. En el presente trabajo se ha seguido un esquema similar en la verificación de resultados de las diferentes estrategias de clasificación: estimación de superficies resultantes, grado de acierto con áreas verdad terreno y uso de la matriz de confusión con un mapa de referencia cruzado.

El procedimiento habitual, por tanto, es usar: a) puntos verdad terreno o b) otro mapa procedente de una fuente convencional sobre el que se localicen puntos; y sobre ellos, en un caso u otro, realizar el control estadístico de evaluación de los resultados en la matriz de errores como *kappa* y/o tests de significación estadística (Hubert-Moy et al., 2001; Castilla y Hay, 2006; Joshi et al., 2006).

La matriz de confusión o error (figura 2-15) es una tabla de contingencia que describe el grado de conformidad entre valores predecibles y valores observados (Castilla y Hay, 2006). Enfrenta de forma cruzada las clases del mapa con las observadas en el terreno o en un mapa de referencia para un número de casos localizados (Foody, 2002b). Por otra parte, el estadístico *kappa* (Lillesand y Kiefer, 1999) expresa el error generado por el proceso de clasificación respecto a una clasificación de referencia o a unos valores reales.

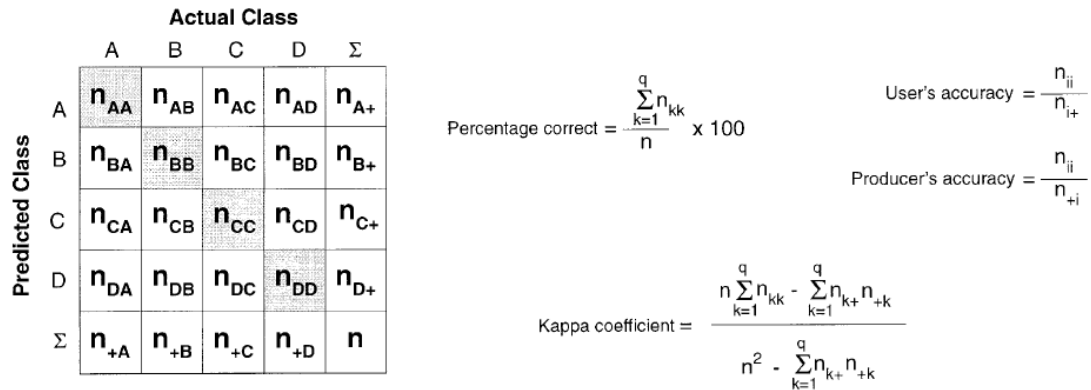


Figura 2-15. Matriz de confusión y algunas de las estimaciones de la precisión sobre ella. Las casillas grises representan la diagonal principal, que contiene los casos en los que la clase predicha en la clasificación y la real coinciden; el resto de casillas recogen las que no coinciden. En la figura, q=5. Tomado de Foody (2002b).

Siendo la matriz de confusión la herramienta más extendida en esta tarea, los métodos de estimación de la precisión se llevan discutiendo desde hace años en la literatura hasta la actualidad (Aronoff, 1982; Rosenfield y Fitzpatrick-Lins, 1986; Koukoulas y Blackburn, 2001), y sigue siendo un procedimiento todavía no adoptado en la generalidad de trabajos de clasificación, como demuestra Trodd (1995) en una revisión de estas aplicaciones. La evolución de la precisión y exactitud de un mapa clasificado sigue siendo una cuestión difícil de enfocar debido a la dualidad espacial y temática del mismo, por lo cual es incluso ambiguo hablar de error: ¿posicional?, ¿cuantitativo?, ¿temático, expresado como errores de omisión y comisión? No menos complicado resulta pues evaluar la magnitud del error.

En varias revisiones recientes sobre el tema (Foody, 2002b; South et al., 2004; Castilla y Hay, 2006) se encuentran recogidas metodologías de evaluación de la precisión, incertidumbres del uso de mapas de usos de suelo (especialmente relevantes en la presente aplicación) y estrategias en el uso de las áreas de entrenamiento, parámetros de la matriz de confusión, etc.



## 3. LA ZONA DE ESTUDIO

### 3.1. Localización

La zona de estudio comprende una superficie aproximada de 1300 km<sup>2</sup>, de dimensiones lineales 30x40 km, situada entre las coordenadas geográficas (41°31',-5°43') y (41°04',-5°03'), equivalentes a unas coordenadas proyectadas en el sistema UTM (*Universal Transverse Mercator* con European Datum 1950), X=273000; Y=4600000 y X=327000; Y=4549000. Está localizada al SE de la provincia de Zamora y también comprende sectores de las provincias de Valladolid y Salamanca (figura 3-1). La elección de esta localización vino motivada por criterios, fundamentalmente, climático/hidrológicos. Se trata del sector con menor volumen de precipitación y, por tanto, con mayor aridez de la cuenca del Duero. *A priori* se trata, pues, de la zona con mayor riesgo y fragilidad en relación con los recursos hídricos y su disponibilidad. Los límites de la zona se establecieron por la disposición de las isoyetas anuales y de las unidades fisiográficas, estableciendo como límite norte el río Duero.

### 3.2. Topografía y relieve

La zona presenta una topografía de llanura con suaves ondulaciones, en el sector central de la Cuenca del Duero, con una altitud media de 777 m. La curva de nivel predominante es la de 800 m. Es una zona de suave topografía dominada por la cuenca del río Guareña, afluente directo del Duero, al que desemboca en el vértice septentrional del área, en el municipio de Toro (figura 3-2). Es ésta la zona más baja, por debajo de los 700 m. La zona más elevada discurre a lo largo de la divisoria de aguas de las cuencas del río Guareña y del río Tormes, al SW de la zona, de poco más de 900 m de altitud (el punto más alto está localizado en el vértice geodésico 'El Castillejo', en el término municipal de Villaescusa, de cota 926 m).

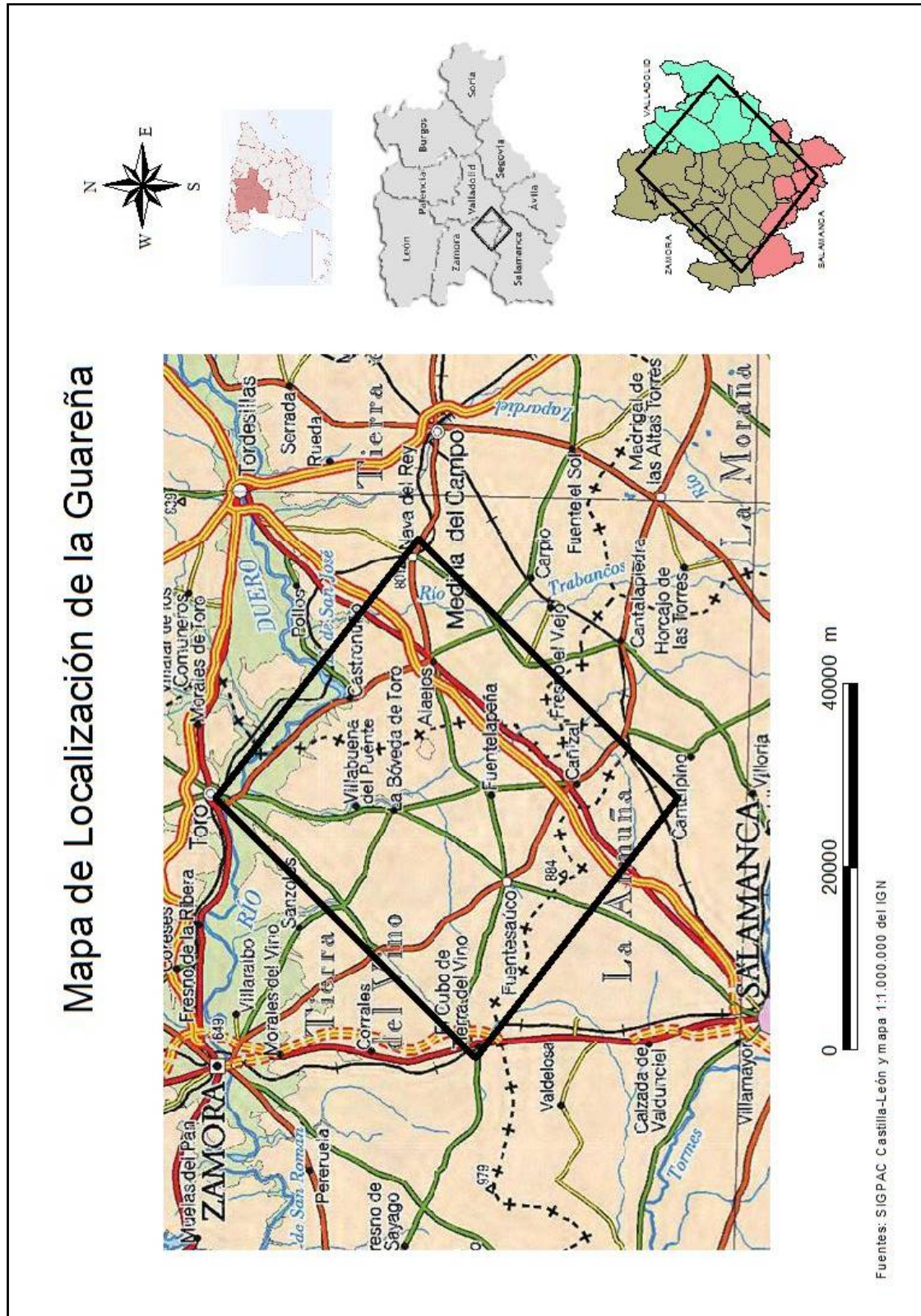


Figura 3-1. Localización de la zona de estudio. Elaboración propia a partir de información del SIGPAC y la cartografía 1:1.000.000 del IGN.

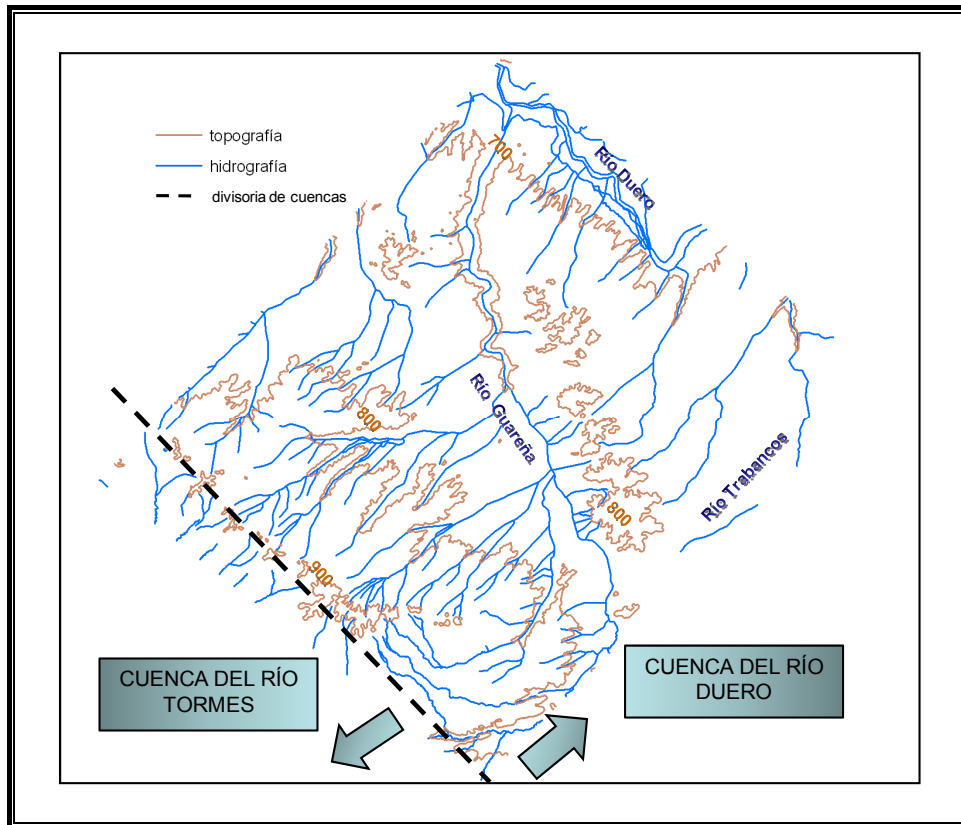


Figura 3-2. Zona de estudio: cuencas hidrográficas y relieve. Elaboración propia a partir de la BCN 200 del IGN.

El relieve se inclina suavemente con orientación SW-NE, correspondiente a la dirección de la red hidrográfica secundaria que desemboca en el río Guareña, de dirección NS. Desde la divisoria de las cuencas la topografía desciende hasta el sector NE, paralelamente al río Duero. En mitad de este descenso se cruza transversalmente el río Guareña (figuras 3-3 y 3-4).

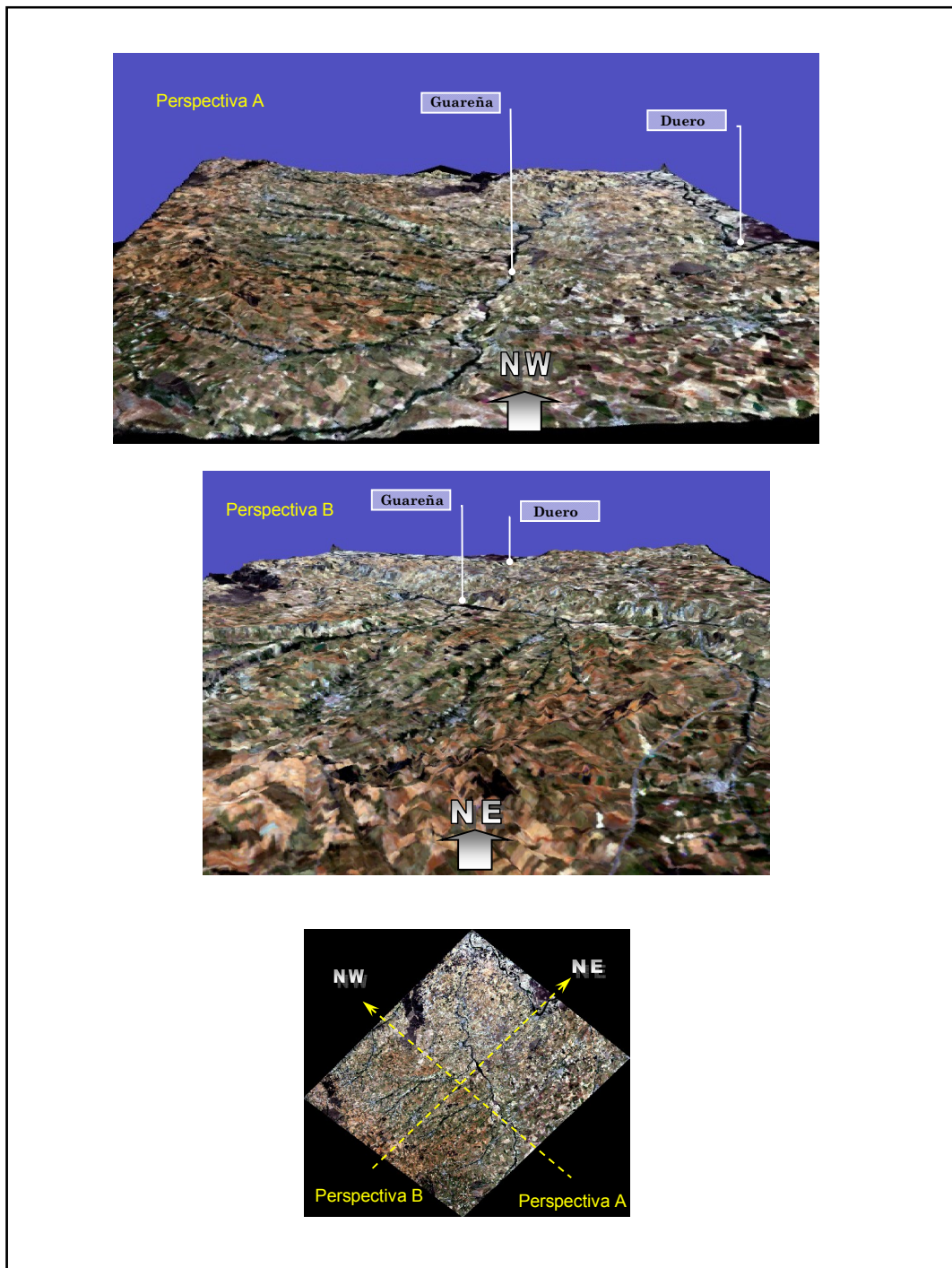


Figura 3-3. Vistas tridimensionales de la zona de estudio sobre composición RGB de Landsat ETM+. Elaboración propia.

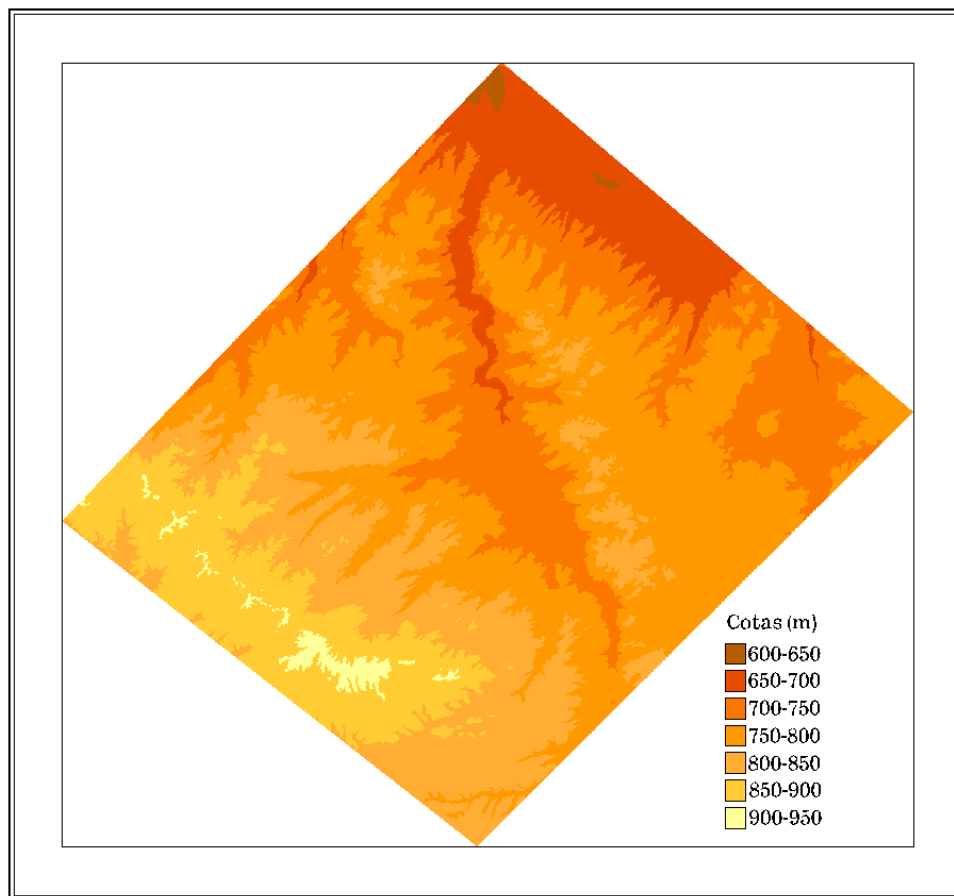


Figura 3-4. Modelo digital de elevaciones de la zona de estudio. Procede del MDT de la Junta de Castilla y León, con paso de cota 1 m y tamaño de píxel 25 m.

Geomorfológicamente, el valle de río Guareña forma parte de la cuenca sedimentaria de la Submeseta Norte. Dentro de las formaciones típicas de este paisaje, páramos, campiñas y riberas, la segunda es la que caracteriza a esta zona. Las ondulaciones de la llanura son más pronunciadas conforme más resistentes son los estratos a la erosión y menor la fuerza erosiva de las corrientes fluviales. Las pendientes, como se aprecia en la figura 3-5, son muy ligeras; prácticamente toda la zona está por debajo del umbral del 12%. Precisamente son los ríos los que conforman la segunda unidad geomorfológica, los valles, más estrechos en su cabecera y que se van ensanchando hacia la desembocadura. La transición entre valles y campiñas se realiza de forma imperceptible en la mayoría de los casos, salvo en zonas de mayor resistencia en las que el valle se presenta vertical con líneas culminantes, como es el caso de la margen derecha del río Guareña en el tramo central o el escarpe del Duero sobre el que se asienta la ciudad de Toro. En estos escarpes se producen los mayores desniveles de la zona, aunque con valores nunca superiores a 40 m.

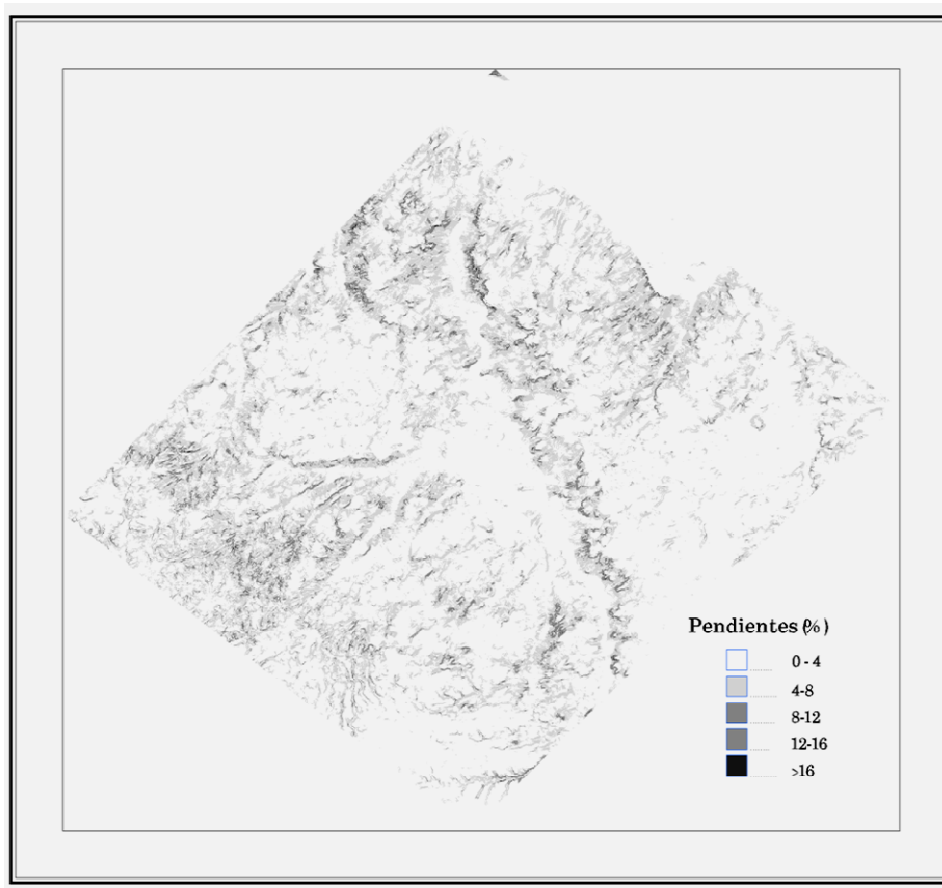


Figura 3-5. Mapa de pendientes de la zona de estudio. Elaboración propia a partir del mapa de la figura 3-4.

### 3.3. Geología, litología y suelos

Por enclavarse en la zona central de la cuenca del Duero, en el área predominan sedimentos del Mioceno y depósitos fluviales del Cuaternario sobre la gran zona del Terciario detrítico de la depresión del Duero (conglomerados, gravas, arcillas, arenas, etc.), como se observa en la figura 3-6 a escala regional.

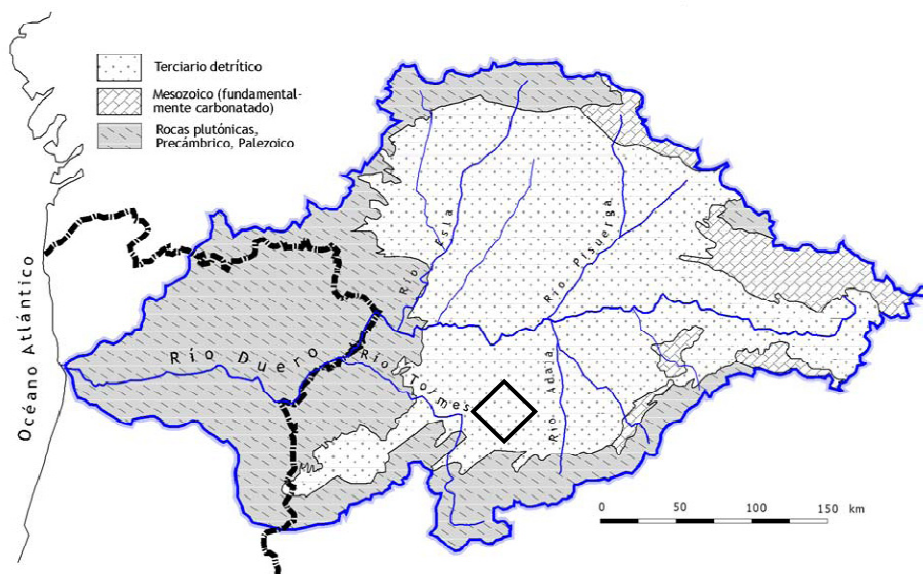


Figura 3-6. Esquema geológico simplificado de la cuenca del Duero (Sánchez-San Román, 2006).

De forma más detallada se puede recurrir a las hojas 398 y 426 del Mapa Geológico Nacional 1:50000 (MAGNA) del Instituto Geológico y Minero de España (IGME, 1980; 1981), que recogen prácticamente toda la zona de estudio y cuyo contenido se ha esquematizado en el mapa geológico-litológico de la figura 3-7.

Desde un punto de vista estratigráfico ambas hojas comprenden exclusivamente materiales terciarios (paleogénicos y miocénicos) y cuaternarios. El río Guareña y sus afluentes, con su acción erosiva, han vaciado la mayoría de los depósitos miocénicos, dejando al descubierto los sedimentos infrayacentes del Paleógeno (Maya, 1994). Por este motivo los materiales del Paleógeno se extienden por toda la zona, siendo los más antiguos los situados al NW del conjunto. Estos materiales, del Eoceno y el Oligoceno, están formados por conglomerados compactados, con cemento carbonatado o arcilloso, grises o blanquecinos, entre los que se intercalan areniscas de grano fino (IGME, 1980). Hacia el N y el E presentan estratos cruzados de arenisca (El Pego, Bóveda de Toro) y niveles limo-arenosos (IGME, 1981). El afloramiento más oriental está en la base de los escarpes sobre el Duero a su paso por Castronuño. A esta época corresponden las litofacies denominadas “Areniscas de Corrales”, “Conglomerados de Villalazán”, “Areniscas de Toro” y “Calizas de Valdefinjas”, estas últimas muy presentes a lo largo de los escarpes del Guareña. Sobre estas series detríticas paleógenas descansan formaciones sedimentarias neógenas, fundamentalmente del Mioceno Inferior (Maya, 1994). Se extienden en una gran mancha en el SO, por encima de los 850 m, en la zona más elevada del área (“facies roja de Castilla”). También forman otras dos facies características, aunque ya más alejadas: el conjunto de areniscas y conglomerados feldespáticos llamado “Areniscas de Garcihernández”, en la zona de Alaejos, y la “Facies roja de Toro”, al N del Duero.

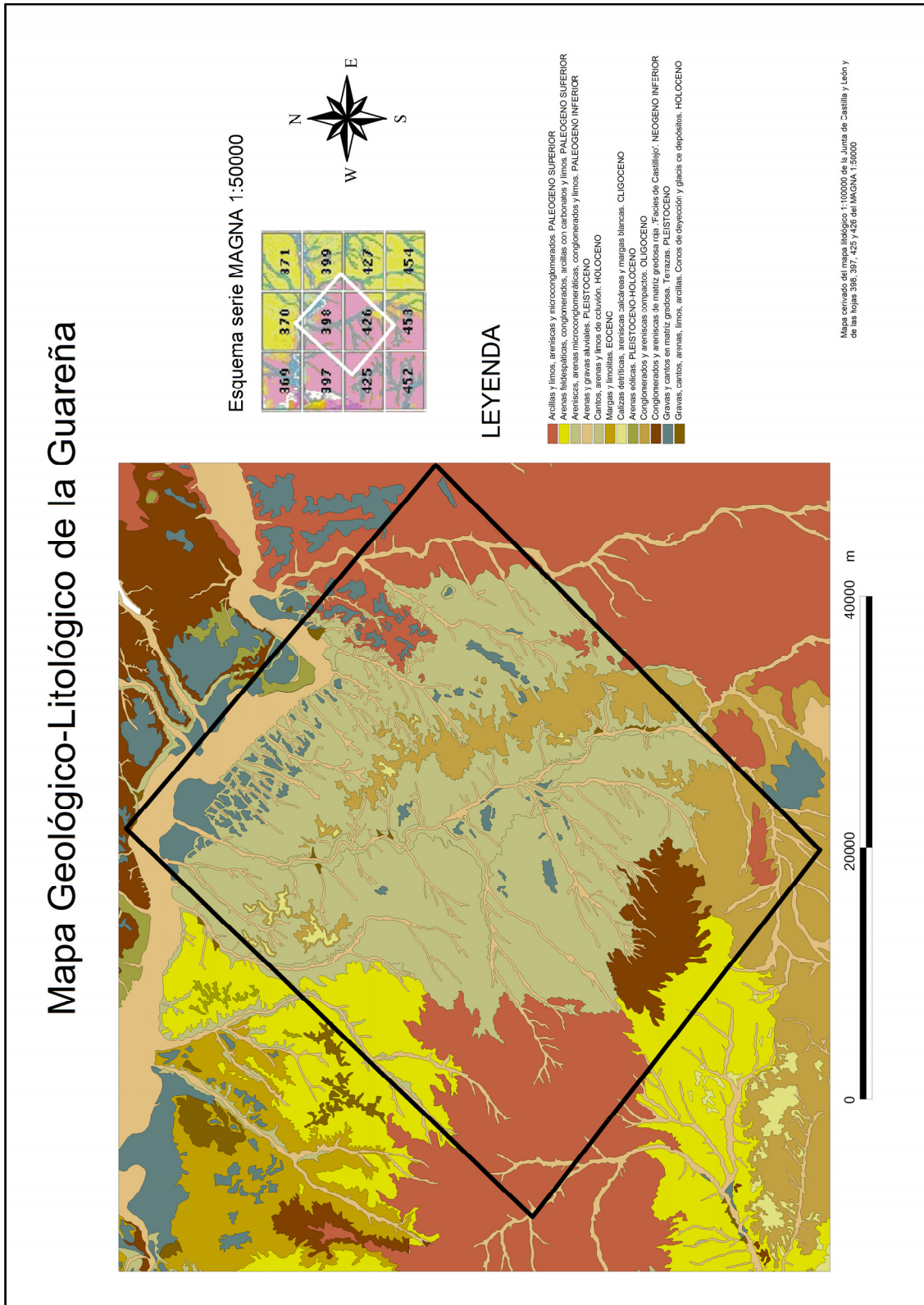


Figura 3-7. Mapa geológico-litológico de la zona de estudio. Elaboración propia a partir del mapa 1:100000 de Castilla y León y del MAGNA 1:50000.



Respecto al Cuaternario, los materiales más antiguos forman las terrazas más altas del Duero, por encima de la cota 740, que están poco conservadas. A continuación se encuentran las terrazas medias y bajas, de cantos escasamente cementados y muy remodeladas por la erosión. También han de considerarse las terrazas del río Guareña y sus afluentes, más escasas y desdibujadas. El río Guareña y su red subsidiaria han realizado una importante labor erosiva y por eso se conservan escasos niveles de terrazas, las más antiguas en torno a 750 en Bóveda de Toro. Los materiales cuaternarios más modernos se asientan en las riberas de los cursos actuales de agua en forma de depósitos de arena y gravas; también en coluviones y conos de deyección. Por último, aparecen arenas eólicas en el curso del Duero, especialmente en el meandro de Castronuño y en retazos en la zona de Fuentesauco. De forma más esquemática, en estrecha relación con el relieve, estas formaciones se pueden resumir en siete unidades fisiográficas:

**Unidad I.** Superficie llana muy antigua, sobre conglomerados y areniscas de la facies roja de Castillejo. Estos materiales pertenecen al Neógeno inferior. Dicha unidad se presenta longitudinalmente de Este a Oeste al sur de Fuentesauco, cerca de la provincia de Salamanca.

**Unidad II.** Llanuras onduladas, sobre arcillas-arenosas, areniscas y gravas pertenecientes al Paleógeno. Esta unidad fisiográfica representa la mayor superficie del área de estudio.

**Unidad III.** Calizas y areniscas calcáreas del Oligoceno. Dispuestas longitudinalmente sobre promontorios elevados a ambos lados del río Guareña.

**Unidad IV.** Terrazas fluviales (ríos Duero y Guareña).

**Unidad V.** Pequeñas llanuras sobre arenas eólicas. Destaca su presencia al Suroeste de Alaejos (Provincia de Valladolid) discurriendo paralelas a la carretera Nacional 620.

**Unidad VI.** Llanuras de inundación de los grandes ríos (depósitos aluviales de gravas y arenas, de menor antigüedad que los anteriores, pertenecientes al cuaternario) Discurren a lo largo de los cauces de los ríos Duero y Guareña.

**Unidad VII.** Fondos de valle de pequeños ríos y arroyos (depósitos aluviales de arcillas y arenas como consecuencia de la acción sedimentaria de dichos ríos).

Estas unidades fisiográficas se asocian a su vez con sendas unidades edáficas (figura 3-8). Los suelos son descritos a continuación, así como su distribución y usos en la zona:

**Unidad I.** Alisol háplico

**Unidad II.** Cambisol calcárico, Regosol éutrico, Luvisol crómico, Luvisol cálcico, Cambisol éutrico.

**Unidad III.** Leptosol calcárico, Regosol calcárico, Cambisol crómico.

**Unidad IV.** Luvisol cálcico, Luvisol crómico, Alisol háplico.

**Unidad V.** Arenosol álbico.

**Unidad VI.** Cambisol calcárico, Fluvisol calcárico.

**Unidad VII.** Gleysol éutrico, Fluvisol calcárico.

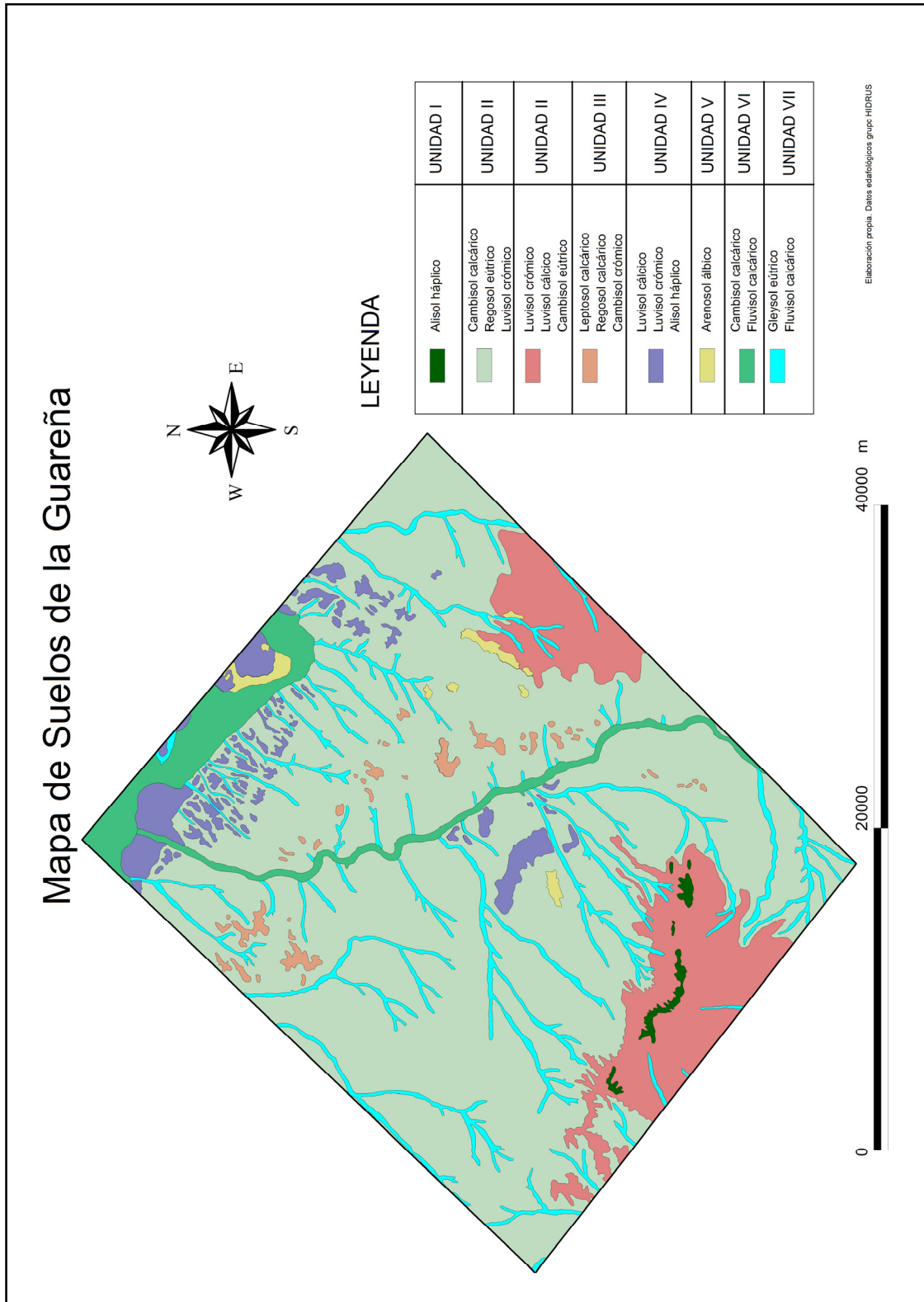


Figura 3-8. Mapa de suelos de la zona de estudio. Elaboración propia a partir de la base de datos edáfica del grupo HIDRUS.

**Alisol Háptico:** Suelo que presenta un horizonte B de acumulación de arcillas, careciendo de horizonte E. El perfil tipo es A-Bt-C. El pH en todos los horizontes es ácido. Se suelen presentar sobre areniscas, arenas y gravas, con elevado contenido en cuarzo (rocas pobres en bases). Estos suelos se localizan sobre superficies geomorfológicamente estables y muy antiguas, en este caso sobre conglomerados y areniscas del Neógeno Inferior. Estos suelos presentan muchos problemas para su utilización agrícola, debido a la acidez y baja saturación en bases. Sería necesario aplicarles grandes cantidades de cal y fertilizantes, en particular nitrógeno y fósforo. Aún así su productividad sería baja, por lo que se suelen destinar para repoblaciones forestales. En la zona estos suelos presentan una cobertura de pinos y matorral y se encuentran presentes en la zona boscosa de la divisoria de cuencas del río Duero y Guareña, en el municipio de Villaescusa.

**Cambisol calcárico:** perfil tipo ABC. Los cambisoles suelen ser unos suelos que tienen los horizontes poco contrastados, de mediano desarrollo y evolución. Se asocian a llanuras onduladas, sobre arcillas-arenosas, areniscas y gravas del Paleógeno. Son suelos que presentan unas buenas condiciones agrícolas y poseen un alto potencial de suministro de nutrientes a largo plazo, debido a que su reserva de minerales alterables es alta. Su fertilidad química es buena y además presentan buena porosidad, permeabilidad y consistencia, favorables para el laboreo. Es, en asociación con el Regosol eútrico y el Luvisol crómico, el suelo más frecuente en la zona, base de los cultivos de secano y regadío, éstos cuando hay proximidad de agua.

**Regosol éútrico:** Son suelos que tienen un horizonte desarrollado sobre sedimentos o rocas blandas. Tienen una débil evolución y desarrollo y perfil tipo AC. El horizonte A suele poseer poca materia orgánica y es de colores claros. Se presentan sobre arcillas arenosas del Paleógeno. Suelen asociarse a Leptosoles y Cambisoles y se hallan diseminados por toda la zona.

**Luvisol crómico:** Suelos que presentan un horizonte impermeable de acumulación de arcilla, en un estado de evolución muy avanzado, de gran antigüedad, normalmente asociados a condiciones muy estables en cuanto a pendiente y/o cobertura de la vegetación. Estos suelos presentan un horizonte B de color pardo fuerte a rojo. Son suelos bastante fértiles, por tener una saturación en bases relativamente alta y por la elevada retención de agua del horizonte arcilloso, incluso durante el periodo seco del verano. Es un suelo muy frecuente en la zona, asociado y distribuido en las unidades II y IV, dando zonas de laboreo.

**Luvisol cálcico:** Son suelos de gran desarrollo y evolución. Presentan un horizonte A rico en materia orgánica, textura franca y color pardo. Son suelos bastante fértiles por su alto contenido en bases y su buena capacidad de retención de agua. Estos suelos se encuentran distribuidos sobre las terrazas fluviales de los ríos Duero y Guareña.

**Cambisol éútrico:** Estos suelos presentan un perfil de tipo ABC, con horizontes poco contrastados. Son suelos de mediano desarrollo y evolución. Estos suelos se emplazan en llanuras onduladas, sobre arcillas-arenosas, areniscas y gravas del paleógeno. Son buenos suelos desde el punto de vista agrícola porque poseen un alto potencial de suministro de nutrientes, moderada o buena fertilidad química y además presentan una porosidad, permeabilidad y consistencia buenas para el laboreo. Se asocia con los dos anteriores en la unidad II, subdividida en dos grandes manchas a lo largo de la divisoria Tormes-Duero y en la zona de los municipios vallisoletanos de Torrecilla de la Orden y Castrejón de Trabancos.

**Leptosol calcárico:** Son suelos de escaso desarrollo, limitados en su base por roca dura dentro de una profundidad de 30 cm a partir de la superficie. Dicha roca se compone de calizas y areniscas calcáreas del Oligoceno, a ambos lados del río Guareña sobre zonas elevadas. Los leptosoles son de escaso o nulo aprovechamiento agrícola debido a la escasez de material enraizable y a las características topográficas desfavorables. Se pueden considerar como suelos adecuados para pastizal-forestal.

**Regosol calcárico:** son suelos que tienen un horizonte desarrollado sobre areniscas calcáreas (presentan un alto contenido en carbonatos entre los 20 y 50 primeros centímetros). Tienen una débil evolución y desarrollo. El perfil es de tipo AC, el horizonte A suele poseer poca materia orgánica y es de color claro. En la zona se disponen longitudinalmente sobre superficies elevadas a ambos lados del río Guareña y están muy erosionados.

**Cambisol crómico:** Son suelos de perfil tipo ABC con horizontes poco contrastados, un horizonte A de color pardo ócrico y un horizonte B también de color pardo rojizo. Son suelos de mediano desarrollo y evolución, aptos para la agricultura por tener un alto potencial de suministro de nutrientes, moderada o buena fertilidad química y además son porosos, permeables y de consistencia favorable para el laboreo. Dichos suelos se disponen en los márgenes del río Guareña en mesetas elevadas, junto a los dos anteriores.

**Arenosol álbico:** Suelos de textura arenosa hasta los primeros 100 cm de profundidad. Presentan como horizonte de diagnóstico un A álbico. El perfil tipo es AC o ABC. El escaso desarrollo de estos suelos se debe a que el material original es muy estable, constituido por minerales muy resistentes y difícilmente alterables (arenas de cuarzo). Estos suelos presentan una estructura suelta, textura gruesa, capacidad de intercambio de cationes muy baja, pequeña retención de agua, déficit de nutrientes (malas propiedades químicas), pero buenas propiedades físicas (buen drenaje, buena aireación, etc.). Sobre estos suelos la vegetación es escasa, debido a la rápida infiltración del agua y falta de nutrientes. Estos suelos se desarrollan sobre superficies llanas formadas por arenas eólicas, y debido a sus malas condiciones agrícolas se encuentran ocupados por pináceas (Sureste de Alaejos, Noreste de Fuentesauco y margen derecha del Duero inmediatamente después de Castronuño).

**Fluvisol calcárico:** Se trata de suelos poco evolucionados que muestran propiedades flúvicas, es decir, que reciben regularmente nuevos sedimentos debido a las crecidas de los ríos. El perfil tipo es AC. Se encuentran presentes en los márgenes de los ríos Duero y Guareña.

**Gleysol éutrico:** Se trata de suelos con hidromorfía en los primeros 50 cm (existencia de un nivel freático), es decir, suelos con horizontes moteados de color gris, azul, verde, amarillo y rojizo debido a procesos de reducción y oxidación en compuestos de hierro. Perfil tipo AC o ABC. Estos suelos se presentan en los fondos de valle de los pequeños ríos y arroyos de la cuenca, sobre depósitos aluviales de arcillas y arenas. Sobre estos suelos se encuentran formaciones de vegetación de ribera.

De forma general se puede decir que los suelos de la cuenca del río Guareña son profundos y con poca materia orgánica (Maya, 1994), moderadamente ácidos o neutros y de textura arenosa o franco-arenosa, en ocasiones con materiales arcillosos en horizontes inferiores. La escasez de humus y la carencia de oligoelementos derivados de las tareas de laboreo desde épocas inmemoriales conducen a prácticas agrícolas tradicionales de abonado, siembra de leguminosas, rotación de cultivos y períodos de retirada.

### ***3.4. Hidrogeología***

Desde un punto de vista hidrogeológico la cuenca del Duero se divide esquemáticamente en tres grandes regiones: la Cordillera Ibérica; la cuenca terciaria del Duero y los macizos montañosos circundantes. En las dos primeras se localizan los principales acuíferos y en la segunda, entre otras, se encuentra la zona de estudio (figura 3-9).

Según la zonificación de la Confederación Hidrográfica del Duero (CHD, 2006), la zona de estudio se halla en la región denominada Bajo Duero, con el paso de este río en su curso medio (figura 3-10). La zona de estudio se enclava en la unidad hidrogeológica de los Arenales, denominada 02.17 y localizada en el sector meridional de la depresión del Duero, entre las provincias de Segovia, Ávila, Valladolid, Zamora y Salamanca. El río más importante es el Guareña, con una longitud de 63.2 km, una superficie de cuenca de 1097 km<sup>2</sup> y una aportación media anual de 64 hm<sup>3</sup>.

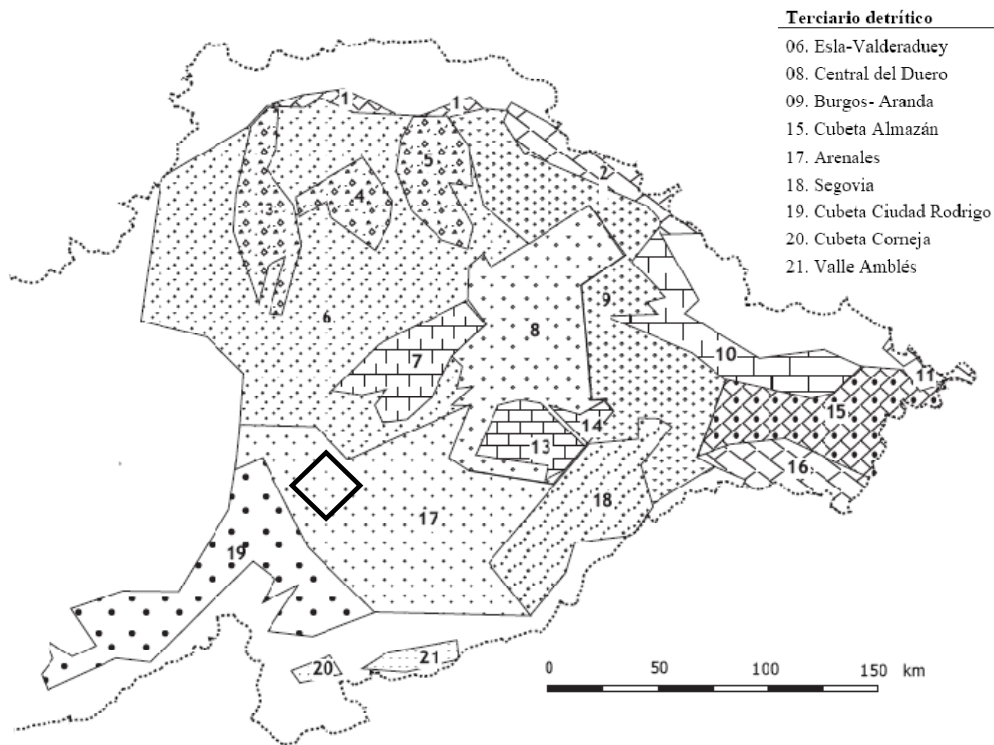


Figura 3-9. Unidades hidrogeológicas de la cuenca del Duero (Sánchez-San Román, 2006). Se indica la zona de estudio.

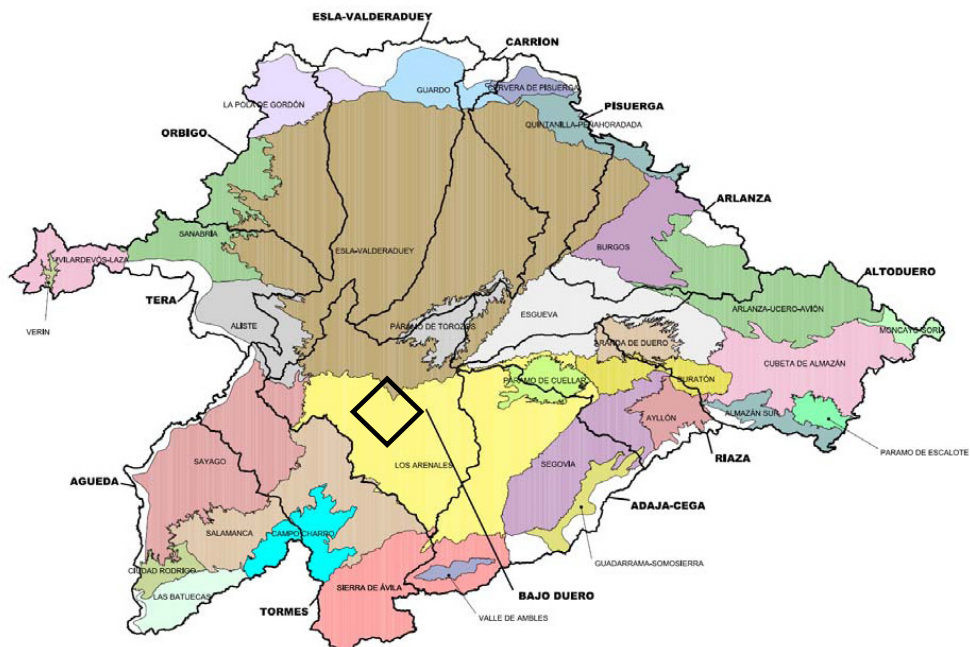


Figura 3-10. Acuíferos y regiones hidrográficas en la cuenca del Duero (CHD, 2006). Se indica la zona de estudio.

Los acuíferos de la cuenca terciaria del Duero se agrupan en acuíferos superficiales y acuíferos profundos. Los acuíferos superficiales se caracterizan por su proximidad a la superficie del terreno, su escaso espesor y su comportamiento como acuíferos libres. Se recargan por la infiltración de la lluvia y los excedentes de riegos con aguas superficiales. Su capacidad de almacenamiento es relativamente pequeña y sus recursos se ven afectados durante los periodos de sequía. A este grupo pertenecen los acuíferos superficiales de los Arenales de la zona al sur del Duero y los aluviales del río Guareña y Zapardiel. Están constituidos por arenales cuaternarios a una profundidad entre 5 y 20 m, que dan nombre a la unidad hidrogeológica. Respecto a los acuíferos profundos, el acuífero llamado también de los Arenales, de más de 7500 km<sup>2</sup>, comprendido entre el sur del Duero, el Sistema Central y el curso del río Tormes, tiene un espesor que alcanza los 1000 m en su límite norte. La recarga de este acuífero se produce por infiltración directa de la lluvia sobre el terreno y el cauce de los ríos, por los acuíferos superficiales suprayacentes y por entradas laterales procedentes de los acuíferos calcáreos circundantes. Las descargas se producen fundamentalmente en el río Duero, en el límite norte del acuífero, y por extracciones de sondeos para la agricultura, que han producido una bajada del nivel freático regional de varias decenas de metros, desconectándose incluso de los cauces menores. Por ello algunos de los caudales de la parte alta de afluentes del Duero (Guareña, Trabancos, Zapardiel) se han convertido prácticamente en efímeros, con la aportación única de la escorrentía superficial y la lluvia, manteniéndose secos buena parte del año.

### 3.5. Caracterización climatológica

Además de las estaciones meteorológicas instaladas y mantenidas expresamente para la red REMEDHUS, en la zona se distribuyen varias estaciones de la Agencia Estatal de Meteorología (AEMet) con datos de precipitación, y algunas de temperatura. La distribución espacial de las estaciones se presenta en el anexo A y sus coordenadas en la tabla 3-1. Los datos que arrojan estas estaciones, para los registros comprendidos durante el período 1961-2000, se indican en las tablas 3-2, 3-3 y 3-4 y las figuras 3-11 y 3-12, y se resumen a continuación.

Observatorios	Provincia	Período observación	Años	Latitud	Longitud	Altitud	Indicativo de la AEMet
<i>Ataejos</i>	<i>Valladolid</i>	<i>1942-2000</i>	59	41°18'30" N	5°12'57" W	754 m	530
<i>Argujillo</i>	<i>Zamora</i>	<i>1967-2000</i>	34	41°18'40" N	5°35'17" W	769 m	561
<i>Castronuño</i>	<i>Valladolid</i>	<i>1960-2000</i>	41	41°23'10" N	5°15'52" W	705 m	531
<i>Fuentesaúco</i>	<i>Zamora</i>	<i>1967-2000</i>	34	41°13'55" N	5°29'52" W	802 m	555
<i>La Bóveda de Toro</i>	<i>Zamora</i>	<i>1967-2000</i>	34	41°20'35" N	5°24'37" W	696 m	557
<i>Toro-Iberduero</i>	<i>Zamora</i>	<i>1961-1997</i>	37	41°31'15" N	5°23'47" W	735 m	560 B

Tabla 3-1. Localización de las estaciones meteorológicas (AEMet) en la zona de estudio.

LA ZONA DE ESTUDIO

Observatorios	Invierno			Primavera			Verano			Otoño			Año
	E	F	M	A	M	J	Jl	A	S	O	N	D	Media
<i>Alaejos</i>	29.8	24.9	24.8	31.0	40.0	24.7	13.3	6.9	24.7	32.1	36.9	34.9	<b>324.1</b>
<i>Argujillo</i>	45.1	39.1	25.8	41.3	49.3	34.4	19.3	13.0	25.7	40.1	47.5	48.5	<b>429.1</b>
<i>Castronuño</i>	37.4	32.7	24.6	36.4	49.3	30.7	15.5	9.1	27.2	40.7	45.3	41.8	<b>390.8</b>
<i>Fuentesaúco</i>	45.1	35.9	26.1	44.8	50.8	31.3	14.9	12.3	27.9	44.8	48.7	49.7	<b>432.2</b>
<i>La Bóveda de Toro</i>	34.8	27.9	19.3	38.9	43.0	29.1	16.4	11.5	23.9	36.4	39.5	39.2	<b>359.8</b>
<i>Toro-Iberduero</i>	40.7	33.2	22.6	35.5	40.3	33.7	15.1	8.3	26.0	37.7	43.6	38.3	<b>374.9</b>

Tabla 3-2. Precipitación media mensual y anual (mm) de las estaciones meteorológicas (AEMet) en la zona de estudio.

Observatorios	Invierno			Primavera			Verano			Otoño			Año
	E	F	M	A	M	J	Jl	A	S	O	N	D	Media
<i>Castronuño</i>	3.9	5.7	8.0	10.0	13.4	17.8	21.6	21.2	17.9	12.9	8.0	4.6	<b>12.1</b>

Tabla 3-3. Temperatura media mensual y anual (°C) en Castronuño, única estación (AEMet) con registros térmicos en la zona de estudio.

Observatorios	Invierno			Primavera			Verano			Otoño			Año
	E.	F.	M.	A.	M.	J.	J.	A.	S.	O.	N.	D.	Media
<i>Castronuño</i>	9.5	15.4	29.6	42.8	69.9	101.5	132.7	120.7	85.3	51.4	23.9	11.3	<b>693.9</b>

Tabla 3-4. Evapotranspiración potencial media mensual y anual (mm) calculadas en la estación de Castronuño por el método de Thornthwaite.



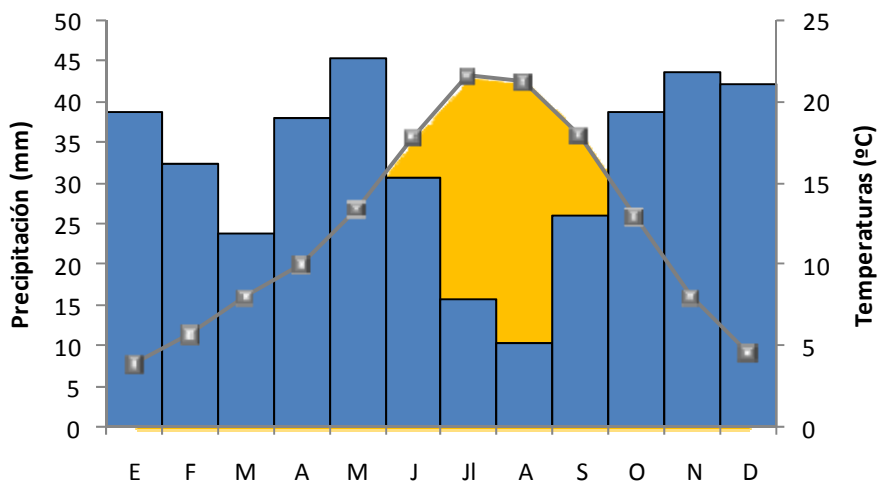


Figura 3-11. Climograma medio de las estaciones meteorológicas (AEMet) de la zona de estudio.

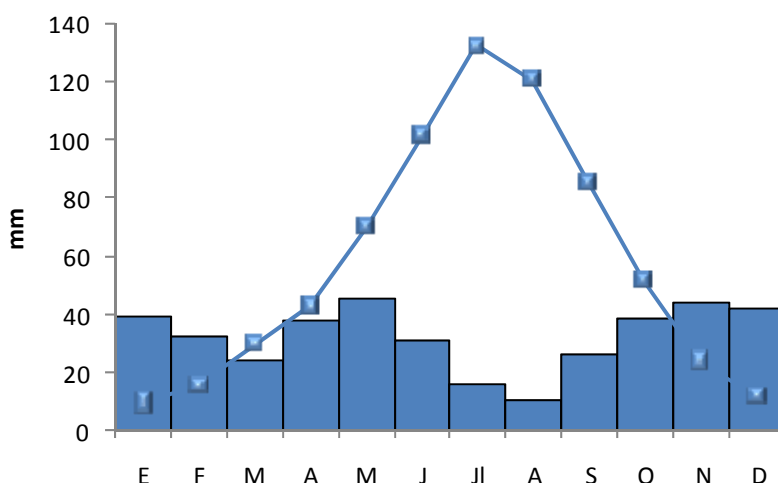


Figura 3-12. Diagrama de balance de agua con datos mensuales de evapotranspiración potencial (línea) frente a precipitación (barras) en la zona de estudio.

- **Precipitaciones:** a escala anual, la media de las 6 estaciones es de 385.2 mm, oscilando entre los 324.1 mm de Alaejos y los 432.2 de Fuentesauco, lo que refleja la existencia de un gradiente pluviométrico longitudinal y altitudinal, con una diferencia entre el más occidental (Argujillo) y el más oriental (Alaejos) de 105 mm en 30 km, debido probablemente a la acción del relieve (figura 3-13). En ninguno de los seis observatorios la cantidad de precipitación anual máxima sobrepasa los 700 mm (Fuentesauco, 698.5 mm en 1979), y el valor mínimo lo registra en 1964 Castronuño, con 138.4 mm. La oscilación pluviométrica interanual varía dependiendo del

observatorio: 473 mm en Castronuño, como representante de la máxima oscilación, y 310 mm en La Bóveda de Toro, como ejemplo de la menor. El reparto anual de precipitaciones es muy desigual, siendo los valores mínimos en julio y agosto, ambos por debajo de los 20 mm. En verano el agua se presenta en forma de tormentas irregulares y tiene escasa repercusión en el almacenamiento del suelo. Los meses de máximos son los otoñales: octubre, noviembre y diciembre, y ya entrado el invierno, en enero. También hay un máximo en los meses de primavera de marzo y abril, coincidiendo con el máximo de actividad vegetativa de los cultivos de secano y los pastos. La precipitación en forma de nieve no es muy frecuente en la zona, registrándose en los meses de enero y febrero, aunque con frecuencia el período de heladas y episodios intempestivos de nieve se prolonga hasta abril o incluso mayo.

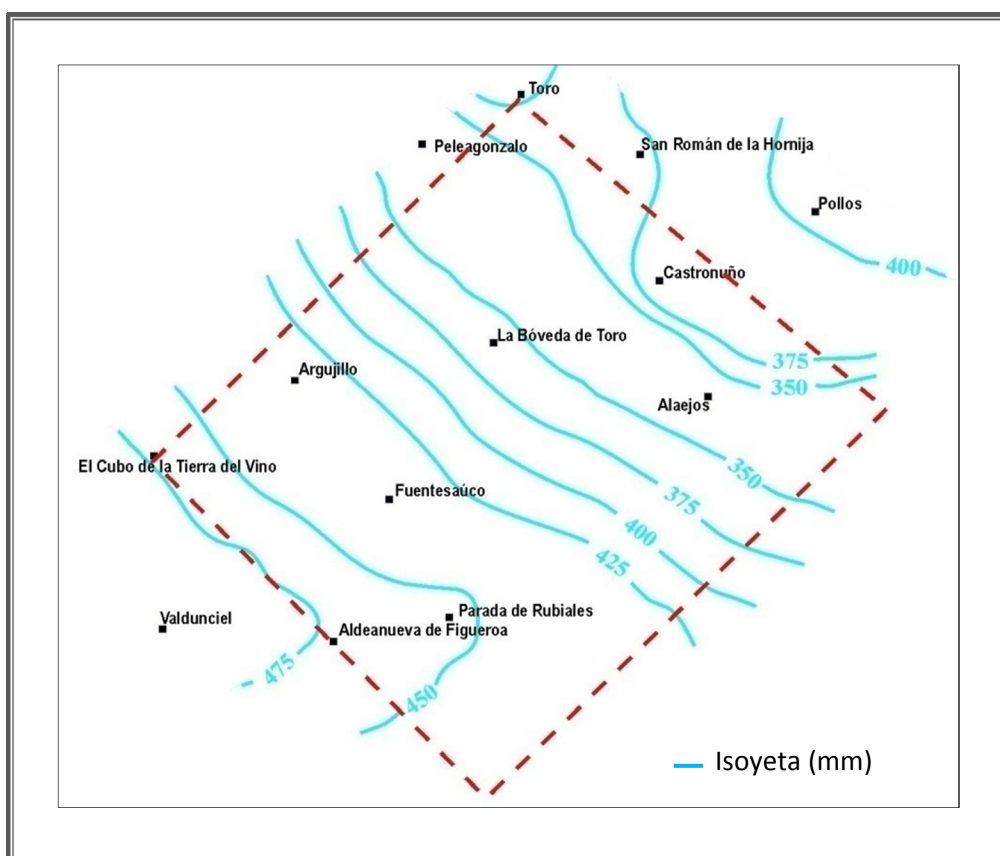


Figura 3-13. Mapas de isoyetas de la zona de estudio. Elaboración propia a partir de los datos de precipitación de las estaciones AEMet.

- **Temperaturas:** la media anual es de 12.1°C. Enero es el mes más frío (4°C) y julio el más cálido (21.7°C). Tres meses al año (de diciembre a febrero) registran una

temperatura media inferior a los 6°C. El número anual medio de días de helada (temperatura mínima diaria  $\leq 0^{\circ}\text{C}$ ) asciende a 60.5, que se extienden a lo largo de los meses de noviembre a abril. El número de días de verano (temperatura máxima diaria  $\geq 25^{\circ}\text{C}$ ) es de 92, desde junio a septiembre. Entre ambos períodos se sitúan una inestable primavera, con valores muy irregulares de temperatura, y un otoño muy corto de transición entre el verano y el invierno. Por último, los registros térmicos extremos de toda la serie son  $-15.3^{\circ}\text{C}$  como mínima absoluta (enero de 1971) y  $39.6^{\circ}\text{C}$  como la máxima (julio de 1969), que revelan un rango de la oscilación de  $54.9^{\circ}\text{C}$ , lo cual ratifica ese carácter continental; como lo evidencia también un índice de continentalidad de Gorczynski de 25.5 (Font-Tulot, 2000).

- La evapotranspiración potencial anual es de 693.9 mm, obtenida por el método Thornthwaite en la estación de Castronuño. El período de aridez corresponde a los meses de junio, julio, agosto y septiembre, considerando como tal el definido a partir del climograma con el índice de Gaussen,  $2T(^{\circ}\text{C}) \geq P(\text{mm})$ , (Bagnouls y Gaussen, 1953). El balance hídrico global, considerado como la diferencia entre evapotranspiración potencial y precipitación, es negativo, con un valor de 303.1 mm para la estación de Castronuño, única de la que se disponen datos de evapotranspiración potencial. Existe déficit hídrico salvo los meses de noviembre, diciembre, enero y febrero. En los meses de primavera (marzo, abril y mayo), pese al déficit, se almacena agua en el suelo como consecuencia de las lluvias invernales, lo que será aprovechado por las plantas en sus fases de nacimiento y crecimiento. A partir de junio, debido al ascenso de temperaturas, se eleva la evapotranspiración y disminuye la humedad del suelo. El proceso se invierte con la bajada de temperaturas y la aparición de las lluvias en septiembre, comenzando el proceso de almacenamiento en el suelo.

De forma resumida, los rasgos básicos que caracterizan al clima son inviernos más o menos rigurosos, tanto por el frío como por su larga duración, y veranos secos, propios del clima mediterráneo, con altas temperaturas durante una o dos semanas como promedio. La conjunción de estas dos características, a la que se une una altitud media superior a los 700 m, favorecen la constatación de una tercera: la continentalidad. La escasez de precipitaciones obedece, fundamentalmente, al emplazamiento central y deprimido que tiene la zona en el contexto topográfico de la cuenca del Duero respecto a las situaciones sinópticas que originan la mayoría de las precipitaciones: perturbaciones atlánticas desde finales de septiembre hasta bien entrada la primavera. Las precipitaciones estivales debidas a las tormentas de calor apenas descargan la suficiente cantidad de agua como para interrumpir la sequía fisiológica de cultivos y vegetación natural. Los otoños y las primaveras presentan con frecuencia días de características invernales, con heladas tempranas o tardías, de fuerte impacto en la agricultura.

### ***3.6. Agricultura y paisaje***

El panorama climático, hidrológico y edafológico descrito en los apartados anteriores es el escenario de la actividad mayoritaria en la zona, la agricultura, y por tanto del uso del agua. Las magnitudes climáticas describen una situación poco favorable para los cultivos. Déficit hídrico e irregularidad en las precipitaciones conducen a cultivos adaptados a situaciones críticas, principalmente herbáceos de secano (cereales y leguminosas de grano), que además de no necesitar más aportación que el agua de las precipitaciones se ven favorecidos por los rigores del invierno para su vernalización y posterior floración.

Las estaciones marcan el ritmo de las tareas agrícolas, condicionadas por la temperatura y la precipitación: sementera en octubre, cosecha en julio y preparación de las tierras hasta nueva siembra. El desarrollo económico, y especialmente el impulso de la Política Agraria Común (PAC), han hecho ampliar los tradicionales huertos familiares y pastizales cercanos a accesos de agua hacia cultivos intensivos de regadío, aprovechando los máximos de temperatura estival para un mayor rendimiento. Los tradicionales pozos que abastecían los huertos mediante riego por gravedad, cuyas aguas proceden del acuífero superficial (no más de 10 m de profundidad), han dado paso a sondeos y perforaciones más profundos que abastecen de agua a parcelas de varias hectáreas mediante riego por aspersión. Además, como está ocurriendo en otras zonas de Castilla y León, la modernización de las infraestructuras de regadío -en este caso en las inmediaciones del río Duero con los canales de Toro-Zamora y San José- facilita la transformación a cultivos de regadío. Entre éstos, los cultivos más frecuentes son el maíz, la patata y la remolacha azucarera, aunque para el caso de la última se ha producido un descenso notable debido a la reforma de la PAC de 2006.

Los suelos predominantes son profundos, próximos al nivel freático, de estructura franco-arenosa que facilita el drenaje, pero escasos de humus. Dan lugar a tierras adecuadas para el laboreo con una necesidad de aportación de nutrientes, bien como abonos naturales o con el uso de cultivos como las leguminosas. El paisaje edáfico es el característico de las llamadas “tierras pardas”, que descansan sobre areniscas en forma de llanuras, y dan el aspecto estepario característico de la zona (figura 3-14):



*Figura 3-14. Paisaje estepario en la zona de estudio.*

En los suelos más arenosos se cultiva la vid (figura 3-15), con buenas condiciones de drenaje, retención de agua en capas inferiores y penetración de aire y raíces. La vid se ve favorecida además por las condiciones climáticas: el alto número de horas de sol, atemperadas por la altitud y los contrastes de temperatura, exaltan la aromaticidad y elegancia de los vinos de esta región; aunque las producciones son bajas.



*Figura 3-15. Viñedo en espaldera (a) y en vaso (b) en el área de estudio.*

En esta zona no es frecuente el uso del riego para la vid; y si se ha implantado en alguna de las nuevas explotaciones de viñedo es, en cualquier caso, un riego deficitario para mantener el potencial vegetativo, y no para mejorar la producción.

En los suelos de menor aptitud agrícola, y generalmente en los pagos más elevados, se conservan pequeñas extensiones de bosque autóctono, representado especialmente por la encina (*Quercus ilex*), matorrales y parameras; superficies que han sido paulatinamente desplazadas a lo largo de la historia en beneficio de su uso agrícola. En la zona esta superficie se extiende en forma manchas dispersas por toda la zona, pero es significativo el bosque de los términos de El Pego, Valdefinjas y Venialbo, que está siendo motivo de recientes actuaciones de conservación. También son frecuentes, aunque de poca extensión, las repoblaciones con bosquetes de pináceas con fines industriales (*Pinus pinea* y *Pinus pinaster*). En las vegas de los ríos se conservan algunos pastizales y sotos ribereños (figura 3-16)



Figura 3-16. Pastizales y vegetación de ribera en el área de estudio.

Tanto en el caso de los cultivos de secano como en el de la vid, la dependencia directa con las variables climáticas impone un delicado equilibrio para las producciones, que pueden verse fácilmente arruinadas por episodios de heladas tempranas o tardías, períodos de sequía, pedrisco, malas condiciones para la siembra o la recolección, etc. Las producciones de cebada y trigo en régimen de secano a duras penas superan los 3000 kg/ha, lo que supone la mitad de la producción en régimen de regadío. En años muy favorables, como ocurrió en 2007 y 2008, el rendimiento puede llegar a 4000 kg/ha. El viñedo tiene un rendimiento bajo, que no llega a los 4000 kg/ha, frente a los 7500 que produce de media el viñedo en regadío en Castilla y León (fuente: Estadísticas Agrarias de la Junta de Castilla y León).

La industria agroalimentaria en la zona también se ha desarrollado de forma importante, al igual que en toda la comunidad de Castilla y León. Destacan las industrias vinícolas, las de lácteos y derivados (la principal ganadería en la zona es la

ovina) y las de leguminosas (garbanzo de Fuentesauco). Como ya se ha dicho, la actividad económica predominante es la agricultura, destacando la labor en secano (65%), los herbáceos en regadío (9.9%) y el viñedo en secano (5,6%), según la clasificación del Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino.

Debido al carácter estepario de la zona, a su localización geográfica y a la presencia de agua en forma de cursos estables o lavajos diseminados, es una zona de paso de aves migratorias. En la zona se enclava el espacio ZEPA (Zona de Especial Protección de Aves), perteneciente a la Red Natura 2000, denominado Llanuras del Guareña, relevante por su población de avutardas (*Otis tarda*), aguilucho pálido (*Circus cyaneus*) y sisón (*Tetrax tetrax*). Está comprendida casi en su totalidad en la zona de estudio. Este espacio linda por el E con otra ZEPA, la Tierra de Campiñas, muy similar a la primera. Por último, al norte del Duero, en su paso por el gran meandro de Castronuño (figura 3-17), se encuentra la ZEPA Riberas de Castronuño, que está declarada además Lugar de Interés Comunitario (LIC) dentro de la Red Natura 2000 y es Espacio Natural de la Junta de Castilla y León.



Figura 3-17. Vista del Duero a su paso por el Espacio Natural de Riberas de Castronuño.





## 4. LA RED REMEDHUS

### 4.1. Diseño y objetivos

En la primavera de 1999 se instaló en la zona de estudio la Red de Estaciones de Medición de la Humedad del Suelo (REMEDHUS) (figura 4-1). En ese primer momento la red contaba con 23 estaciones de humedad del suelo y una cuenca experimental con una estación meteorológica automática y una estación de aforo de caudal.

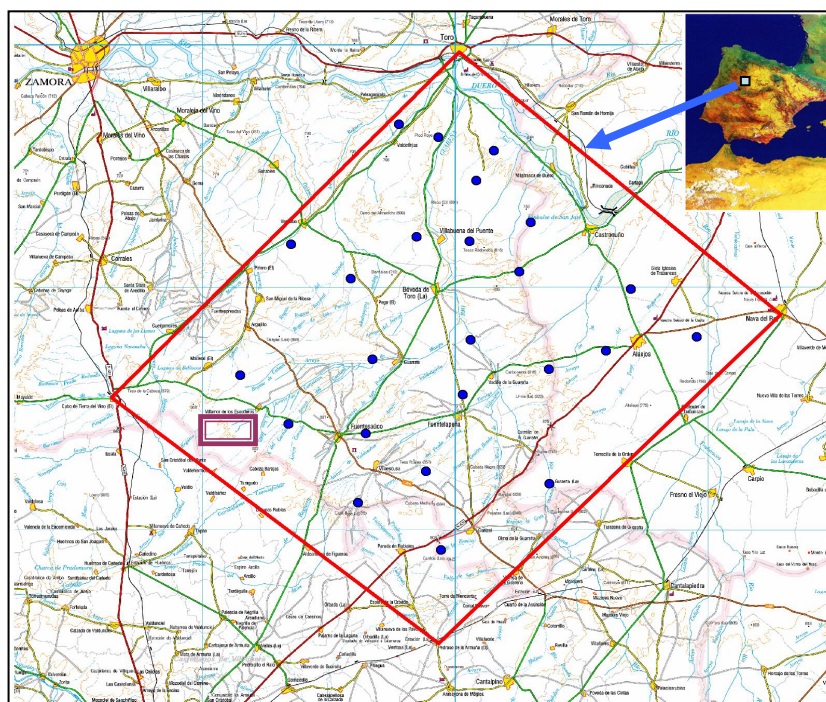
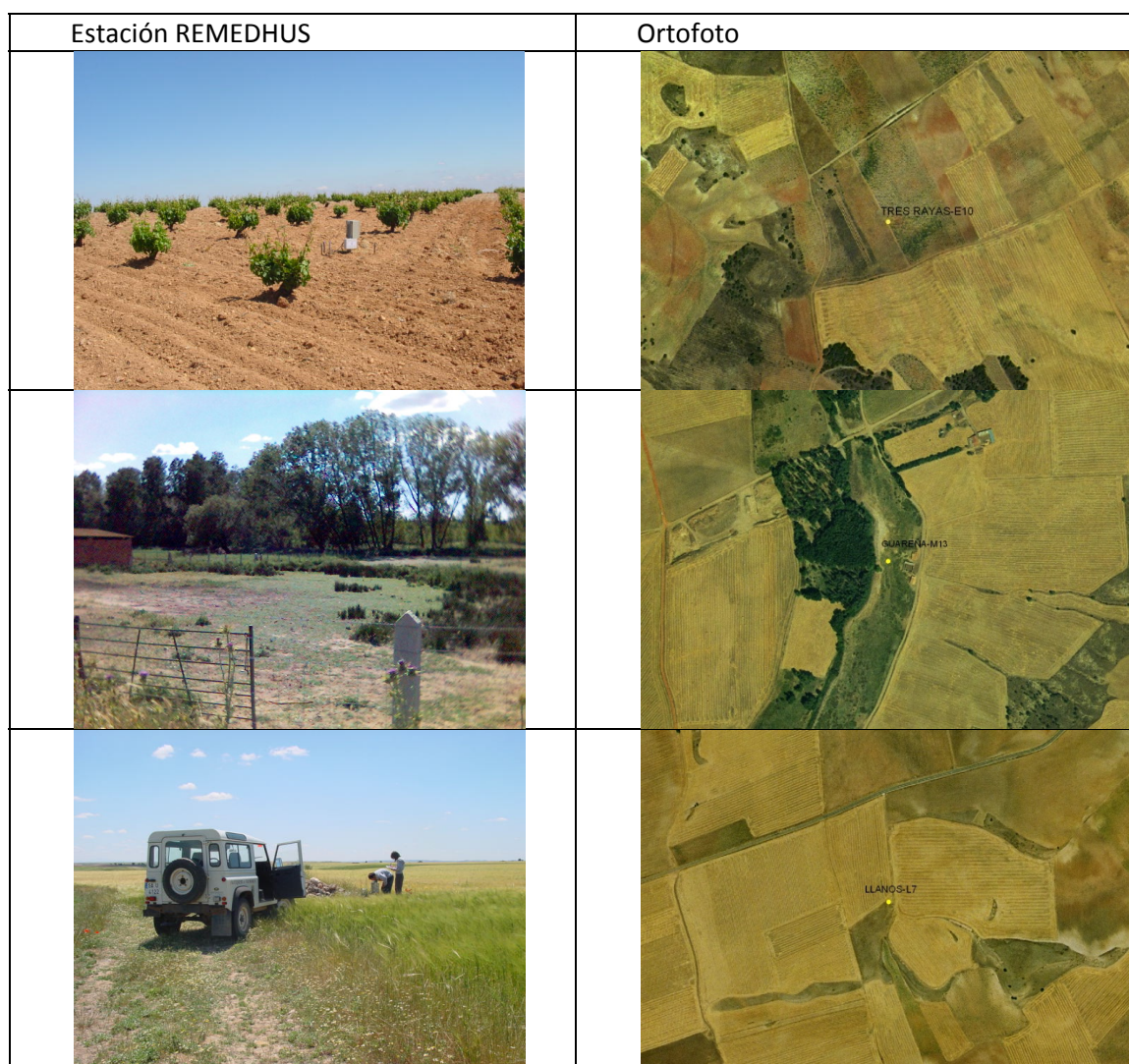


Figura 4-1. Mapa de las estaciones REMEDHUS sobre la zona de estudio (fuente cartográfica BCN 200 del IGN). Se indica también la localización de la cuenca experimental de Villamor.

El objetivo primordial de esta red fue el de llevar a cabo un seguimiento de la evolución de la humedad del suelo en la zona ya descrita, y especialmente sobre los usos predominantes: herbáceos de secano y regadío, viñedo y forestal-pastizal. Por esta razón todas las estaciones se han instalado en parcelas con estos usos, intentando que su posición interfiera lo menos posible en las labores agrícolas. En la figura 4-2 se representan algunas de las estaciones sobre los distintos usos.



*Figura 4-2. Fotografías de tres estaciones REMEDHUS en viña, forestal-pradera y cereal de secano, acompañadas de su localización sobre las ortofotos procedentes de la Junta de Castilla y León.*

Como complemento a esta red a escala de cuenca general, se planteó un estudio hidrológico más detallado de una pequeña cuenca (Cuenca Experimental de Villamor) para analizar el comportamiento espacial y cuantitativo de la humedad del suelo con el cambio de escala. Para ello se diseñó otra mini-red (figura 4-3) en las cercanías del municipio de Villamor de los Escuderos (Zamora) en dos transectos con siete y cuatro estaciones en cada uno. En la zona intermedia de la sub-cuenca se instaló una estación meteorológica automática, y en la desembocadura, un aforador automático de caudal (figura 4-4).

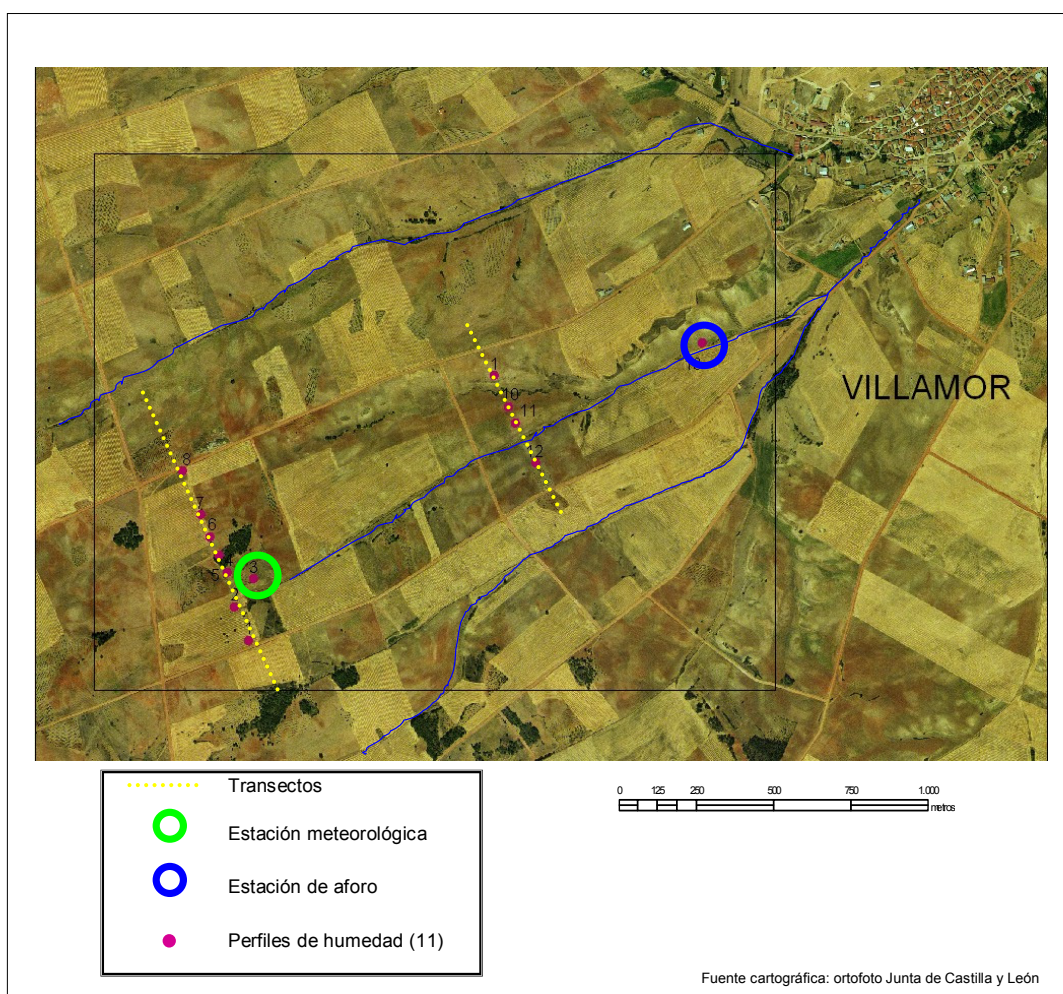


Figura 4-3. Configuración de la cuenca de Villamor sobre la ortofoto de la Junta de Castilla y León.



*Figura 4-4. Estación meteorológica y aforador de caudal en la cuenca experimental de Villamor.*

## ***4.2. Seguimiento de la evolución temporal de la humedad del suelo***

Cada estación está compuesta por un perfil de suelo equipado con sondas TDR de dos varillas (Martínez-Fernández y Ceballos, 2001) insertadas horizontalmente a 5, 25, 50 y 100 cm de profundidad. Las sondas fueron introducidas en la pared inalterada del perfil excavado y se colocaron horizontalmente, paralelas a la dirección de la máxima pendiente de la ladera. Una vez instaladas, el perfil fue restaurado, evitando al máximo la perturbación del suelo. Tras un periodo de unos dos meses para la estabilización del suelo, se han venido realizando mediciones de la humedad del suelo cada dos semanas en cada estación de manera ininterrumpida.

Para llevar a cabo las mediciones mediante el método TDR se emplea un ecómetro Tektronix 1502C como generador de ondas electromagnéticas (figura 4-5). Las ondas se analizan visualmente en el campo, siguiendo el método descrito por Cassel et al. (1994), y el contenido de agua del suelo se obtiene usando la fórmula propuesta por Topp et al. (1980). Previamente a las mediciones en el campo, el método fue validado en laboratorio mediante monolitos de suelo inalterado (Martínez-Fernández y Ceballos, 2001). Para verificar la aplicabilidad de la fórmula se utilizó como método de referencia el gravimétrico, tal y como sugieren Zegelin et al. (1992).

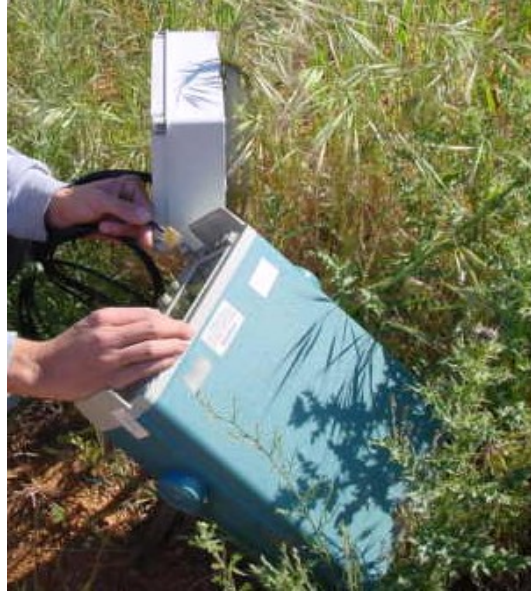


Figura 4-5 Medida directa en campo en ecómetro conectado a las sondas enterradas en el perfil.

El método TDR utiliza la correlación existente entre el tiempo de tránsito de una onda electromagnética introducida en el suelo, la constante dieléctrica de éste y la cantidad de agua edáfica (Cassel et al., 1994). La constante dieléctrica del suelo es la propiedad que determina dicho tiempo de tránsito. La velocidad de propagación,  $V_p$ , de la onda generada por el TDR y recibida por el ecómetro viene dada por:

$$V_p = \frac{l}{t} \quad [19]$$

siendo  $l$  la distancia a la que viaja la onda a lo largo de la línea de transmisión y  $t$  el tiempo requerido. Como quiera que el ecómetro registra el viaje de ida y vuelta a lo largo de las líneas de transmisión, quedaría:

$$V_p = \frac{2l}{t} \quad [20]$$

siendo  $l$  la longitud de las varillas de la sonda o líneas de transmisión. La velocidad de propagación de una onda también puede escribirse como:

$$V_p = \frac{c}{\sqrt{K}} \quad [21]$$

donde  $c$  es la velocidad de la luz y  $K$  la constante dieléctrica del medio. Igualando las ecuaciones [20] y [21], y despejando  $K$ :

$$K = \left( \frac{ct}{2l} \right)^2 \quad [22]$$

Topp et al. (1980), a partir de la experimentación con un amplio rango de materiales porosos y contenidos de humedad, obtuvieron la siguiente ecuación empírica que relaciona  $K$  y el contenido de humedad volumétrica del suelo,  $\theta$  ( $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$ ):

$$\theta = -5.3 \times 10^{-2} + 2.92 \times 10^{-2} K - 5.5 \times 10^{-4} K^2 + 4.3 \times 10^{-6} K^3 \quad [23]$$

La universalidad de esta ecuación ha permitido la utilización del TDR en suelos muy diferentes y ambientes contrastados. Como ya se ha señalado, al principio del trabajo en REMEDHUS se comprobó en laboratorio la validez de dicha ecuación para los suelos de la zona.

### ***4.3. Caracterización hidrodinámica de los suelos***

En la primera fase de REMEDHUS se realizó una caracterización hidrodinámica de todos los suelos en los que se instalaron estaciones de medición. La caracterización hidrodinámica se llevó a cabo mediante monolitos de suelo inalterados. Los monolitos se extrajeron en cada estación a las mismas profundidades a las que se instalaron sondas de humedad, con un total de 92 muestras duplicadas. Además, se realizó una caracterización adicional de la zona recogiendo cilindros de muestras superficiales en los puntos centrales de una cuadrícula de una malla de  $3 \times 3 \text{ km}^2$  distribuida por toda la zona de estudio (147 muestras duplicadas).

El esquema metodológico se basa en la utilización de muestras de suelo con estructura conservada para el análisis de sus propiedades hídricas en laboratorio. Las muestras se extraen del suelo en cilindros metálicos ( $100 \text{ cm}^3$  de volumen) que, manejados adecuadamente, permiten trabajar en condiciones de no alteración, sobre

todo desde el punto de vista estructural. Con la utilización de estos cilindros se consigue determinar, de manera inmediata, la densidad aparente de las muestras de suelo, variable física de gran interés para entender el funcionamiento hidrológico de los suelos.

Para la medida y estimación de la capacidad de retención hídrica de los suelos, la medición de la curva de retención  $\theta(h)$  se hace en laboratorio mediante el método del recipiente de tensión hídrica (Martínez-Fernández, 1990) combinado con el uso de la membrana a presión. El método se basa en el principio del medio poroso, que consiste en la aplicación de una succión al suelo a través del mismo, variable en función de la tensión ejercida. Se fundamenta en la equiparación de la tensión de la humedad del suelo a una presión aplicada a un medio poroso saturado en agua con el que se encuentra en estrecho contacto.

El método permite medir simultáneamente en varias decenas de muestras los valores de la curva de retención de humedad entre una tensión de 0 Atm (saturación) y 0.2 Atm. El resto, hasta 15 Atm, se completa con la utilización de la membrana a presión. En total, este método permite medir hasta nueve puntos de la curva de retención, número más que suficiente para afrontar la estimación mediante modelización de la curva completa, que es el objetivo final. Para ello se utiliza el modelo de Van Genuchten (1980):

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_{sat} - \theta_r)}{[1 + (\alpha h)^n]^m} \quad [24]$$

donde  $h$  es la carga hidráulica,  $\theta_{sat}$  y  $\theta_r$  son el contenido de humedad del suelo en función de la tensión (a saturación y el residual, respectivamente) y  $\alpha$ ,  $n$  y  $m$  son parámetros a estimar. Se emplea la modificación sugerida por Van Genuchten y Nielsen (1985), por la que  $m = 1 - 1/n$ , reduciendo así a dos el número de parámetros. Para realizar el ajuste se ha utilizado el paquete informático RETC (Van Genuchten et al., 1991). A partir del ajuste de la curva al modelo citado se obtienen los valores del contenido de humedad a saturación  $\theta_{sat}$  (0 Atm), capacidad de campo  $\theta_{cc}$  (-0.33 Atm) y punto de marchitez  $\theta_{PM}$  (-15 Atm).





## 5. MÉTODOS OPERATIVOS DE TELEDETECCIÓN ÓPTICA

### ***5.1. Obtención de las series temporales de reflectividades y NDVI de Landsat 7 ETM+***

#### ***5.1.1. Características del sensor ETM+***

El satélite Landsat 7<sup>6</sup> es el más reciente lanzamiento del programa de observación terrestre Landsat de la agencia americana NASA (*Nacional Aeronautics and Space Administration*). Fue lanzado en abril de 1999, su órbita heliosíncrona se sitúa a 705 km de la tierra y tiene un tiempo de revisita de 16 días (figura 5-1).

Una revisión de la historia y caracterización del satélite y los sensores de los programas Landsat se puede encontrar en Markham et al. (2004). Este satélite alberga el sensor ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), que tiene varias mejoras respecto a sus predecesores TM (*Thematic Mapper* de los programas Landsat 1 al 5) y el ETM (*Enhanced Thematic Mapper* del fallido programa Landsat 6):

- Incorpora una banda pancromática de 15 m de resolución espacial.
- Incorpora dos rangos de ganancia, alta y baja, que han sido actualizados en julio de 2000.
- Mejora la resolución espacial de la banda térmica (60 m).
- Incorpora dos calibradores solares.

---

<sup>6</sup> Las características y datos que se refieren a continuación están extraídos del *Science Data Users Handbook* sobre el programa Landsat 7, disponible en la siguiente página de la NASA: [http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook\\_toc.html](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_toc.html)

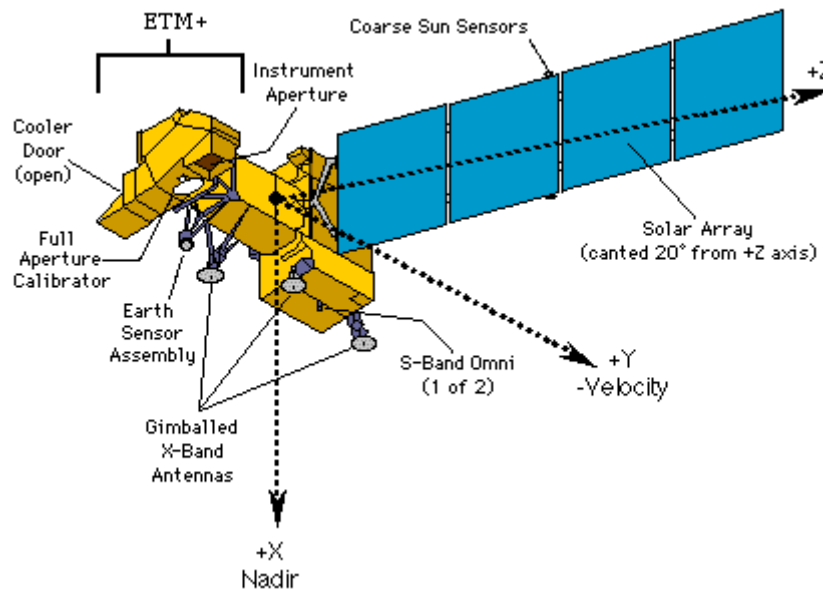


Figura 5-1. Satélite Landsat 7 (Science Data Users Handbook).

Las características espectrales, radiométricas y espaciales del ETM+ se describen en la tabla 5-1. Cada escena tiene una dimensión aproximada sobre el terreno de 185x180 km:

Banda	Rango espectral (nm)	Resolución espacial (m)	Nº filas	Nº columnas	Resolución radiométrica (bits)	Nº banda
VIS	450-515	30	6000	6600	8	1
VIS	525-605	30	6000	6600	8	2
VIS	630-690	30	6000	6600	8	3
NIR	750-900	30	6000	6600	8	4
SWIR	1550-1750	30	6000	6600	8	5
SWIR	2090-2350	30	6000	6600	8	7
TIR	10400-12500	60	3000	3300	8	6 H
TIR	10400-12500	60	3000	3300	8	6 L
PAN	520-900	15	12000	13200	8	8

Tabla 5-1. Características de las imágenes del sensor ETM+.

El formato de las imágenes empleadas en este estudio ha sido el utilizado por la ESA (European Space Agency), llamado CEOS (Committee on Earth Observation Satellites). Los niveles de procesamiento en los que se facilitan las imágenes son (ESA/ESRIN-GAEL, 2003):

· Nivel 0, *Raw* o L0R: se trata de la imagen en bruto, simplemente reformateada con los valores de cuentas digitales para cada píxel y cada banda. No está muestreada geoméricamente ni los píxeles están alineados.

· Nivel 1, *Radiometrically Corrected* o L1R. Resulta de la corrección del nivel anterior de distorsiones radiométricas (ruido) derivadas del escaneo y el alineamiento de los píxeles. Al igual que el nivel 0, tampoco está muestreada geoméricamente.

· Nivel 1, *System Corrected*, o L1G. Este producto conlleva una corrección sistemática geométrica y la misma corrección radiométrica del nivel anterior. Al igual que éste, no se realizan correcciones atmosféricas. Se remuestrea y orienta la imagen conforme a una proyección cartográfica mediante algoritmos de corrección generados a bordo del propio satélite, simultáneamente a la captura de las imágenes. La información del sensor, el plano focal y la alineación de los detectores que proporciona el archivo de calibración del sistema mejora la fidelidad geométrica del resultado. El producto resultante está libre, por tanto, de distorsiones debidas al sensor (ángulo de vista, por ejemplo), satélite (desviación del eje de la toma) y tierra (rotación, curvatura). El modelo geodésico utilizado es el WGS84 (*World Geodetic System* 1984), pero no utiliza puntos de control terreno ni modelos de elevación. El error espacial residual en este producto se estima en menos de 250 m para Landsat 7 sobre zonas llanas. Se ofrecen dos tipos de imágenes: las orientadas según el paso del sensor, *path-oriented* (las utilizadas en este trabajo) y orientadas al norte, *map-oriented*. También se utilizan las denominaciones de *Level 4* para las primeras y *Level 5* para las segundas.

Respecto al remuestreo, se puede elegir entre el método de vecino más próximo (el valor radiométrico del píxel transformado se asigna tomando el valor de píxel más cercano en la geometría original de la imagen previa, lo que preserva al máximo los valores originales de radiancia) o el método de convolución cúbica, en cuyo caso el nuevo valor se obtiene interpolando entre los 16 píxeles más próximos en la geometría original, lo cual transforma en mayor medida la imagen original.

El formato CEOS se basa en una colección jerárquica de archivos para cada escena, que contiene:

- Los archivos con la imagen L1G para las nueve bandas: tres en el espectro visible, una del infrarrojo cercano, dos en el infrarrojo de onda corta, dos en el infrarrojo térmico y una pancromática.
- Los archivos de cabecera para cada una, con los datos de la adquisición.
- Los archivos con los valores de calibración radiométrica para cada banda.
- Otros archivos suplementarios.

El sensor registra la energía solar reflejada por la superficie, que ha de ser transformada a valores absolutos de radiancia, en primer lugar, y a reflectividades después, que representan el cociente de flujos entre la energía irradiante que llega a la

superficie y la que se refleja. Además, los valores de energía deben ser remuestreados geoméricamente en un sistema de coordenadas terreno.

En los archivos de corrección facilitados por la ESA aparecen los valores de ganancia y *offset* (o *bias*) necesarios para la conversión de los niveles digitales a radiancias; y del ángulo de inclinación solar en el momento de la adquisición, entre otros, para el cálculo de las reflectividades a nivel del sensor. El ángulo *off-nadir*, de desviación de la vertical de la toma, es genéricamente cero para Landsat, o, lo que es lo mismo, la toma es siempre vertical por la propia construcción del sensor.

Una de las características más relevantes del sensor ETM+ es precisamente la capacidad de trabajar con dos ganancias, alta y baja. Para mejorar la resolución radiométrica sin saturar los detectores, el voltaje del conversor analógico-digital que almacena la escena se alterna en función de las condiciones de brillo de la misma (figura 5-2). Cuando la escena es muy brillante y se espera que los valores sean muy altos, se utiliza el modo *low* de ganancia; por el contrario, cuando el brillo es bajo se usaría el modo *high* de ganancia.

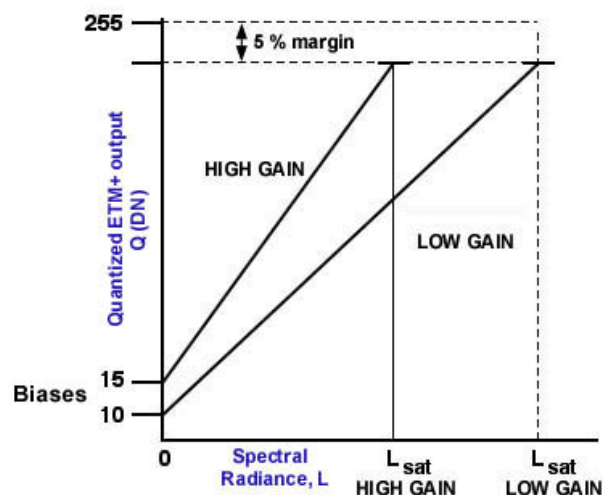


Figura 5-2. Rango dinámico de las ganancias alta y baja en relación con los niveles digitales de ETM+. Tomado del USGS (United States Geological Service).

El MOC (*Mission Operation Center*) de la misión Landsat 7 planeó el modo de ganancia en función de la fecha del año de la adquisición (altura del Sol) y de una categorización previa de las coberturas terrestres (suelo, desierto, nieve, agua, hielo oceánico y volcanes). El sensor escala linealmente los valores de radiancia que detecta (en modo *low* o *high*) entre 0 y 255 bits a partir de los valores máximos y mínimos de aquella, por lo que para obtener las radiancias se aplica:

$$L = \frac{(L_{\max} - L_{\min})}{255} nd + L_{\min} \quad [25]$$

En la que  $L$  es la radiancia ( $\text{W m}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ),  $L_{\min}$  y  $L_{\max}$  son los valores mínimo y máximo respectivamente de radiancia detectados, y  $nd$  el nivel digital. Se puede reescribir como:

$$L = g \times nd + b \quad [26]$$

Siendo:

$$g \text{ la ganancia} = \frac{L_{\max} - L_{\min}}{255} \quad [27]$$

$$b \text{ el bias} = L_{\min} \quad [28]$$

Los valores de ganancia y *bias*, junto con otros parámetros del sensor, se actualizan en los archivos web del USGS (*United States Geological Service*). Ambos dependen de unos valores estándar de  $L_{\min}$  y  $L_{\max}$ , valores que cambian en relación con la pérdida de respuesta de los sensores de radiancia. Como esta pérdida es muy lenta, a lo largo de la vida del ETM+ sólo ha habido un cambio de los valores en Julio de 2000 (tabla 5-2). Mención aparte merece la banda termal, que tuvo un problema desde el lanzamiento que se compensó en diciembre de 2000.

Banda	Antes de 1 julio, 2000				Después de 1 julio, 2000			
	Low		High		Low		High	
	LMIN	LMAX	LMIN	LMAX	LMIN	LMAX	LMIN	LMAX
1	-6.2	297.5	-6.2	194.3	-6.2	293.7	-6.2	191.6
2	-6.0	303.4	-6.0	202.4	-6.4	300.9	-6.4	196.5
3	-4.5	235.5	-4.5	158.6	-5.0	234.4	-5.0	152.9
4	-4.5	235.0	-4.5	157.5	-5.1	241.1	-5.1	157.4
5	-1.0	47.70	-1.0	31.76	-1.0	47.57	-1.0	31.06
6	0.0	17.04	3.2	12.65	0.0	17.04	3.2	12.65
7	-0.35	16.60	-0.35	10.932	-0.35	16.54	-0.35	10.80
8	-5.0	244.00	-5.0	158.40	-4.7	243.1	-4.7	158.3

Tabla 5-2. Cambio de valores de  $L_{\min}$  y  $L_{\max}$ , y por tanto de ganancia y *bias*, en ETM+ a partir del año 2000.

### 5.1.2. Características de las imágenes utilizadas para el estudio

Para este estudio de la aplicación del sensor ETM+ se utilizan dos series de imágenes durante los años 2001 y 2002, escena 202/031, proporcionadas por la ESA en el ya mencionado formato CEOS. Son del nivel L1G, que, como ya se explicó en el epígrafe anterior, conlleva una corrección radiométrica y geométrica sistemática de efectos del sensor y la plataforma. La orientación es según el sensor, *path-oriented*.

Al ser Landsat 7 un satélite heliosíncrono, el paso por la zona de observación de esta escena es prácticamente siempre el mismo, 10:50 A.M. El centro de la escena en coordenadas latitud y longitud es +41°.7608, -4°.2980. Otros datos particulares de estas escenas se encuentran en la tabla 5-3.

FECHA	ALT.SOL	AZ. SOL	NUBOSIDAD
21-02-01	32.8142323	149.8774067	no
28-05-01	62.8672468	131.6512903	no
29-06-01	63.2533704	126.7064325	no
17-09-01	46.0711304	148.7511504	no
22-12-01	21.6747462	158.2335172	>30%
24-02-02	33.6404848	149.1098610	no
29-04-02	56.8648255	138.9751862	<20%
16-06-02	63.6471536	127.2624840	no
18-07-02	60.9933586	128.2529573	no
03-08-02	58.1642250	132.4166212	no
04-09-02	50.1119456	143.8937287	>30%
07-11-02	29.4749704	159.5174130	no

Tabla 5-3. Características de las imágenes en las fechas de estudio.

Los años 2001 y 2002 fueron dos años secos y de poca nubosidad, por lo que ha sido posible recopilar una serie de imágenes que cubre prácticamente todo el ciclo fenológico de los cultivos de estudio, especialmente primavera (secano) y verano-otoño (regadío). Finalmente, las escenas de diciembre de 2001 y de septiembre de 2002 se desecharon debido a que aportaban más confusión por la nubosidad parcial existente en ellas que información sobre las cubiertas. El tratamiento radiométrico y geométrico que se describe a continuación se aplicó a la escena completa, y posteriormente se realizó un recorte centrado en la zona de estudio (figura 5-3).

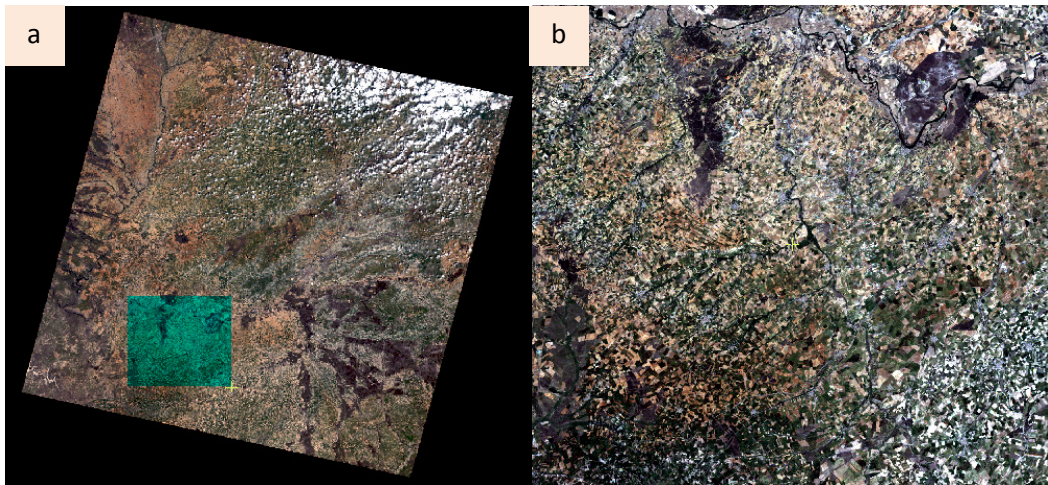


Figura 5-3. Escena completa (a) y recorte en la zona de estudio (b) de la imagen de abril de 2002 en una composición RGB. La imagen está ya ortorrectificada.

### 5.1.3. Tratamiento geométrico: ortorrectificación

La precisión en la geo-localización de los píxeles de las imágenes en un estudio multitemporal como el presente es una cuestión crítica. Se trata de obtener no sólo las coordenadas proyectadas cartográficamente de aquéllos, sino además de conseguir su coincidencia planimétrica para poder comparar las cubiertas de forma exacta en las distintas fechas de estudio. La precisión geométrica obtenida condiciona la precisión de los estudios multitemporales y de detección de cambios (Ionescu y Noaje, 2004). El desarrollo de esta fase de trabajo se describe en la figura 5-4.

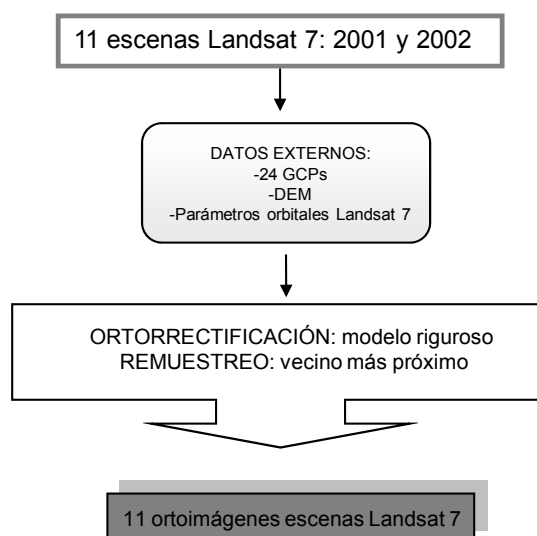


Figura 5-4. Esquema del tratamiento geométrico de las 11 escenas.

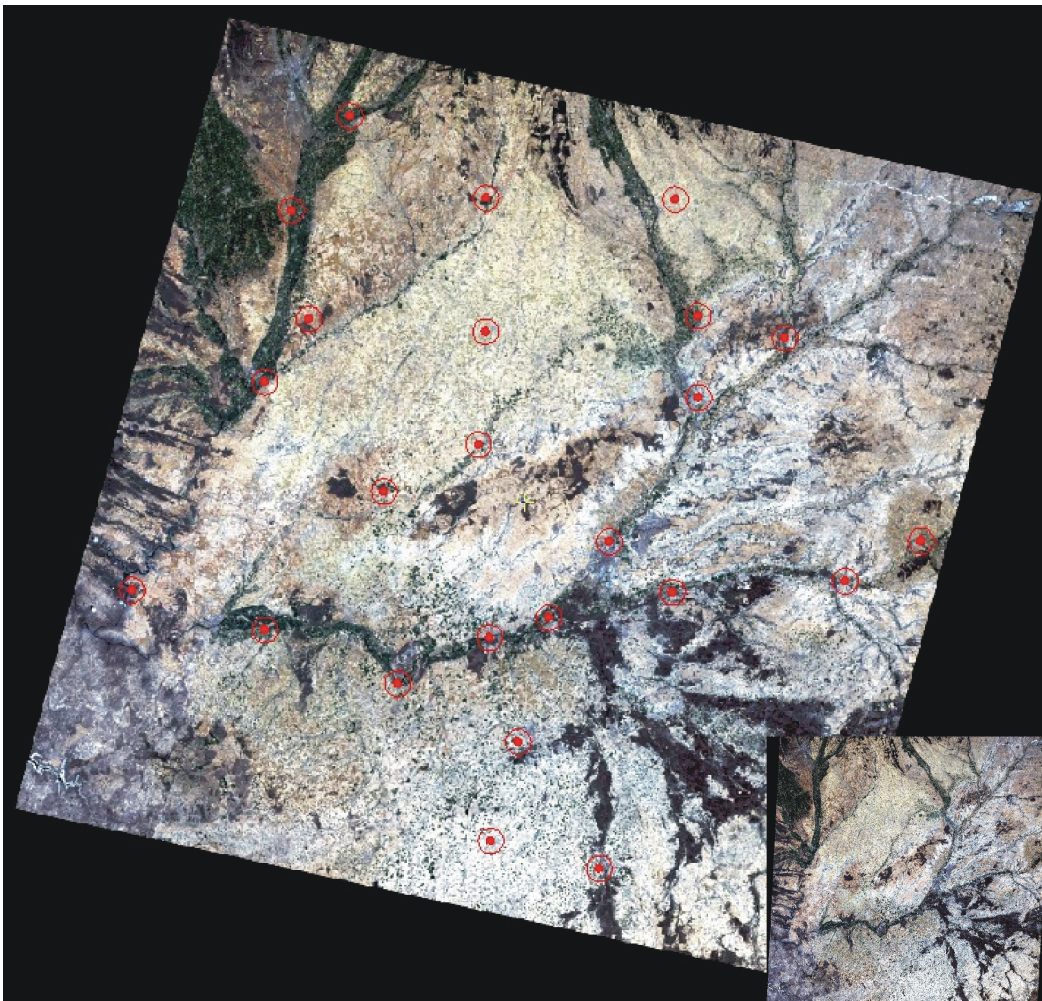
El procedimiento elegido para la transformación geométrica de las imágenes de las series Landsat ha sido el de ortorrectificación por el modelo riguroso propuesto por Toutin (2004), que implica, además de la colección de un número de puntos de control terreno de coordenadas conocidas, GCPs, el modelo digital de elevaciones y los parámetros orbitales del sensor. El modelo está implementado en el software PCI *Orthoengine*, y para la obtención de los puntos conocidos se ha utilizado el visor SIGPAC (Sistema de Información Geográfica de Parcelas Agrícolas) para Castilla y León. Esta aplicación proporciona las coordenadas de puntos de la superficie terrestre con una precisión equivalente a la cartografía 1:10000 de la que procede, que se puede estimar suficiente a la escala de trabajo del sensor ETM+. El modelo de relieve procede de la cartografía oficial de la Junta de Castilla y León, que tiene una resolución planimétrica de 25x25 m y un paso de cota de 1m.

El remuestreo de los píxeles se ha realizado por el método de vecino más próximo, tratando de cambiar lo menos posible el valor original de los niveles digitales de cada píxel y teniendo en cuenta que no es necesario cambiar el valor del tamaño de celda de salida. Este método se considera el más apropiado cuando la imagen vaya a ser cualitativamente analizada o clasificada (European Commission, 2004a; Rembold y Maselli, 2006). Se han tomado 24 GCPs (figuras 5-5 y 5-6) con un error medio cuadrático resultante para todos ellos en todas las imágenes por debajo del píxel, límite que resulta adecuado para un correcto registro de todas las imágenes (Wolfe et al., 2002; Shimabukuro et al., 2004; Schroeder et al., 2006). En la práctica, la verdadera localización del centro de un píxel de una imagen corregida con un error por debajo del píxel puede ser asumida, de forma segura, a algún lugar dentro de una matriz de 3x3 píxeles alrededor de dicho píxel (Goodchild, 1994). El resultado del proceso de ortorrectificación de las escenas recibe el nombre de ortoimagen.



Figura 5-5. Detalle de GCP.





*Figura 5-6. Distribución de los 24 GCPs en la escena Landsat 202/031 una vez ortorrectificada (ortoimagen). Se observa que ha perdido el formato path-oriented original y presenta el giro característico tras dicho proceso.*

#### **5.1.4. Tratamiento radiométrico**

El tratamiento consiste en la calibración de los datos del sensor y las correcciones atmosférica y topográfica. Ello implica la conversión de los niveles digitales de la imagen a valores físicos de radiancia y reflectividad y la corrección de los efectos atmosféricos y los derivados del relieve. La corrección atmosférica (o al menos la normalización radiométrica) es un paso imprescindible en los estudios multitemporales, en los que un mismo píxel terreno se recoge bajo diferentes

condiciones de iluminación, atmósfera y observación (Sridhar et al., 2001). En esquema, el tratamiento radiométrico aplicado se muestra en la figura 5-7:

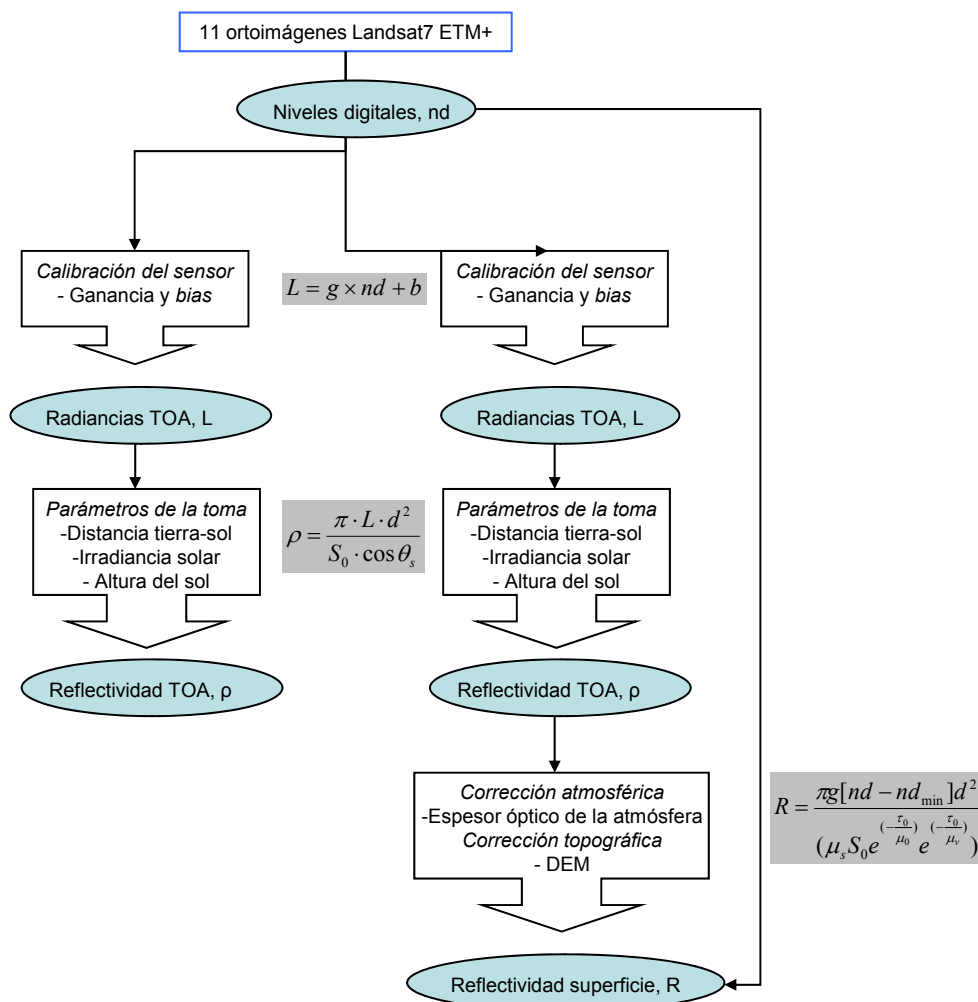


Figura 5-7. Esquema de la corrección radiométrica para las ortoimágenes y las dos soluciones adoptadas.

#### 5.1.4.1. Conversión de los niveles digitales a radiancias

El primer paso del tratamiento radiométrico consiste en la aplicación de los valores de ganancia y *bias* a los niveles digitales en los que se encuentran las imágenes. De esta forma se convierten a unidades físicas, que se expresan como  $Wm^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}$ .

Los modos teóricos de ganancia (alta o baja) para cada banda los indica el USGS según una zonificación de la superficie terrestre en la que intervienen la latitud y la clase de cobertura predominante, como ya se indicó. En primer lugar se ha realizado una comprobación de los valores teóricos con los valores de ganancia proporcionados en la cabecera de los ficheros. En la tabla 5-4 se indican las ganancias que se aplicarían a las ortoimágenes 2001/02; sólo se muestran los valores de las cuatro primeras bandas ya que serán las que se utilicen en este estudio. Los modos de ganancia teórica que cabe esperar corresponden en todos los casos a clase *land*.

Fecha	Bandas 1-3	Banda 4	Altura del Sol (°)
21-02-2001	H	H	32.8142323
28-05-2001	H	L	62.8672468
29-06-2001	H	L	63.2533704
17-09-2001	H	L	46.0711304
22-12-2001	H	H	21.6747462
24-02-2002	H	H	33.6404848
29-04-2002	H	L	56.8648255
16-06-2002	H	L	63.6471536
18-07-2002	H	L	60.9933586
03-08-2002	H	L	58.1642250
04-09-2002	H	L	50.1119456
07-11-2002	H	H	29.4749704

Tabla 5-4. Modos de ganancia teóricos según las indicaciones del USGS.

Se observa que el modo de ganancia de la banda 4 cambia a *low* cuando la altura del Sol es mayor de 45° para evitar la saturación de los niveles digitales a valores altos de radiancia.

Al calcular la ganancia según [25] con los valores de  $L_{\min}$  y  $L_{\max}$  de la tabla 5-2 según los modos teóricos de la tabla 5-4, se obtiene un valor que puede ser comparado con la ganancia que indica el fichero de cabecera. Los valores de la cabecera se muestran en la tabla 5-5, y se indican con un asterisco los modos discrepantes con los teóricos de la tabla 5-4:

FECHA	ALT. SOL	Banda	Ganancia	Bias	Modo
21-02-01	32.8142323	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.63725490196	-5.1	H
28-05-01	62.8672468	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
29-06-01	63.2533704	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
17-09-01	46.0711304	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
22-12-01	21.6747462	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.63725490196	-5.1	H
24-02-02	33.6404848	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.63725490196	-5.1	H
29-04-02	56.8648255	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
16-06-02	63.6471536	Roja	0.93882352941	-5.0	L *
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
18-07-02	60.9933586	Roja	0.93882352941	-5.0	L *
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
03-08-02	58.164225	Roja	0.93882352941	-5.0	L *
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
04-09-02	50.1119456	Roja	0.61921568627	-5.0	H
		NIR	0.96549019608	-5.1	L
07-11-02	29.4749704	Roja	0.93882352941	-5.0	L *
		NIR	0.96549019608	-5.1	L

Tabla 5-5. Valores de ganancia y bias tomados de la cabecera. Se señalan con un asterisco (\*) los valores de ganancia discrepantes con el valor teórico proporcionado por el USGS.

Aparentemente hay varias fechas con discrepancia entre la ganancia teórica y la que nos indica la cabecera para el año 2002, en concreto 16-06, 18-07, 03-08 y 07-11, en todos los casos para la banda roja. Se comprueba en la base de datos para los archivos Landsat 7 del USGS que dichas cabeceras son correctas para los archivos de estudio, para descartar una posible discrepancia del formato CEOS respecto al formato del USGS. Aunque se asume que los parámetros teóricos de ganancia son estables, se producen cambios debidos al uso a largo plazo o a accidentes (Schowengerdt, 1997). Por este motivo se ha dado preferencia a los valores de ganancia de los archivos de cabecera y han sido los aplicados en el proceso.

### 5.1.4.2. Conversión de radiancias a reflectividades en el techo de la atmósfera, *Top Of the Atmosphere (TOA)*

Un segundo paso para pasar de los niveles digitales a magnitudes físicas es el de obtener la denominada reflectividad aparente o reflectividad al nivel del sensor, llamada también reflectividad en el techo de la atmósfera o reflectividad planetaria. Este valor engloba la reflectividad de la superficie y la de la atmósfera, y con su cálculo se consigue una normalización de las escenas que reduce la variabilidad entre ellas y el impacto de las diferentes geometrías de iluminación. El algoritmo de normalización que se propone hace uso de la distancia Sol-Tierra, la irradiancia solar exoatmosférica y el ángulo cenital solar. La fórmula, descrita por Markham and Baker (1986), es la siguiente:

$$\rho = \frac{\pi \cdot L \cdot d^2}{S_0 \cdot \cos \theta_s} \quad [29]$$

Donde  $\rho$  es la reflectividad TOA (adimensional),  $L$  es la radiancia sensor ( $\text{Wm}^{-2} \text{sr}^{-1} \mu\text{m}^{-1}$ ),  $d$  es la distancia Sol-Tierra en unidades astronómicas,  $S_0$  es la irradiancia solar y  $\theta_s$  es el ángulo cenital solar. El conocimiento de la irradiancia solar que llega al exterior de la atmósfera terrestre es de suma importancia para estimar la que posteriormente llegará a cada punto de la superficie terrestre (Pons, 1996). Es un valor difícil de estimar (Gates, 1980), por ello se utilizan valores medios, como el establecido por la Organización Meteorológica Mundial ( $1367 \text{ Wm}^{-2}$ ), o estandarizados. Para estudios de teledetección, en los que se busca la relación con valores físicos de la superficie terrestre, resulta más adecuado usar la energía que llega en una determinada región del espectro electromagnético que un valor integrado para todas las longitudes de onda. Se llama irradiancia solar exoatmosférica espectral  $S_0(\lambda)$ , y se expresa en  $\text{Wm}^{-2} \mu\text{m}^{-1}$ . Los valores de irradiancia solar para cada banda (tabla 5-6) se facilitan en el *Landsat 7 Science Data Users Handbook* (Irish, 2000):

Banda	$S_0 (\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1})$
1	1969.000
2	1840.000
3	1551.000
4	1044.000
5	225.700
7	82.07
8	1368.000

Tabla 5-6. Valores de la irradiancia solar espectral para ETM+ en cada banda. Disponible en *Landsat 7 Science Data Users Handbook*.

Para la obtención del valor de  $d$  se puede recurrir a interpolar en la tabla propuesta por el propio sistema Landsat en el ya citado *Data Users Handbook*. Sin embargo, algunos autores (Yang y Vidal, 1990), estiman que el valor para una fecha dada difiere de los valores medios o interpolados. Poniendo la ecuación de la elipse en coordenadas polares ( $d, \theta$ ) y considerando el Sol en uno de los focos (figura 5-8) se obtiene el valor de la distancia Tierra-Sol:

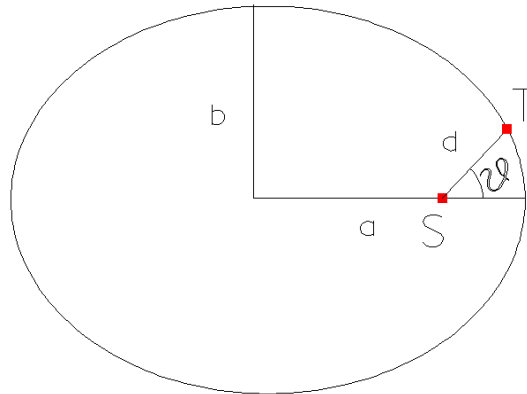


Figura 5-8. Órbita de la eclíptica para el cálculo de la distancia Tierra-Sol en función de las coordenadas polares.

$$d(\theta) = \frac{a(1 - e^2)}{1 + e \cos \theta} \quad [30]$$

Siendo  $d$  la distancia Tierra-Sol,  $a$  el valor del semieje mayor,  $e$  la excentricidad de la órbita terrestre y  $\theta$  el ángulo del radio vector Tierra-Sol con el semieje mayor. Considerando el valor de  $a=1$  en unidades astronómicas y poniendo la coordenada angular en función del día del año de la toma respecto al perihelio, quedará:

$$d = \frac{(1 - e^2)}{1 + e \cos[(D - 4)2\pi / 365.25]} \quad [31]$$

Donde  $d$  es la distancia Tierra-Sol en unidades astronómicas en el día de la adquisición,  $D$  es el número de día del año,  $e$  es la excentricidad de la órbita terrestre,  $e=0.01673$ , y el valor 4 corresponde al día 4 de enero, día en el que el Sol está en el perihelio en los años de estudio.

### 5.1.4.3. Obtención de reflectividad de la superficie. Correcciones atmosférica y topográfica

La energía que llega a la superficie terrestre y es reflejada hacia el sensor está perturbada por dos fenómenos atmosféricos, la absorción y la dispersión por moléculas gaseosas y aerosoles. La modelización de estos factores es el paso más delicado y prolijo de la corrección radiométrica. Implica el conocimiento del estado de la atmósfera en el momento preciso de la toma para minimizar sus efectos a nivel de suelo. Asimismo, para la obtención de la reflectividad de la superficie se debe aplicar una modelización del relieve de la misma para caracterizar su efecto direccional.

Los múltiples enfoques para realizar la corrección atmosférica se han explicado en el capítulo 2. Aquí se propone un modelo simplificado propuesto por Pons y Solé-Sugrañés (1994), refinado en Salvador et al. (1996) y aplicado también para el sensor ASTER (Sánchez et al., 2007), que incluye correcciones atmosféricas -basadas en atmósfera estándar- y por iluminación. El modelo asume que todas las superficies se comportan como superficies lambertianas, con una respuesta homogénea en todas las direcciones; y que la atmósfera está formada por una serie de capas paralelas con un espesor o profundidad óptica estándar para las distintas longitudes de onda. Respecto a la modelización atmosférica, el *input* requerido es dicha profundidad o espesor óptico de la atmósfera (logaritmo neperiano entre el flujo luminoso antes de atravesar la capa y después de atravesarla) y el ángulo de incidencia solar, además del parámetro de irradiación exoatmosférica del paso anterior.

De acuerdo con Schott (1989), la radiancia registrada por el sensor del satélite puede describirse como debida a la contribución de cuatro términos:

$$L = \left( \frac{1}{\pi} \right) S_0 \tau_1 R \tau_2 + L_d R \tau_2 + \varepsilon L_b \tau_2 + L_a \quad [32]$$

Donde  $L$  es la radiancia espectral recibida por el satélite sobre la atmósfera,  $S_0$  es la irradiancia solar en el techo de la atmósfera, vista en el paso anterior;  $\tau_1$  y  $\tau_2$  son las funciones de transmisión de la atmósfera a lo largo de las trayectorias Sol-Tierra y Tierra-satélite, respectivamente,  $R$  es la reflectividad de la superficie terrestre,  $L_d$  es la radiancia espectral descendente de la atmósfera (mezcla de dispersión y radiancia térmica),  $L_b$  es la radiancia espectral de un teórico cuerpo negro que esté a la misma temperatura que la superficie terreno,  $\varepsilon$  es el coeficiente de emisividad del cuerpo negro y  $L_a$  es la radiancia espectral ascendente de la atmósfera.

Teniendo en cuenta que el penúltimo factor en [32] se puede anular para las bandas del visible y el infrarrojo no térmico, pues el poder emisor del cuerpo negro en estas bandas es prácticamente nulo a la temperatura de la superficie, se puede escribir:

$$R = \frac{\pi[L - L_a]}{(S_0\tau_1 + \pi L_d)} \tau_2 \quad [33]$$

El factor  $e^{(-\frac{\tau_0}{\mu_0})}$  es equivalente a  $\tau_1$  si la irradiancia solar en el techo de la atmósfera,  $S_0$ , se multiplica por  $\mu_0$  (coseno del ángulo cenital solar).  $\tau_0$  es la profundidad óptica de la atmósfera. Análogamente,  $\tau_2$  se convierte en  $e^{(-\frac{\tau_0}{\mu_v})}$  siendo  $\mu_v$  el coseno del ángulo cenital de la toma (Proy y Leprieur, 1985). Para el sensor ETM+ a bordo del Landsat 7,  $\mu_v$  vale 1, pues el ángulo  $V$  es 0 en el nadir y tiene pequeños valores en el resto de la imagen. Entonces se podría escribir [33] de la siguiente manera:

$$R = \frac{\pi[L - L_a]}{(\mu_0 S_0 e^{(-\frac{\tau_0}{\mu_0})} + \pi L_d)} e^{(-\frac{\tau_0}{\mu_v})} \quad [34]$$

El problema en este punto es determinar los valores de las radiancias ascendente y descendente,  $L_a$  y  $L_d$ , ya que en ellas se suma la radiancia directa junto con la dispersada por la atmósfera en su camino descendente hacia la superficie y ascendente hacia el sensor. Una manera simplificada de esquivar la modelización de la dispersión atmosférica consiste en aplicar el ampliamente aceptado método de Chavez (1989; 1996), en el que se sugiere que la radiancia dispersada por la atmósfera en su camino ascendente hacia el sensor puede ser estimada a través de superficies que no reciban irradiación solar directa o que la absorban totalmente, mediante el método de *Dark Object Subtraction* (DOS). El valor de radiancia de estas superficies debería ser causado exclusivamente a la dispersión. Restando, pues, este valor al resto de radiancias se eliminará el efecto de dispersión atmosférica.

Aplicando este método se considerará la reflectividad teniendo en cuenta la radiancia que produce la dispersión atmosférica en su camino ascendente de la forma descrita y considerando irrelevante el efecto de dispersión descendente; por tanto la expresión [34] quedará de la forma:



$$R = \frac{\pi[L - L_0]}{(\mu_0 S_0 e^{\frac{-\tau_0}{\mu_0}} e^{\frac{-\tau_0}{\mu_v}})} \quad [35]$$

La mínima radiancia  $L_0$  se puede calcular tomando el menor valor del nivel digital en [25], aunque algunos autores en trabajos posteriores (Moran et al., 1992; Chavez, 1996) asumen que, para cada banda, la teórica radiancia de un objeto oscuro tiene un mínimo del 1% de reflectividad en lugar del teórico valor cero.

La ecuación [35] puede ser modificada introduciendo los parámetros de distancia Tierra-Sol y el coseno del ángulo de incidencia solar sobre la normal a la superficie,  $\mu_s$ , en lugar del  $\mu_0$ , que considera la superficie plana:

$$R = \frac{\pi[L - L_0]d^2}{(\mu_s S_0 e^{\frac{-\tau_0}{\mu_0}} e^{\frac{-\tau_0}{\mu_v}})} \quad [36]$$

El uso de  $\mu_s$  es la llamada corrección topográfica, que se puede definir (Riaño et al., 2003) como la compensación de las iluminaciones solares debido a la forma irregular del terreno. Es el factor más importante en la radiancia total recogida en cada píxel (Pons y Solé-Sugrañés, 1994). Bajo la suposición de superficie lambertiana, se asume que la radiancia es proporcional al coseno del ángulo formado por el rayo solar incidente y la normal a la superficie (Foody et al., 2003). Ello implica el conocimiento del relieve del terreno con una resolución espacial xy igual al de la resolución de la imagen (30 m para Landsat), y una modelización del ángulo de incidencia mediante los vectores siguientes:

$$(n_x, n_y, n_z) = (\cos S \cos P, \sin S \cos P, \sin P) \quad [37]$$

Siendo  $n$  el vector unitario normal a la superficie,  $S$  el aspecto y  $P$  la pendiente para cada píxel, y además:

$$(l_x, l_y, l_z) = (\cos A \cos E, \sin A \cos E, \sin E) \quad [38]$$

Siendo  $l$  el vector unitario de incidencia solar,  $A$  y  $E$  el acimut y el ángulo de elevación solar respectivamente. Así, el coseno buscado se calcula mediante:

$$\mu_s = \cos i = \frac{n_x l_x + n_y l_y + n_z l_z}{\sqrt{n_x^2 + n_y^2 + n_z^2} \sqrt{l_x^2 + l_y^2 + l_z^2}} \quad [39]$$

$\mu_s$  representa, para cada píxel, la cantidad de luz que refleja el terreno debido al factor topográfico. El resultado es una imagen de iluminación (figura 5-9):

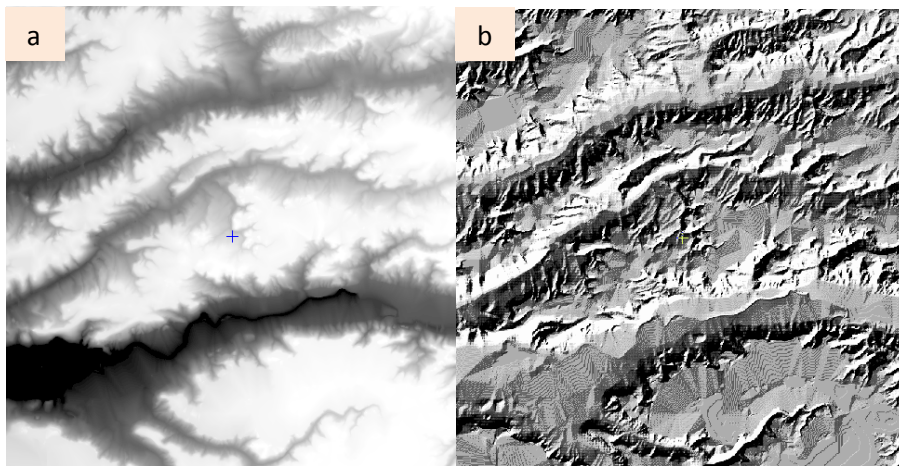


Figura 5-9. Comparación entre el DEM (a) y el modelo de iluminación (b).

Un resumen de este modelo de corrección se muestra en la tabla 5-7. En suma, dicho modelo se explica con las siguientes premisas:

- La reflectividad es el cociente entre sendos flujos de irradiancia y radiancia (energía incidente/energía saliente).
- La energía incidente sobre la superficie se divide en dos: irradiancia solar directa (afectada por la transmisividad de la atmósfera  $\tau_1$  en el trayecto Sol-Tierra) más irradiancia solar difusa (dispersión y absorción atmosférica). La primera se simplifica en función del ángulo entre el vector solar y la normal a la horizontal,  $\mu_0$ , y el espesor óptico de la atmósfera,  $\tau_0$ , de la forma  $\tau_1 \approx e^{-\frac{\tau_0}{\mu_0}}$ . Respecto a la dispersión y absorción atmosférica, se utiliza el método DOS, restando a las radiancias el valor de píxeles oscuros y/o en sombra.
- La energía saliente de la superficie hacia el sensor es la radiancia directa de la superficie (afectada por la transmisividad de la atmósfera  $\tau_2$  en el trayecto tierra-satélite).  $\tau_2$  se simplifica en función del ángulo cenital de la adquisición,  $\mu_v$ , y el espesor

óptico de la atmósfera,  $\tau_0$ , de la forma  $\tau_2 \approx e^{\left(\frac{-\tau_0}{\mu_v}\right)}$ . Dicha radiancia se pondera también multiplicándola por el factor topográfico, modelizado por el aspecto y la pendiente de cada píxel del DEM,  $\mu_s$ .

MODELO	Parámetros	Solución adoptada
<b>Irradiancia solar directa</b>	$\tau_1$	$\tau_0, \mu_0$
<b>Irradiancia solar difusa</b>	Dispersión y absorción	L-L <sub>0</sub>
<b>Radiancia de la superficie</b>	$\tau_2$	$\tau_0, \mu_v$
<b>Topografía</b>	$\mu_s$	DEM: pendiente y aspecto

Tabla 5-7. Modelización de la corrección atmosférica y topográfica.

Escribiendo la expresión [36] en función de los nd originales y los valores de ganancia y *bias* de cada banda según [26], se hace en un solo paso la transformación de niveles digitales a reflectividades terreno mediante la siguiente expresión final (Sánchez et al., 2007):

$$R = \frac{\pi g [nd - nd_{\min}] d^2}{(\mu_s S_0 e^{\left(\frac{-\tau_0}{\mu_0}\right)} e^{\left(\frac{-\tau_0}{\mu_v}\right)})} \quad [40]$$

### 5.1.5. Aplicación de la corrección radiométrica a las imágenes Landsat 2001-02. Alternativas

En el presente trabajo se ha estudiado la posibilidad de comparar los resultados de los NDVIs de las imágenes de las distintas fechas aplicando dos fases de corrección radiométrica. Por un lado se han obtenido las reflectividades TOA, en las que se desprecian los efectos de la atmósfera, y por otro se obtienen las reflectividades terreno o superficie utilizando para ello las correcciones atmosférica y topográfica propuestas.

- a) Reflectividades TOA

En primer lugar se calculó, para cada banda (roja e infrarroja) y fecha, las radiancias sensor mediante la ganancia y el *bias* de cada banda según [26]. Seguidamente, se computó la reflectividad TOA mediante [29] y los valores de irradiancia solar para ambas bandas. La distancia Sol-Tierra se calculó mediante [31] en lugar de tomar los valores estándar.

#### b) Reflectividades terreno

En este paso se transformaron cada banda (roja e infrarroja) y fecha, desde los niveles digitales originales a reflectividades terreno en un solo paso mediante [40]. Para ello se obtuvo:

- El valor más bajo de  $nd$  mediante un conteo automático de los niveles digitales de toda la imagen y una inspección visual de los valores más bajos (se trabaja con la tabla de atributos de los píxeles en Geomática v. 10).
- Valor de  $\mu_0$  con el valor del ángulo de inclinación solar para cada fecha; por otra parte,  $\mu_v$  es aproximadamente 1 para Landsat 7, como ya se indicó.
- Cálculo de la imagen de iluminación procedente del DEM mediante [39]. Geomática v.10 implementa una herramienta de cálculo para ello y proporciona el valor de  $\mu_s$  para cada píxel.
- Valores estándar de  $S_0$  y  $\tau_0$  de la atmósfera. Los valores de  $S_0$  se toman de la tabla 5-6. Respecto a  $\tau_0$ , en situaciones de atmósfera limpia y con pocas nubes es posible definir valores estándar a falta de mediciones *in situ*, puesto que las fluctuaciones de  $\tau_0$  en imágenes libres de nubes y niebla -como es el caso- introducen variaciones muy pequeñas en los píxeles en comparación con la influencia de  $\mu_s$  (Pons y Solé-Sugrañés, 1994). Los valores adoptados han sido (Dozier, 1989) 0.25 para la banda 3 y 0.20 para la banda 4.

En la figura 5-10 se puede apreciar plásticamente la diferencia entre el resultado de las reflectividades TOA (a) y las reflectividades terreno (b) para un fragmento de la escena 202 de noviembre de 2002, en una zona de relieve marcado por la excavación fluvial que queda patente en la corrección topográfica de la figura b:

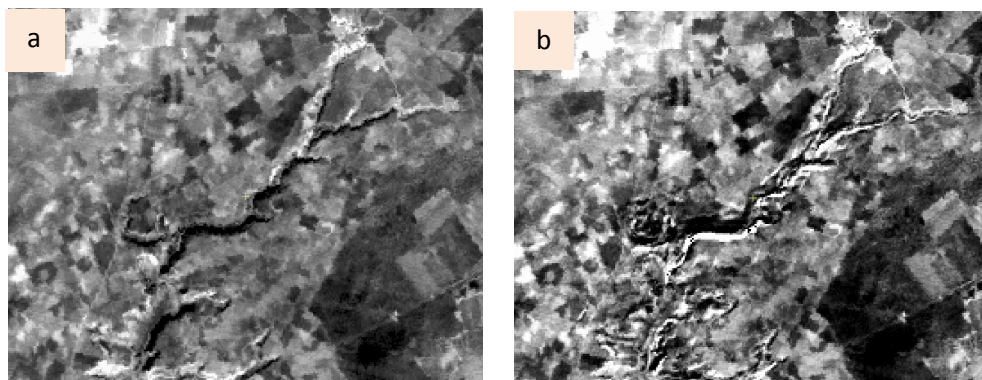


Figura 5-10. Comparación entre la banda infrarroja de la escena de noviembre (2002) con reflectividades TOA (a) y reflectividades corregidas atmosférica y topográficamente (b).

Estos resultados se relacionaron numéricamente al comparar, píxel a píxel mediante un diagrama de dispersión, las bandas roja e infrarroja (se tomaron las fechas 16/06/2002 y 28/05/2001 a modo de ejemplo) en sus resultados para reflectividades TOA vs. reflectividades terreno. Se obtienen las siguientes ecuaciones de regresión y coeficientes de determinación del ajuste entre ambas (tabla 5-8):

Fecha	R <sup>2</sup>	Recta regresión	m	b
28-05-01 (rojo)	1	$R_{\text{terr}}=2.23 R_{\text{TOA}}-0.03$	2.23	0.03
28-05-01 (infrarrojo)	0.98	$R_{\text{terr}}=1.87 R_{\text{TOA}}-0.02$	1.87	0.02
16-06-02 (rojo)	1	$R_{\text{terr}}=2.07 R_{\text{TOA}}-0.07$	2.07	0.07
16-06-02 (infrarrojo)	0.98	$R_{\text{terr}}=1.90 R_{\text{TOA}}-0.04$	1.90	0.04

Tabla 5-8. Valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), ecuaciones de regresión lineal y pendiente ( $m$ ) y ordenada ( $b$ ) para las bandas roja e infrarroja en valores de reflectividades terreno ( $R_{\text{terr}}$ ) y reflectividades TOA ( $R_{\text{TOA}}$ ).

El valor mayor de las reflectividades terreno respecto a las TOA se explica al comparar las expresiones que caracterizan ambas, [36] y [29] respectivamente. La irradiancia que llega al terreno en [36] está atenuada por los factores que caracterizan el espesor óptico de la atmósfera,  $e^{-\frac{\tau_0}{\mu_0}}$  y  $e^{-\frac{\tau_0}{\mu_v}}$  (más importantes en la banda roja, por lo que la diferencia es mayor en esta banda que en la infrarroja), además de por el factor topográfico. La irradiancia TOA en [29] no tiene en cuenta este factor de transmisividad de la atmósfera en la irradiancia directa, por lo que es mayor, y consecuentemente el cociente de la reflectividad resulta menor.

Estudiando los dos procedimientos de corrección elegidos habría que reseñar, por lo que respecta a las diferencias entre las dos bandas usadas (rojo e infrarrojo), que:

1. En la obtención de reflectividades TOA, el factor discrepante es  $S_0$ , con un valor significativamente mayor para el rojo (Markham y Baker, 1986).
2. En la obtención de reflectividades terreno, las mayores diferencias se deben a los diferentes valores de profundidad óptica y a los diferentes valores mínimos de  $nd$  en cada banda. El relieve, el ángulo de elevación solar y el ángulo de la toma del sensor son los mismos para cada fecha.

Por lo que respecta a las fechas, la transformación a reflectividades TOA desde las radiancias representa una normalización que afecta más a los distintos ángulos de elevación solar que a las diferencias entre las distancias Sol-Tierra, prácticamente inapreciables en el algoritmo. Las correcciones atmosférica y topográfica no presentan apenas diferencias entre fechas, pues se han utilizado valores de profundidad óptica

iguales para todas ellas; en este caso la variabilidad se presenta por los desiguales valores de objeto oscuro. El reto para futuras líneas de investigación supone la caracterización de los parámetros atmosféricos con mediciones *in situ* o al menos con modelizaciones a partir de valores meteorológicos, atmosféricos y fotométricos de sensores aerotransportados o satelitales, tal como el popular EP/TOMS (*Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer*) de la NASA, o de estaciones terrestres como la red AERONET (*Aerosol Robotic Network*), también de la NASA, que tiene una estación de sondeos atmosféricos de El Arenosillo (Huelva) perteneciente al INTA (Instituto Nacional de Técnica Aeroespacial).

#### 5.1.5.1. Comparación de los NDVIs TOA con los NDVIs terreno

Obtenidas las bandas roja e infrarroja para todas las fechas de estudio en reflectividades TOA y reflectividades terreno, se procede al cálculo del NDVI para ambas y al estudio comparativo de los resultados. Se han comparado los NDVIs para cada fecha procedentes de las dos correcciones (este estudio se ha realizado para el año 2002 solamente). En una inspección visual se comprueba que entre el NDVI procedente de reflectividades TOA y el procedente de las reflectividades terreno hay poca diferencia (figura 5-11), aunque existe una ligera superioridad de valores en el de reflectividades terreno.

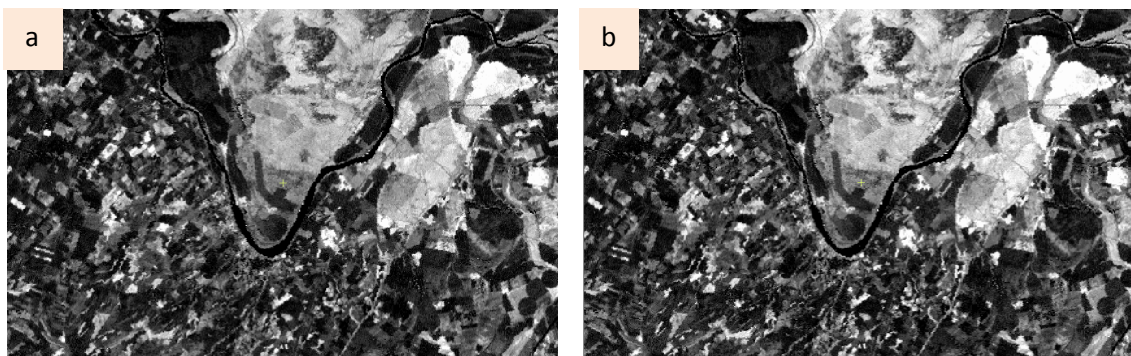


Figura 5-11. Similitud de resultados del NDVI en reflectancias TOA (a) y terreno (b).

Para buscar la relación entre ambos se utilizó el dispersograma o *scatter plot*, con el que se estudia la correlación entre bandas cualesquiera dos a dos (figura 5-12), como ya se hizo con las bandas roja e infrarroja. Se enfrentaron, para cada fecha, los dos NDVIs, observándose una alta correlación. También se obtuvieron las ecuaciones de regresión lineal entre ambos, eligiendo uno de ellos como variable dependiente (NDVI terreno, tabla 5-9) y el coeficiente de determinación del ajuste. Estas ecuaciones confirman numéricamente las halladas en el trabajo de Myneni and Asrart (1994), en donde se afirma que el NDVI TOA es siempre más bajo que el NDVI terreno (en ese

trabajo se maneja el concepto NDVI *canopy*) debido al efecto de la atmósfera, mayor en la longitud de onda del rojo, que reduce el contraste entre rojo e infrarrojo en el NDVI TOA. Esta reflexión se halla también presente en otros autores (Calera y Martín de Santa Olalla, 2005; Tachiiri, 2005). La cercanía a la unidad del valor de la pendiente ( $m$ ) de las ecuaciones que relacionan ambos NDVIs indica el grado de limpieza de la atmósfera. Todo ello se recoge en la figura 5-12 y la tabla 5-9:

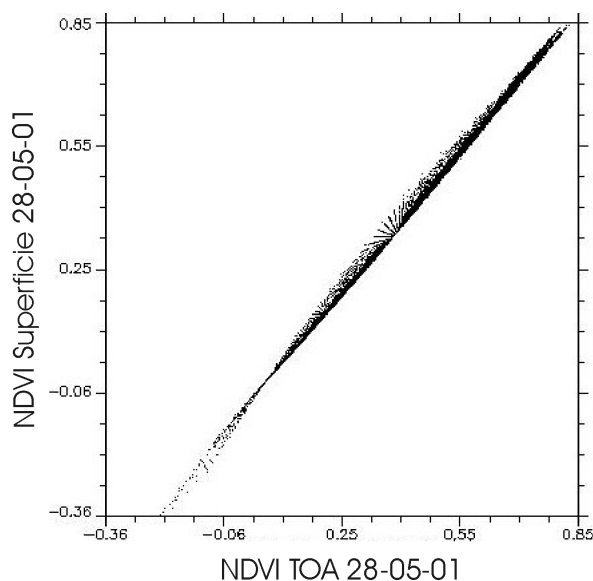


Figura 5-12. Dispersograma para el NDVI TOA y terreno en la imagen de mayo de 2001.

Fecha	$R^2$	Recta regresión	$m$	$b$
21-02-01	0.98	$NDVI_{terr}=1.23NDVI_{TOA}-0.06$	1.23	0.06
28-05-01	1	$NDVI_{terr}=1.14NDVI_{TOA}-0.10$	1.14	0.10
29-06-01	1	$NDVI_{terr}=1.19NDVI_{TOA}-0.08$	1.19	0.08
17-09-01	0.98	$NDVI_{terr}=1.19NDVI_{TOA}-0.04$	1.19	0.04
24-02-02	0.98	$NDVI_{terr}=1.15NDVI_{TOA}-0.04$	1.15	0.04
29-04-02	1	$NDVI_{terr}=1.17NDVI_{TOA}-0.06$	1.17	0.06
16-06-02	1	$NDVI_{terr}=1.25NDVI_{TOA}-0.07$	1.25	0.07
18-07-02	0.98	$NDVI_{terr}=1.22NDVI_{TOA}-0.07$	1.22	0.07
03-08-02	0.98	$NDVI_{terr}=1.19NDVI_{TOA}-0.06$	1.19	0.06
07-11-02	0.98	$NDVI_{terr}=1.14NDVI_{TOA}-0.05$	1.14	0.05

Tabla 5-9. Valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ), ecuaciones de regresión lineal y pendiente ( $m$ ) y ordenada ( $b$ ) entre los NDVIs procedentes de las reflectividades terreno ( $NDVI_{terr}$ ) y reflectividades TOA ( $NDVI_{TOA}$ ).

Otro enfoque de este estudio se basó en la observación de los valores puntuales de NDVI en superficies concretas y conocidas de la imagen. Se leyeron los valores individuales de píxeles en cubiertas bien definidas (regadío, secano y graveras) para ambos NDVIs en todas las fechas. Para situar las graveras en la imagen se tomaron en el terreno sus posiciones con un GPS, presumiendo que ya estaban en funcionamiento en el año 2002 (figura 5-13). Para los píxeles de secano y regadío, se atendió a su diferente respuesta espectral en primavera y en verano y se escogieron cuidadosamente varias parcelas. Los valores de ambos NDVIs en las seis fechas se promediaron. En la figura 5-14 puede observarse la fuerte correlación que se produce entre los valores de los índices de los dos procedimientos para los tres tipos de usos y se confirma el mayor valor del NDVI terreno:

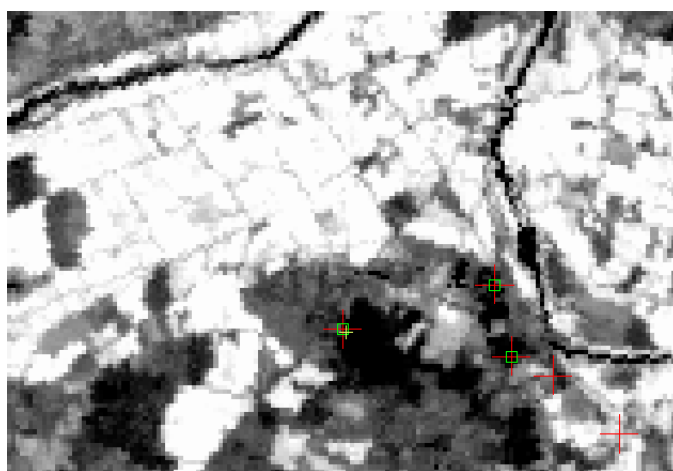


Figura 5-13. Zona cercana al río Duero en la que pueden observarse las áreas de entrenamiento de las graveras, tomadas con GPS. Se identifican claramente las parcelas de regadío con un NDVI más alto, por ser una imagen de julio.

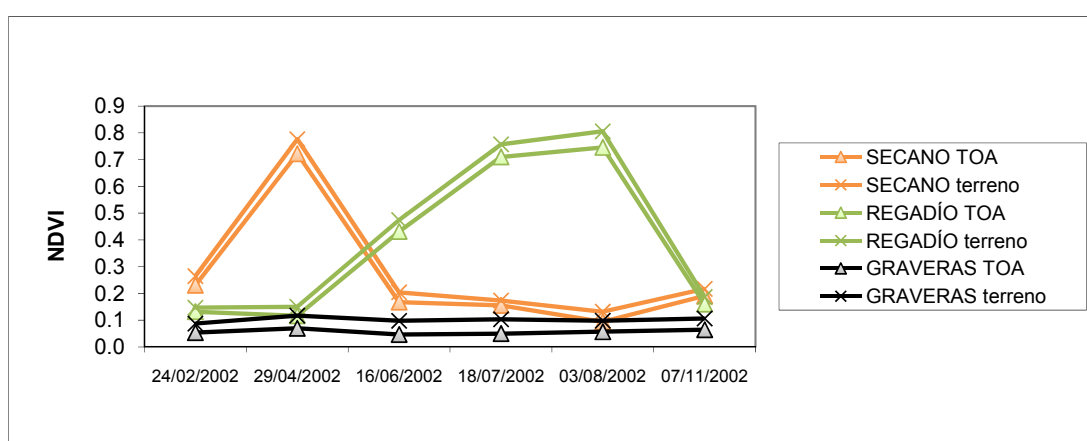


Figura 5-14. Valores de  $NDVI_{TOA}$  (línea con triángulos) y  $NDVI_{terreno}$  (línea con cruces) en las fechas de 2002 para una media de muestras en cada tipo de cubierta.



A la vista de estos resultados, una primera reflexión que podría aventurarse es acerca de la posibilidad de usar las reflectividades TOA en lugar de las reflectividades terreno para la extracción de parámetros biofísicos de las coberturas vegetales, dada la alta correlación entre ambos rangos de imágenes de NDVIs. De esa forma se evitaría el comprometido paso de la corrección atmosférica. Aunque es ampliamente reconocida la necesidad de corregir los efectos atmosféricos y del relieve residentes en las imágenes remotas (Ferencz et al., 2004; Castilla y Hay, 2006; Payero et al., 2006), y especialmente en los estudios multitemporales (Andrefouet et al., 2001; Liang et al., 2002; Lu et al., 2002; Paolini et al., 2006), algunos autores sugieren la posibilidad de trabajar con reflectividades TOA, radiancias e incluso niveles digitales para verificar los efectos del tratamiento radiométrico en la extracción de parámetros biofísicos como el LAI (Turner et al., 1999). Verhoef y Menenti (1998) muestran que el LAI del dosel vegetal puede ser extraído de múltiples ecuaciones de regresión lineal basadas en radiancias TOA, y Verhoef (2007) utiliza la inversión de parámetros como el LAI y el contenido de clorofila en la hoja para la simulación de radiancias TOA. Para aplicaciones sobre grandes áreas o regionales, muchos usuarios recelan de los posibles errores que se derivan de la falta de robustez de los parámetros atmosféricos y terrestres necesarios en los algoritmos de corrección, por lo que es frecuente que se prefiera no recurrir a ellos (Huang et al., 2002).

Estudiando los posibles factores de variación de los NDVIs procedentes de los dos procedimientos de corrección elegidos, se podría justificar la alta linealidad y correlación entre ambos resultados por la alta limpieza atmosférica de todas las imágenes, con ausencia total de nubes. A lo que se suma el relieve relativamente poco pronunciado de la zona, que implica un efecto topográfico reducido.

En esta fase del estudio **se van a utilizar las series temporales de NDVIs procedentes de la reflectividad terreno** tanto para la realización del mapa de clases como para la caracterización de los parámetros de vegetación asociados al modelo de balance. La transformación radiométrica de las series temporales de ortoimágenes a reflectividades terreno las hace espectralmente comparables.

## ***5.2. Obtención del mapa de clases***

El modelo de balance hídrico HIDROMORE hace uso de un mapa de clases para satisfacer las siguientes necesidades:

- Determinar la profundidad de raíces de las zonas con vegetación, estandarizadas en función del tipo de planta: herbáceos, viña, forestal o improductivo (urbano, barbecho, láminas de agua, suelo desnudo, etc.).
- Asignar el calendario de riego a la clase regadío (se considera únicamente la clase regadío de verano ya que es la clase masivamente implantada en la zona de estudio).

- Establecer y asignar para cada clase los umbrales máximo y mínimo de dos de los parámetros calculados con las series de NDVI: la altura de la planta y el coeficiente de cultivo basal.
- Asignar las ecuaciones que relacionan NDVI y coeficiente de cultivo basal en función de la clase de vegetación, aunque en la presente aplicación se ha utilizado una única ecuación para todas.

En este punto cabría hacer una reflexión sobre los métodos aplicables a las ortoimágenes resultantes de los tratamientos anteriores para obtener el mapa de clases más exacto y adaptado a las necesidades del modelo. En primer lugar, se ha de establecer la selección de datos imagen de partida y la leyenda, en segundo, la estrategia de clasificación: patrón espectral, patrón espacial y/o patrón temporal, y el algoritmo de clasificación; y por último, la fase de verificación de la precisión del método y la exactitud del resultado llevarán a la extracción del mapa final.

Debido a que los parámetros que se esperan obtener de las imágenes se derivan de los diferentes estados de la planta -altura, cobertura vegetal, profundidad de raíces-, parece adecuado buscar un método de discriminación de cultivos y superficies que se base en la evolución fenológica temporal. Aquellas superficies que tengan una similar evolución temporal se asignarán a una misma categoría. La dinámica estacional de los índices de vegetación se correlaciona con la fenología de la vegetación y es ampliamente usada para la clasificación de usos de suelo (Joshi et al., 2006). Para muchos autores, la magnitud física derivada de las imágenes que mejor describe la evolución fenológica y los parámetros biofísicos de los cultivos son los índices de vegetación (Moran et al., 1997), y el NDVI es el método más efectivo para derivar tipos de cobertura vegetal (Cihlar et al., 1996).

El desarrollo fenológico para la discriminación de la vegetación y coberturas del suelo ha sido caracterizado desde hace años mediante perfiles temporales, la mayoría de las veces a través de series multitemporales de NDVI (Lloyd, 1990; DeFries et al., 1995; Hill et al., 1999; Latifovica et al., 2004; Brooks et al., 2006; Wardlow et al., 2007). Muchos de estos trabajos hacen una descripción de coberturas terrestres a escala global, debido a que los satélites que proporcionan series temporales completas, como MODIS, AVHRR o SPOT *Vegetation*, son también los de menor resolución espacial. En este mismo sentido, el verdadero éxito del uso del NDVI ha resultado para discriminar tipos de cobertura muy generales (DeFries y Townshend, 1999).

En un amplio conjunto de trabajos se combinan los índices de vegetación con imágenes multitemporales para la clasificación y detección de cambios (Cihlar et al., 1996; Sader et al., 2001; Wilson y Sader, 2002). Esta combinación se suele aplicar al método de clasificación no supervisada como método de identificación de los grupos espectrales de los que inicialmente no se tiene significación temática (Cihlar et al., 1998). Esta estrategia se descarta en esta fase de selección de métodos de clasificación debido a que:

- Se tiene un conocimiento muy exhaustivo de la zona debido a las campañas de campo durante varios años. El ciclo fenológico de los cultivos y de la vegetación natural presentes en la zona está muy estudiado, así como su zonificación. La relación de la vegetación con otros datos geomorfológicos y fisionómicos como la hidrografía, el relieve y la litología, además, se derivan fácilmente de un estudio preliminar de la cartografía asociada a esta información y del mapa de usos *Corine Land Cover* (figura 5-15).

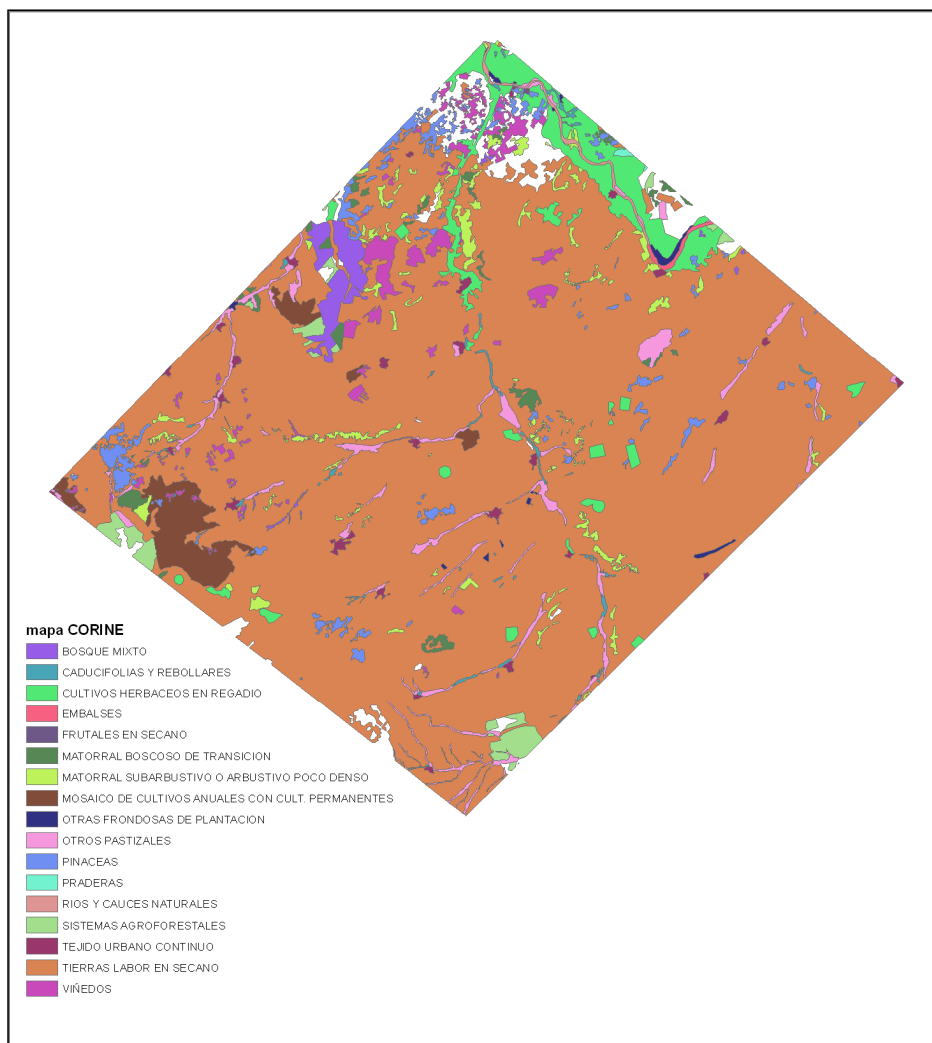


Figura 5-15. Mapa de usos de suelo *Corine Land Cover* (actualización del año 2000) de la zona de estudio.

- Sería computacionalmente muy prolijo y lento utilizar el desproporcionado volumen de imágenes resultantes de las once fechas de estudio, combinando sus

correspondientes bandas e índices de vegetación. El uso de series temporales de NDVIs, tratadas como bandas, reduce el volumen de datos (Hansen et al., 2005).

Se necesita un mapa lo más ajustado a la realidad y coherente con las series de NDVIs, razón por la cual van a ser éstas la base de la clasificación; además de estudiar y aplicar diferentes procesos de clasificación y una verificación lo más exhaustiva posible de los resultados. El principal problema de este proceso, tanto en el análisis previo de las clases como en la verificación de resultados, se deriva de la imposibilidad de conocer de forma fidedigna la realidad de las clases en dos años ya pasados, especialmente para los cultivos herbáceos, cambiantes de un año para otro. Los cambios se hacen patentes en la comparación de los dos años 2001 y 2002.

El método elegido, pues, ha sido el de patrón temporal mediante series anuales de NDVIs. A continuación se describen las alternativas de computación, los estudios preliminares de las clases y se termina por la descripción de las estrategias de verificación de los resultados. En todas las fases del procedimiento se han usado datos auxiliares, que se recogen de forma resumida en la tabla 5-10 y que se irán describiendo en sucesivos apartados.

	Fase previa	Fase clasificación	Fase verificación
Método supervisado		- Áreas verdad GPS - Recintos SIGPAC	- Áreas verdad GPS - Recintos SIGPAC
Método segmentación	- Áreas verdad GPS		- Declaraciones SIGPAC - CORINE

Tabla 5-10. Datos auxiliares usados en los dos métodos de clasificación en las distintas fases.

### **5.2.1. Método de signatura o patrón temporal (Temporal pattern recognition). Descripción del método, elección de la leyenda y alternativas de computación**

Como ya se ha dicho, la trayectoria temporal descrita por el NDVI constituye un elemento identificador con mayor poder de discriminación que la propia respuesta espectral (Badhwar et al., 1982). En el método de patrón temporal se asigna cada píxel a la categoría a cuya evolución temporal más se asemeje. Por otro lado, el método de patrón espectral (*Spectral Pattern Recognition*) se basa en la respuesta multispectral de cada píxel, es decir, para cada banda del sensor.

Del conocimiento de campo que se dispone de la zona, cabe hacer algunas reflexiones acerca de la idoneidad de una clasificación espectral píxel a píxel por el método de signatura espectral. En primer lugar, existe solapamiento entre clases, por lo que es difícil usar métodos clásicos de clasificación basados en la correspondencia estadística entre características espectrales y clases temáticas para varias fechas (Vincent y Pierre, 2003). Además, la clasificación espectral atendiendo a criterios de vecindad (mínima distancia) o estadísticos (máxima probabilidad) puede no ser adecuada aquí por la convivencia de clases diferentes en parcelas muy pequeñas colindantes (secano con regadío o barbecho, por ejemplo).

Se han clasificado las series multitemporales de cinco NDVIs de 2001 y seis del año 2002 mediante dos técnicas: la clasificación multitemporal supervisada de las dos series de NDVIs, tomadas como bandas, por el método de máxima verosimilitud; y la segmentación simultánea de los NDVI de las series en clases de vegetación siguiendo el modelo -adaptado a las características de la zona de estudio- de Vincent y Pierre (2003), que agrupa las formaciones vegetales en función de los valores numéricos de la serie multitemporal de NDVI.

Para la verificación de resultados se recurrirá a diferentes estrategias, como la integración de datos vectoriales procedentes de la base de datos de recintos del SIGPAC, el uso de las declaraciones de usos de los agricultores y la comprobación de superficies resultantes totales.

Cuestión delicada es la elección de la leyenda. La alternancia de áreas de labor en tierras de secano, regadío y retirada o barbecho es especialmente relevante en estudios multitemporales. En la figura 5-16 puede observarse la evolución de una zona de cultivos en diferentes momentos del periodo analizado en una composición RGB 5-4-3. Esta figura explica el cambio de usos de un año para otro y la alternancia de cultivos estacionales. Obsérvese el diferente uso que se hace de las parcelas circulares (forma derivada de un riego por pivot) entre el año 2001 y el 2002 y entre primavera y otoño. En las dos imágenes (a) y (b), se aprecia cómo el color verde, que indica el vigor vegetativo, nos muestra las parcelas sembradas con secano (a, primavera) y regadío (b, otoño) en el año 2001. En las dos imágenes (c) y (d), del año siguiente, se aprecia que el cultivo elegido para esas mismas parcelas es prácticamente el inverso al año anterior.

Además de los cultivos estacionales es significativa la masa forestal, especialmente la de bosque repoblado de pinos, y la de viña, ya que la zona recoge parte del área vitivinícola bajo la Denominación de Origen Toro.

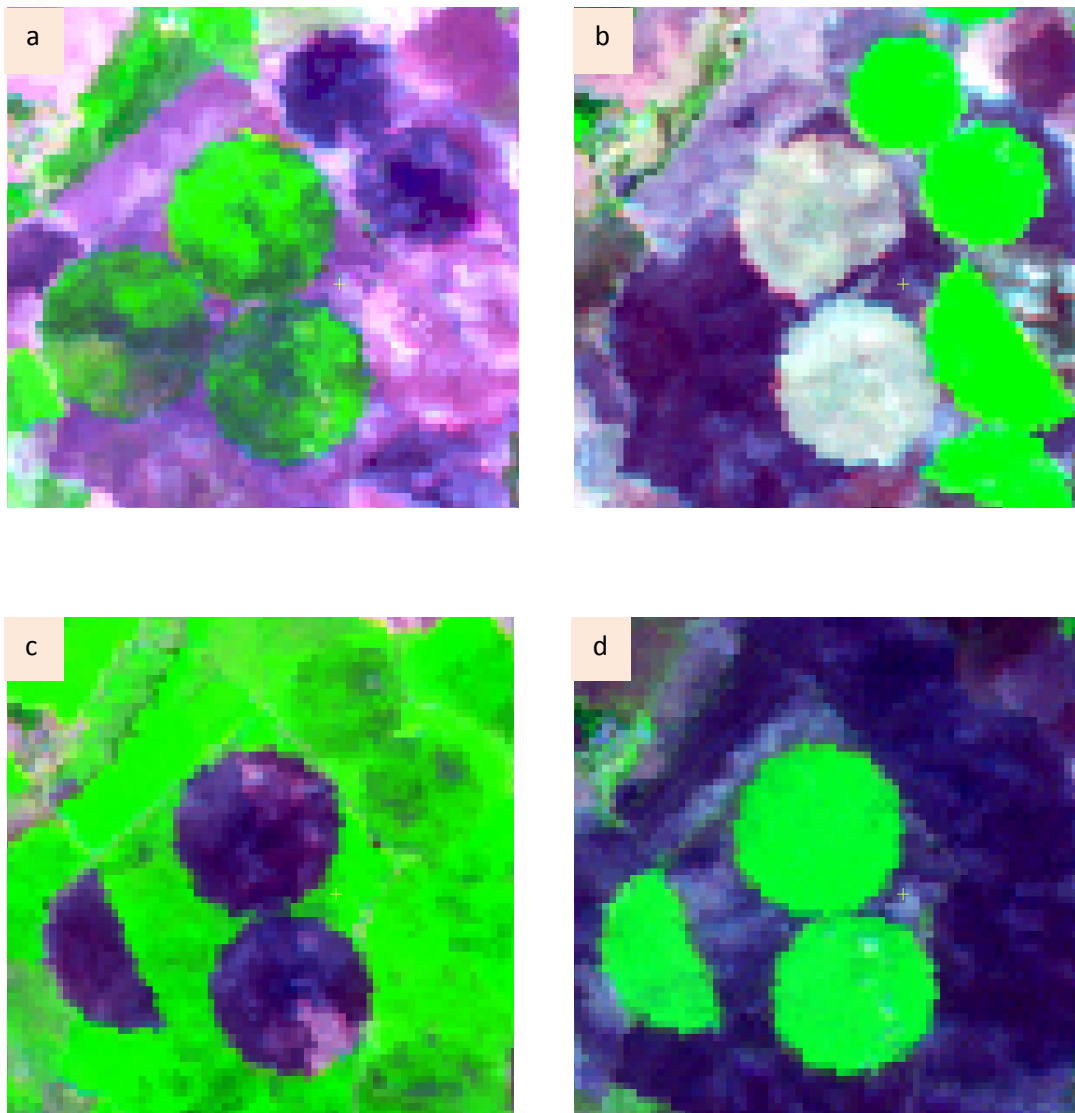


Figura 5-16. Alternancia de usos agrícolas: (a) y (b) corresponden al año 2001 en mayo y septiembre respectivamente, (c) y (d) a abril y noviembre de 2002 respectivamente. Composición RGB 5-4-3.

El cuadro aproximativo de siembra y recolección más usual de los distintos aprovechamientos en la zona da idea de la marcada estacionalidad (tabla 5-11). En términos generales, puede decirse que los cultivos de secano y regadío tienen ciclos opuestos (figura 5-17), aunque dependerá de si se ha optado por variedades de ciclo corto o largo. En esta zona lo más frecuente es el ciclo largo, debido al régimen semiárido de precipitaciones y al frío invernal, que favorece la vernalización.

Régimen	Cultivo	Siembra	Máximo	Recolección
Regadío de verano	Patatas	Abril-Mayo	Junio-Julio	Septiembre- Octubre
	Maíz	Abril	Agosto	Octubre-Diciembre
	Remolacha	Marzo	Julio	Octubre-Noviembre
	Alfalfa	Abril	Mayo- Agosto	Repetidas en el año
	Girasol	Abril-Mayo	Julio	Octubre
Regadío de primavera	Cereales en ciclo corto (cebada y trigo), cultivos industriales (colza)	Febrero	Mayo	Junio-Julio
	Hortalizas	Mayo	Junio-Julio	Agosto-Septiembre
Secano ciclo largo	Cereales (trigo, centeno, avena, triticale, cebada)	Octubre- Noviembre	Mayo	Julio
	Leguminosas (guisantes y lentejas)	Octubre	Mayo	Julio
Secano ciclo corto	Cereales	Febrero	Mayo	Julio
	Leguminosas (garbanzo)	Marzo	Mayo-Junio	Julio
Variable	Vid		Junio	Septiembre

Tabla 5-11. Cuadro resumen de la siembra, recolección y máxima actividad de algunos de los cultivos más frecuentes en la zona de estudio.

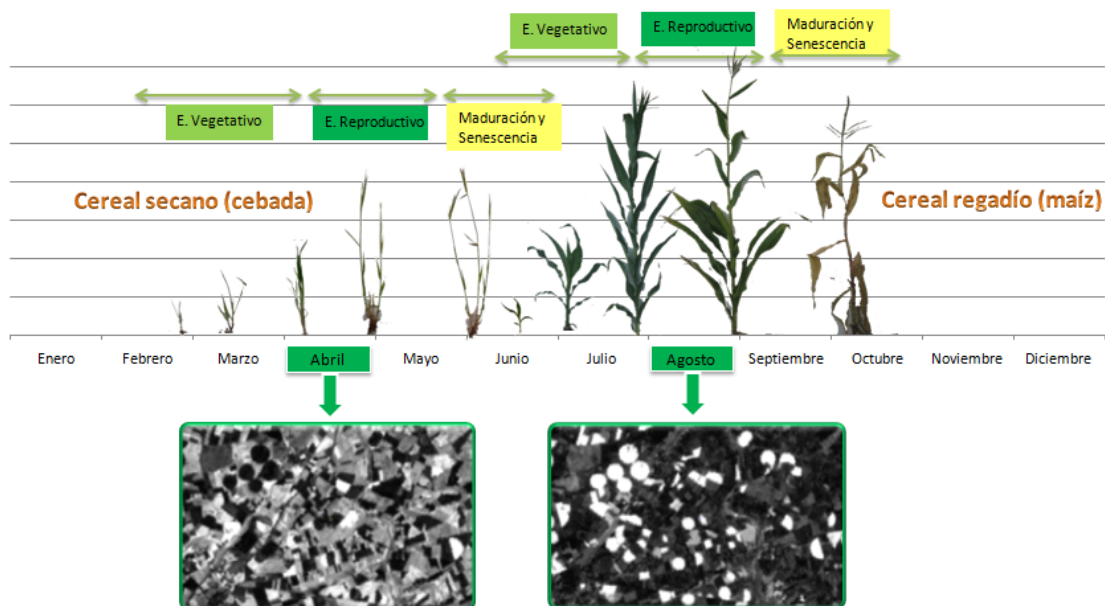


Figura 5-17. Ciclos fenológicos del secano (cebada) y el regadío (maíz) en la zona de estudio, con dos fragmentos de los NDVIs de abril y agosto correspondientes a los máximos de ambos cultivos.

En la selección de las clases se ha tenido en cuenta dos factores. El primero, que la evolución temporal de la cobertura vegetal sea similar (basando dicha evolución en las curvas de NDVI); y el segundo, que las clases sean representativas en la zona. Finalmente, las 6 clases que se han escogido son:

- Cultivos de secano: recoge los cultivos de cereales (trigo, cebada, centeno y avena principalmente) y leguminosas (lentejas, garbanzos y guisantes), caracterizados por no recibir más aporte de agua que el natural de las lluvias. Se incluyen en esta clase tanto el ciclo corto como el largo.
- Cultivos de regadío: entre los que se encuentran cultivos industriales (remolacha, girasol y colza, los más frecuentes en la zona), forrajeros (maíz, alfalfa y veza) y hortícolas. Se descarta el regadío de primavera debido a que en la zona es prácticamente inexistente.
- Improductivo: terrenos desprovistos de vegetación o con vegetación muy escasa, que aún encontrándose dentro de las superficies agrícolas no son susceptibles de ningún aprovechamiento agrario, ni siquiera para pastos, tales como rocas, pedregales, graveras, escarpes, etc. También se incluyen en esta clase los barbechos y los baldíos, terrenos de labranza sin cultivar.
- Agua: láminas de agua como ríos y embalses.
- Viña: superficies de viñedo (en general, sin riego), en vaso o en espaldera.
- Forestal-pradera: terrenos cubiertos por especies arbóreas forestales como manifestación dominante, que en la zona principalmente son pinos resineros y piñoneros de repoblación para su uso industrial. Se incluyen en esta clase las zonas de vegetación de ribera con sotos y pastizales naturales y las zonas adhesadas de encina con matorral.

### ***5.2.1.1. Estudio de la evolución temporal de las series NDVI***

El paso previo a la clasificación es el estudio del NDVI de las clases seleccionadas en la leyenda. Con ello se podrán después agrupar las zonas de cubiertas cuya evolución temporal sea semejante. Se ha estudiado el comportamiento de las cubiertas en los once NDVIs de sendas fechas mediante la confección de gráficos temporales y su relación con el ciclo fenológico de las coberturas. Puesto que los ciclos fenológicos no son coincidentes, tampoco los valores de NDVI lo serán para cada cubierta.

Se construyen los diagramas de NDVI/clase/fecha para una muestra de puntos y se estudian los valores medios de cada cubierta en cada fecha. La muestra consiste en 15 puntos para regadío, 15 para improductivo, 15 para secano, 13 para viña, 12 para



forestal-pradera y 8 para agua, elegidos a partir de adquisiciones terreno, inspecciones imagen y el mapa de recintos SIGPAC. En las tablas se indican el valor medio y la desviación estándar de la muestra. En las figuras se describen gráficamente los valores de NDVI y el valor medio para cada fecha.

La clase agua (figuras 5-18, 5-19, 5-20, 5-21 y tabla 5-12) presenta el problema de que, especialmente en los meses de primavera y principio de verano, y si el cauce de los ríos no es lo suficientemente ancho, se produce una fuerte confusión con otras clases de vegetación debido a la invasión del cauce por la vegetación de ribera, como puede observarse en la figura 5-18 a. Por eso se recurre a leer los NDVI en zonas de lámina de agua lo suficientemente anchas como para que no se mezcle con la vegetación natural, como es el caso de la zona del embalse de Castronuño en el curso del Duero (figura 5-18 b):

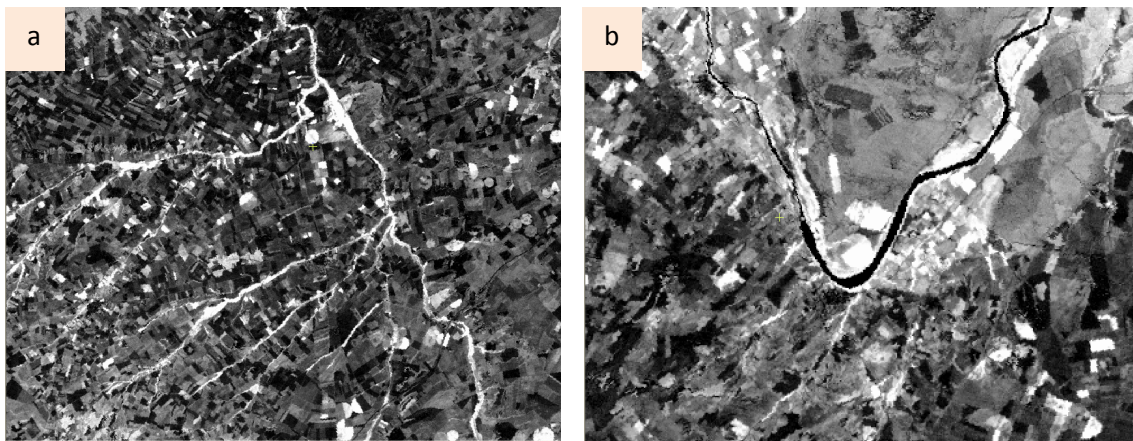


Figura 5-18. Diferente respuesta del NDVI a la clase agua en junio de 2002. En (a) se observa el valor alto debido a la mezcla con vegetación de ribera, y en (b) un valor muy bajo debido a la lámina de agua libre de vegetación.

Fecha	NDVI medio agua	Desviación estándar
21/02/2001	-0.27	0.02
28/05/2001	-0.09	0.03
29/06/2001	-0.08	0.04
17/09/2001	-0.11	0.09
22/12/2001	-0.04	0.04
24/02/2002	-0.17	0.03
29/04/2002	0.01	0.06
16/06/2002	0.01	0.02
18/07/2002	0.01	0.07
03/08/2002	-0.06	0.06
07/11/2002	0.03	0.02

Tabla 5-12. Valores medios NDVI de la clase agua para los dos años de estudio.

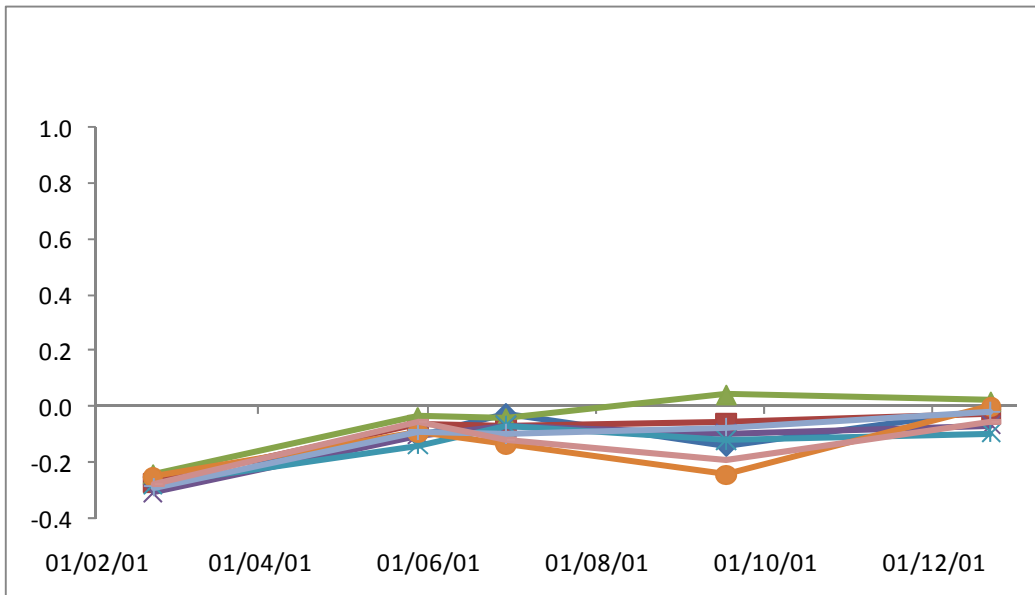


Figura 5-19. Valores de NDVI de la muestra para la clase agua en 2001.

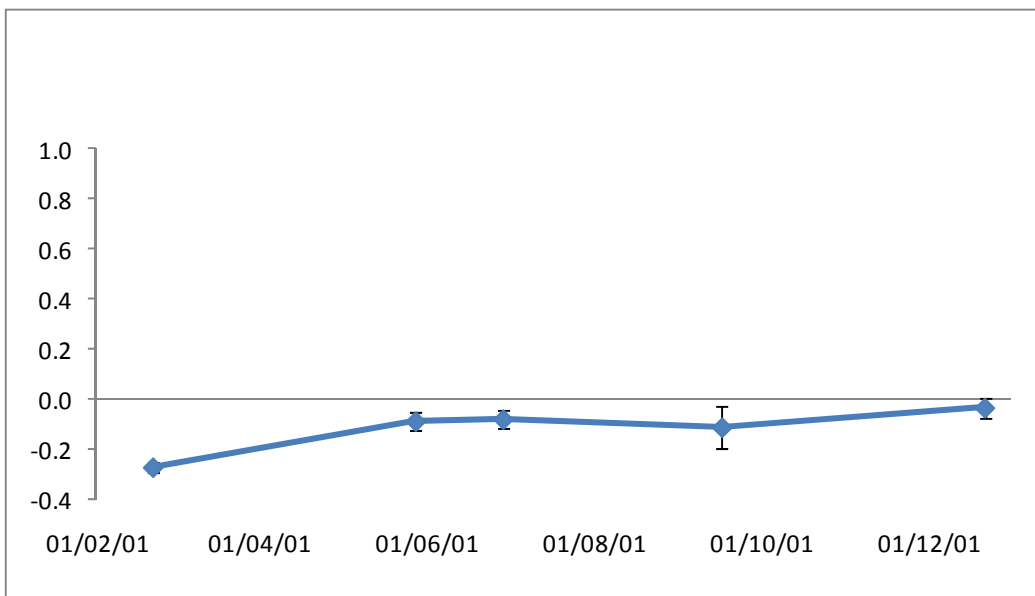


Figura 5-20. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase agua en 2001.

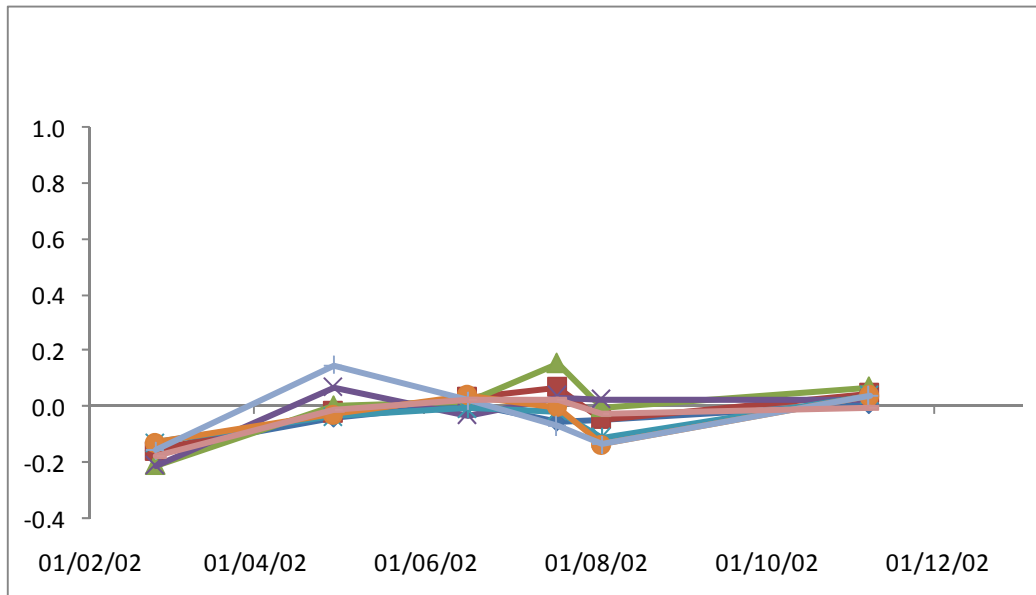


Figura 5-21. Valores de NDVI de la muestra para la clase agua en 2002.

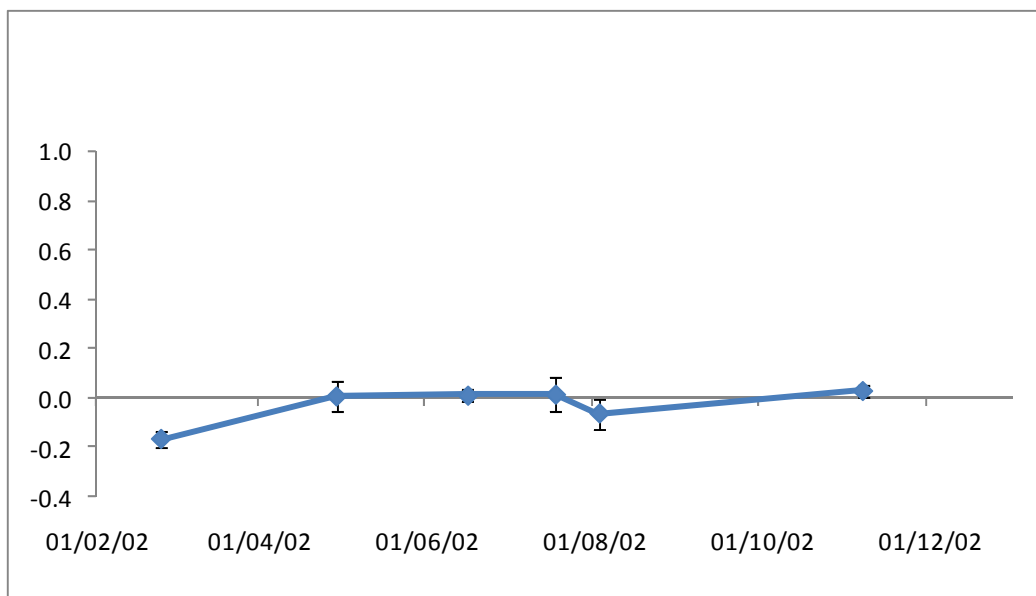


Figura 5-22. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase agua en 2002.

Reseñar, respecto a la clase agua, sus valores muy bajos a lo largo de todas las fechas, en el mayor de los casos con valores negativos y en torno a cero.

Para la clase improductivo (figuras 5-23, 5-24, 5-25, 5-26 y tabla 5-13) la dispersión, aunque débil, es mayor en 2002. La clase improductivo tiene un máximo en los meses de primavera, ya que existe una respuesta vegetativa de la cobertura vegetal espontánea que se produce inevitablemente sobre los suelos desnudos, especialmente en los meses de abril y junio. No obstante, los valores de NDVI en esta clase son uniformes y bajos.

Fecha	NDVI medio improductivo	Desviación estándar
21/02/2001	0.27	0.09
28/05/2001	0.30	0.05
29/06/2001	0.24	0.04
17/09/2001	0.28	0.05
22/12/2001	0.24	0.04
24/02/2002	0.05	0.05
29/04/2002	0.25	0.08
16/06/2002	0.19	0.05
18/07/2002	0.19	0.07
03/08/2002	0.12	0.04
07/11/2002	0.18	0.09

Tabla 5-13. Valores medios NDVI de la clase improductivo para los dos años de estudio.

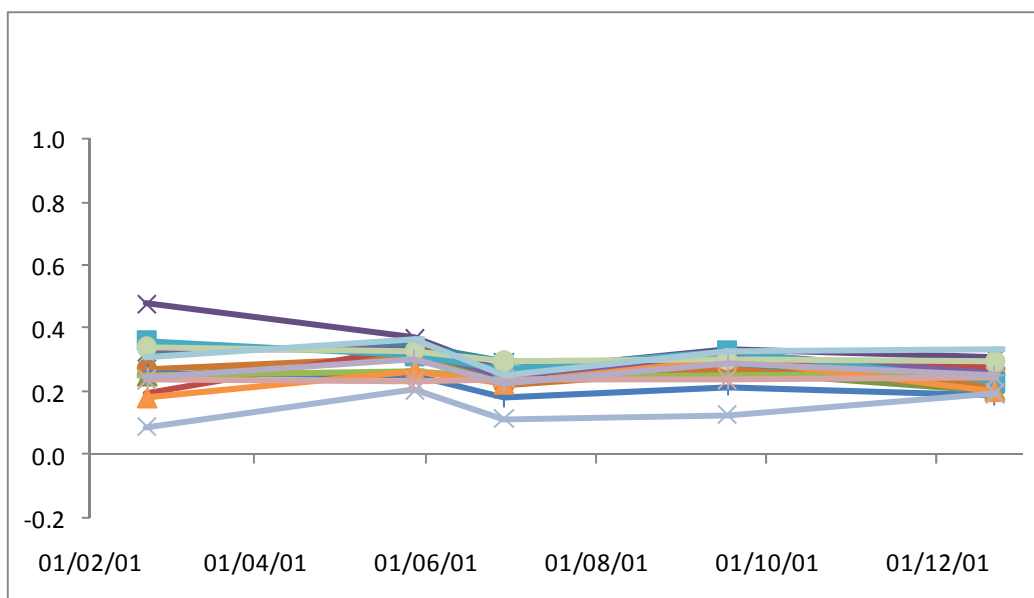


Figura 5-23. Valores de NDVI de la muestra para la clase improductivo en 2001.

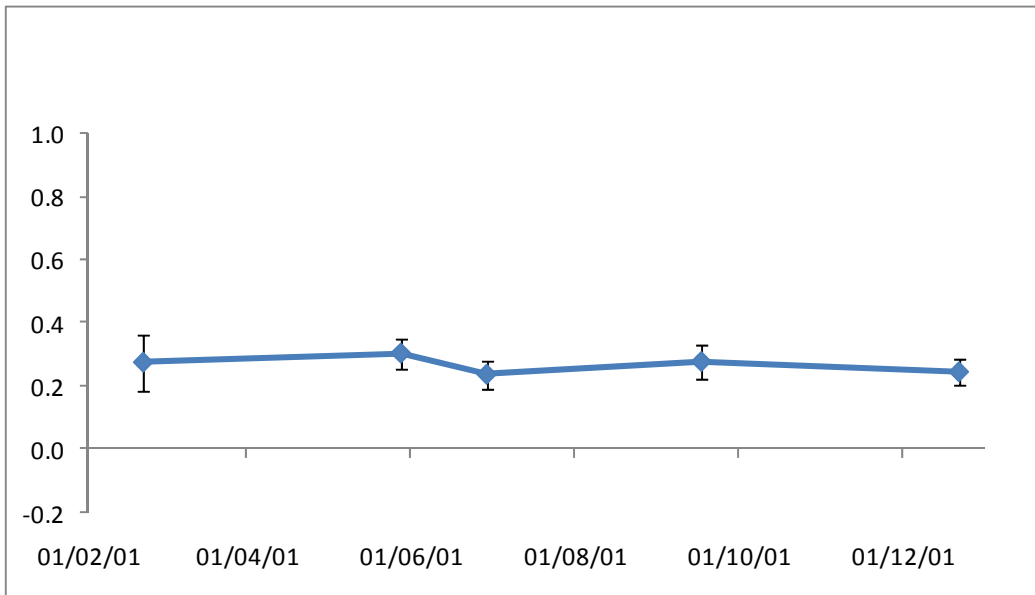


Figura 5-24. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase improductivo en 2001.

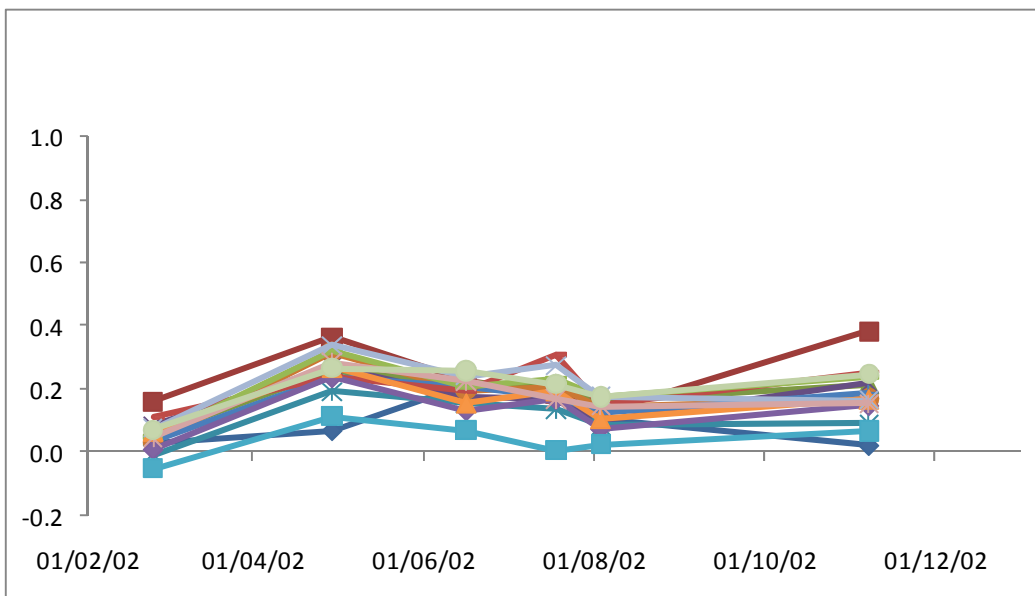


Figura 5-25. Valores de NDVI de la muestra para la clase improductivo en 2002.

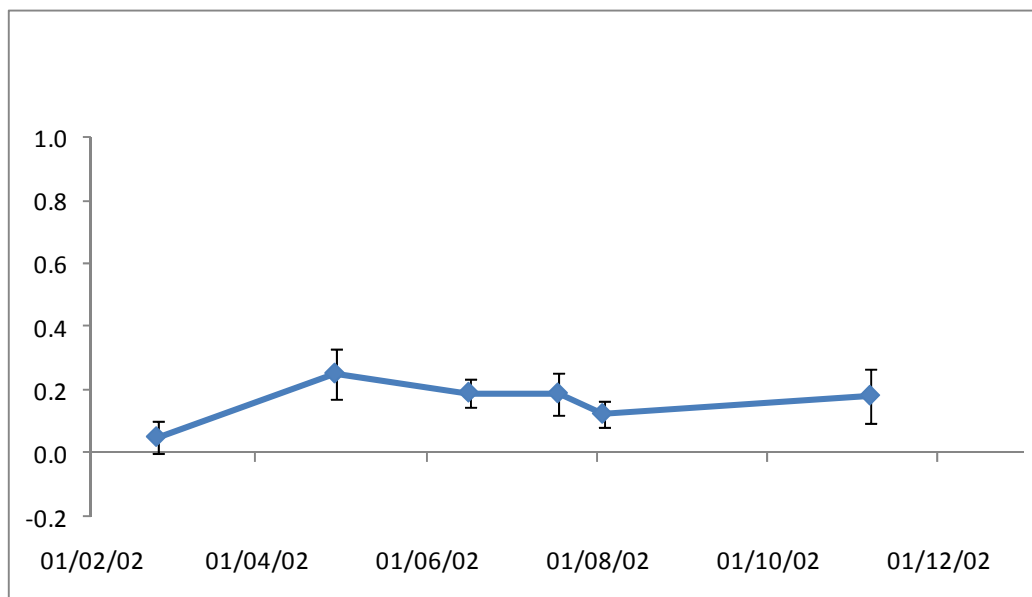


Figura 5-26. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase improductivo en 2002.

La clase forestal-pradera (figuras 5-27, 5-28, 5-29, 5-30 y tabla 5-14) es muy homogénea en el valor medio de NDVI en los dos años, destacando especialmente los valores siempre positivos en todas las fechas y con variaciones más relevantes que en otras coberturas, como puede observarse en los valores más altos de la desviación estándar. Hay que reseñar que los bosques en esta zona son masivamente frondosas (encinares) y coníferas, ambas perennifolias.

Fecha	NDVI medio forestal-pradera	Desviación estándar
21/02/2001	0.52	0.10
28/05/2001	0.41	0.15
29/06/2001	0.41	0.15
17/09/2001	0.44	0.15
22/12/2001	0.45	0.12
24/02/2002	0.41	0.10
29/04/2002	0.41	0.11
16/06/2002	0.40	0.13
18/07/2002	0.40	0.13
03/08/2002	0.43	0.20
07/11/2002	0.44	0.13

Tabla 5-14. Valores medios NDVI de la clase forestal-pradera para los dos años de estudio.

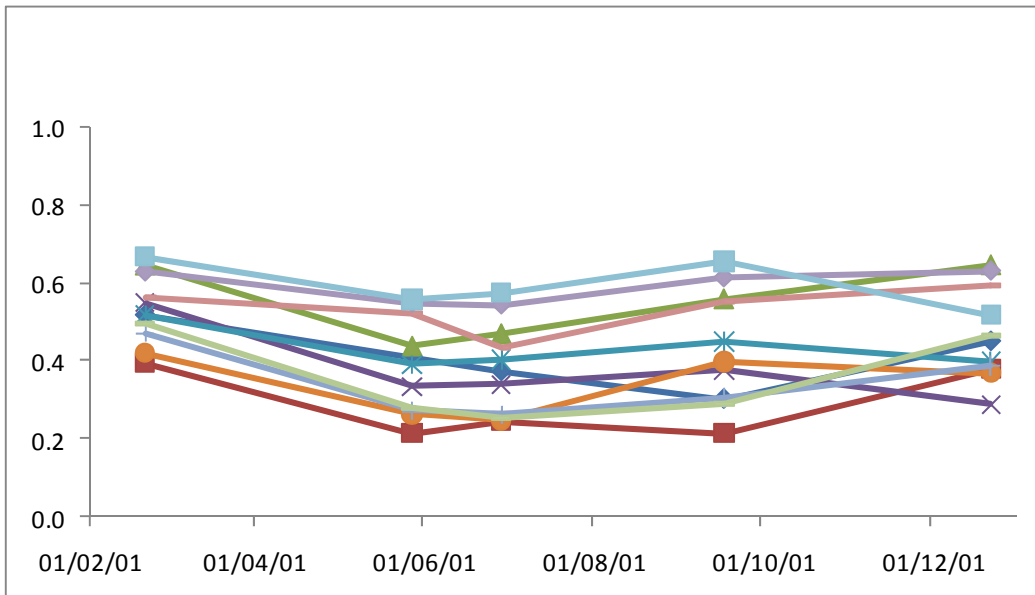


Figura 5-27. Valores de NDVI de la muestra para la clase forestal-pradera en 2001.

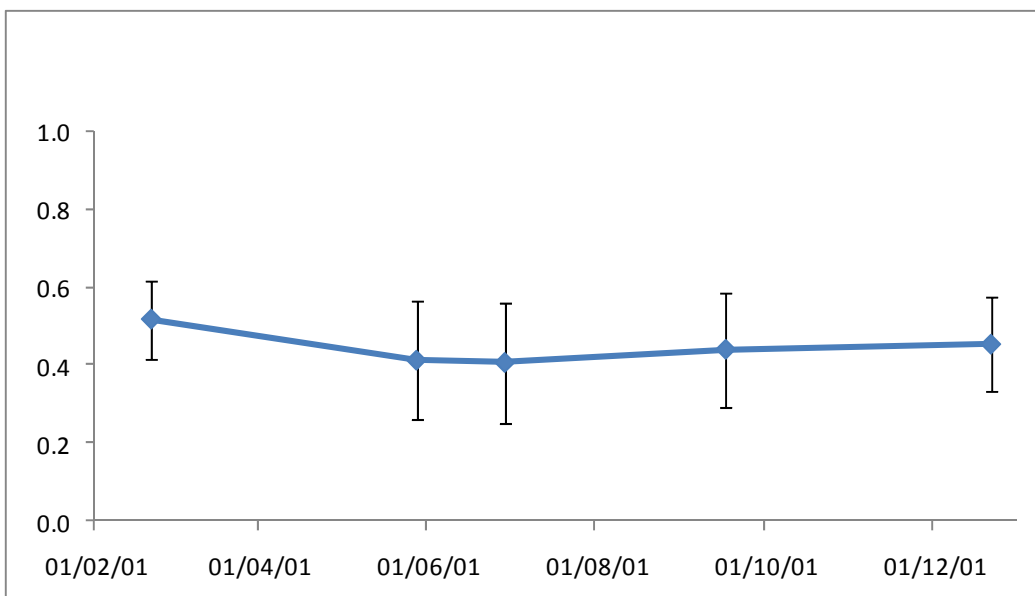


Figura 5-28. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase forestal-pradera en 2001.

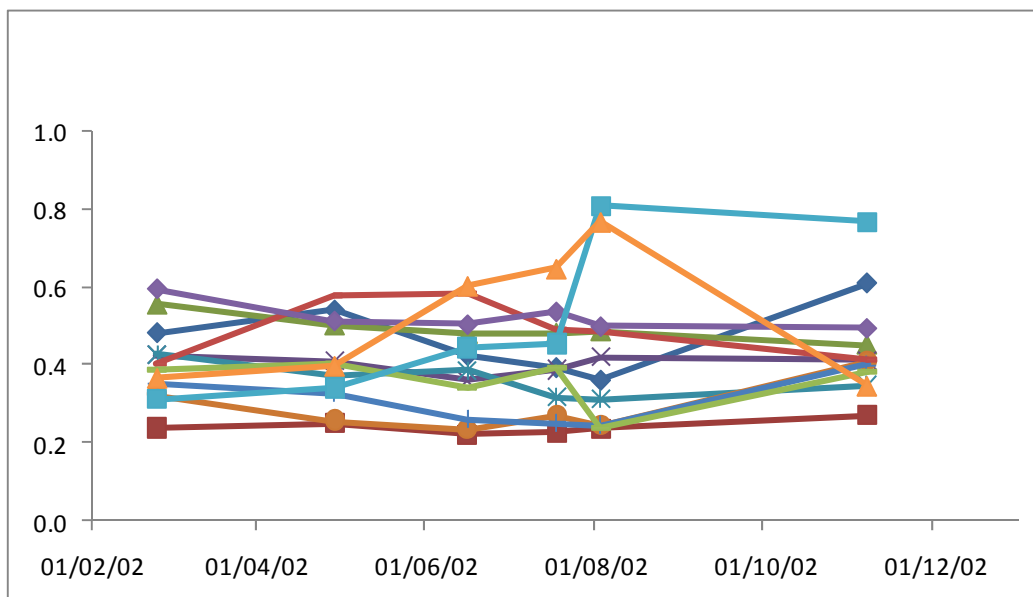


Figura 5-29. Valores de NDVI de la muestra para la clase forestal-pradera en 2002.

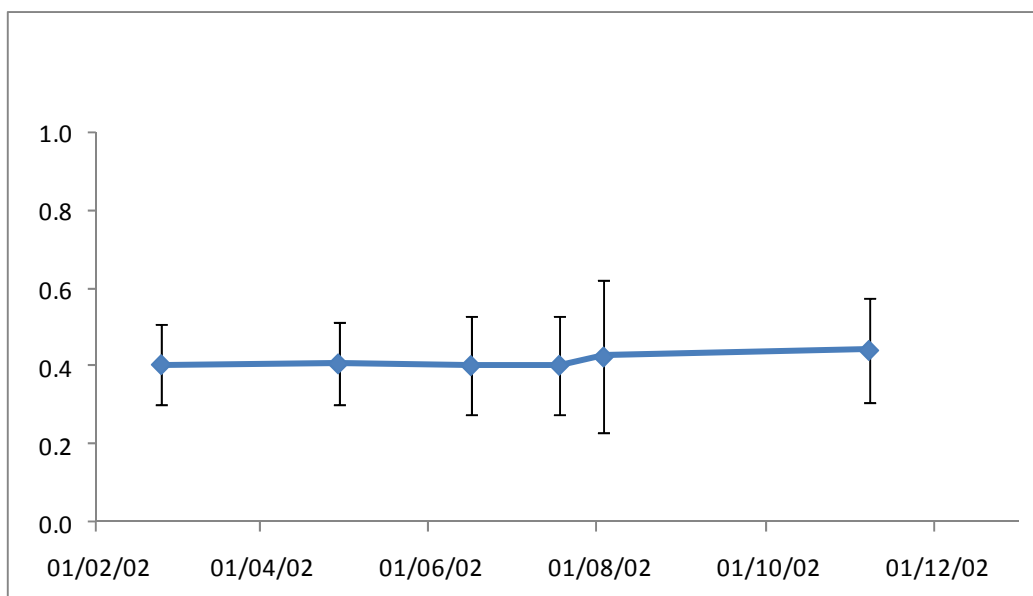


Figura 5-30. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase forestal-pradera en 2002.

De la cobertura viña (figuras 5-31, 5-32, 5-33, 5-34 y tabla 5-15) hay que señalar la dificultad de extraer un comportamiento uniforme debido a los diferentes marcos de plantación (espaldera y vaso), que producen respuestas espectrales muy diferentes; a lo



que se suma la mezcla de la clase vegetal con el suelo que rodea a las plantas, que se comporta como suelo desnudo (se labra una o dos veces al año). El máximo de vigor vegetal se detecta entre los meses de verano y principio de otoño, época de floración de la planta y posterior envero de la uva. El ciclo de la vid en esta zona es más tardío que en otras zonas vitícolas debido a los fríos primaverales. En cuanto a los años, existe una mayor variabilidad en 2001.

Fecha	NDVI medio viña	Desviación estándar
21/02/2001	0.22	0.07
28/05/2001	0.15	0.09
29/06/2001	0.18	0.12
17/09/2001	0.23	0.04
22/12/2001	0.17	0.03
24/02/2002	0.13	0.02
29/04/2002	0.12	0.01
16/06/2002	0.13	0.03
18/07/2002	0.18	0.01
03/08/2002	0.21	0.05
07/11/2002	0.24	0.03

Tabla 5-15. Valores medios NDVI de la clase viña para los dos años de estudio.

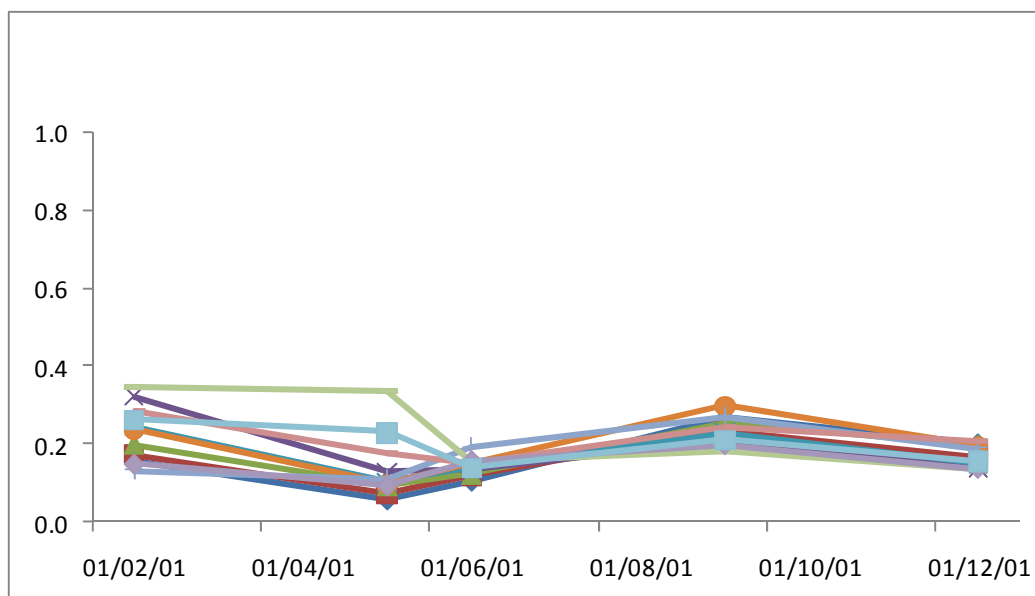


Figura 5-31. Valores de NDVI de la muestra para la clase viña en 2001.

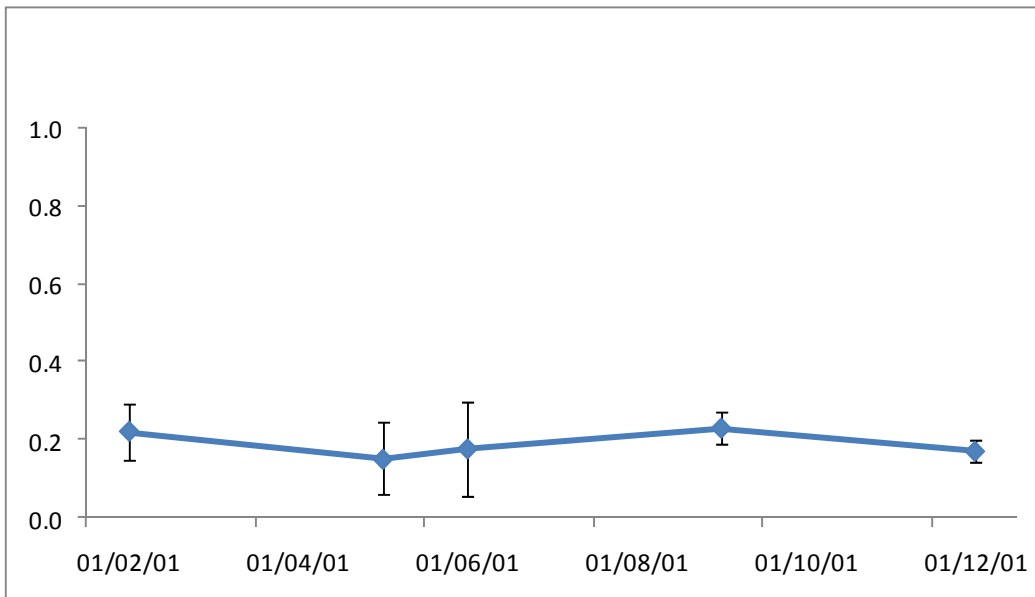


Figura 5-32. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase viña en 2001.

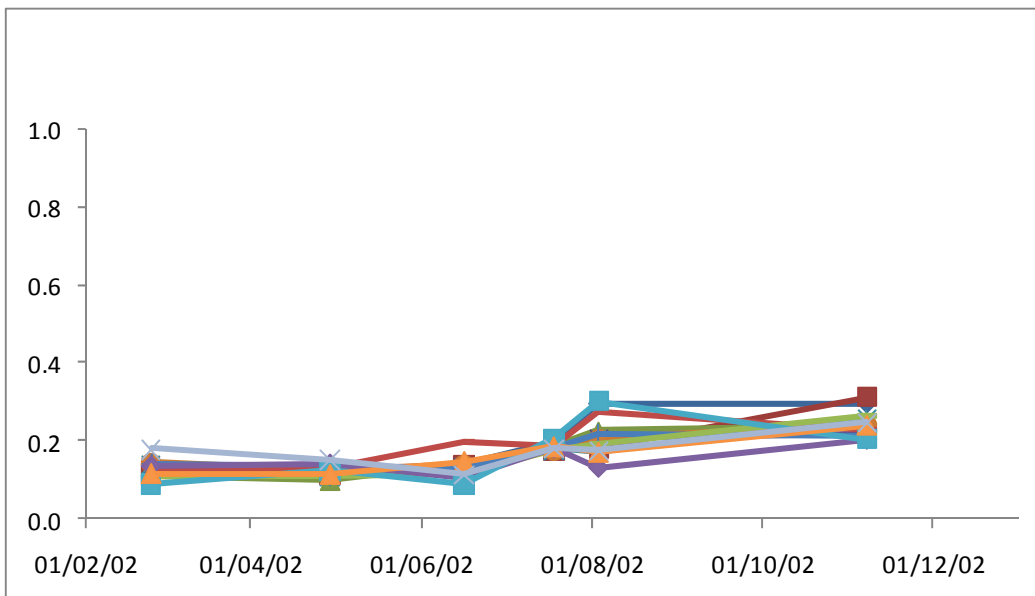


Figura 5-33. Valores de NDVI de la muestra para la clase viña en 2002.

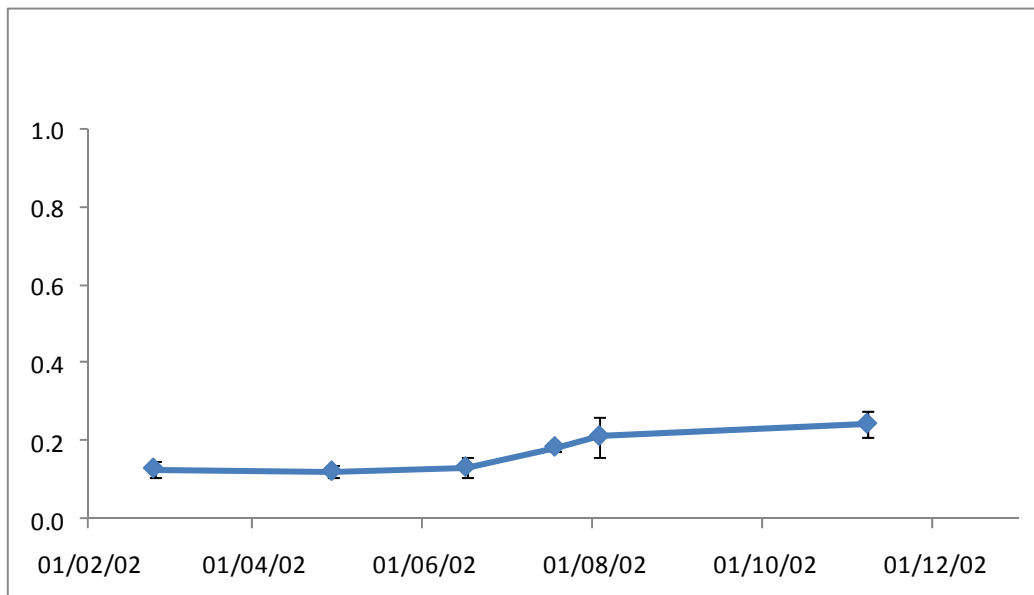


Figura 5-34. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase viña en 2002.

Las cubiertas de secano tienen un ciclo de mayor actividad vegetativa en la primavera y un mínimo en los meses de verano. Los meses de invierno son más confusos y dispersos. El año 2002 caracteriza mejor que 2001 esta clase por existir imágenes del mes de abril y mediados de junio, en lugar de una única fecha de observación en los meses de máximos (figuras 5-35, 5-36, 5-37, 5-38 y tabla 5-16).

Fecha	NDVI medio secano	Desviación estándar
21/02/2001	0.31	0.06
28/05/2001	0.73	0.16
29/06/2001	0.30	0.07
17/09/2001	0.27	0.04
22/12/2001	0.44	0.19
24/02/2002	0.24	0.14
29/04/2002	0.93	0.04
16/06/2002	0.34	0.08
18/07/2002	0.20	0.04
03/08/2002	0.14	0.03
07/11/2002	0.20	0.05

Tabla 5-16. Valores medios NDVI de la clase secano para los dos años de estudio.

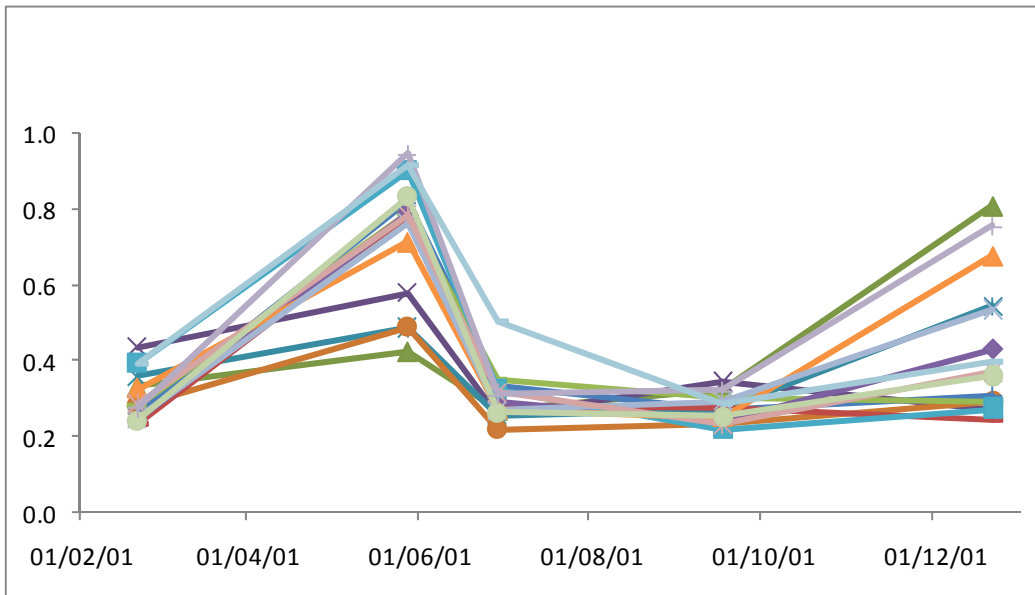


Figura 5-35. Valores de NDVI de la muestra para la clase seco en 2001.

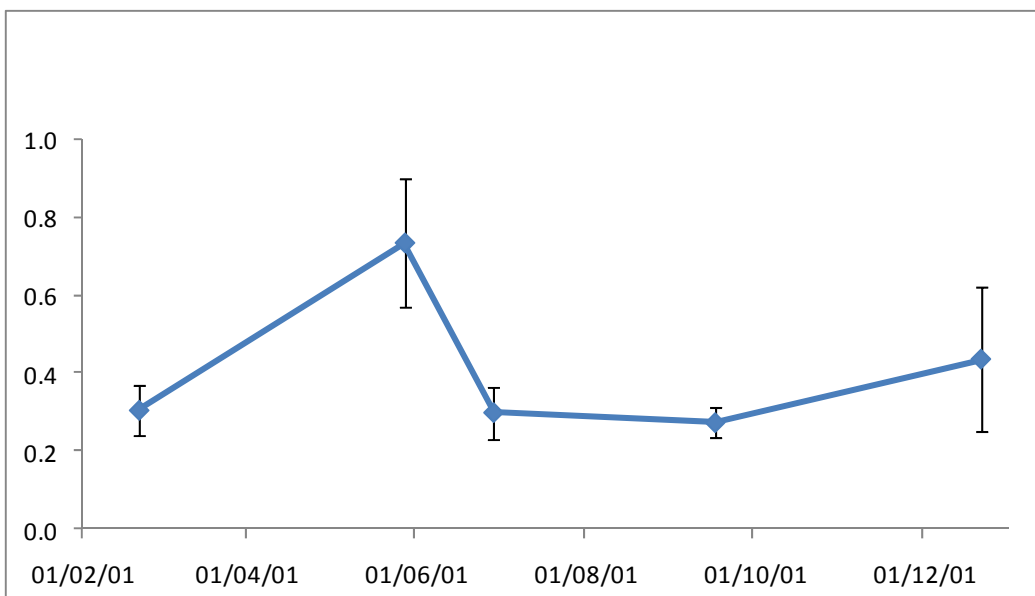


Figura 5-36. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase seco en 2001.

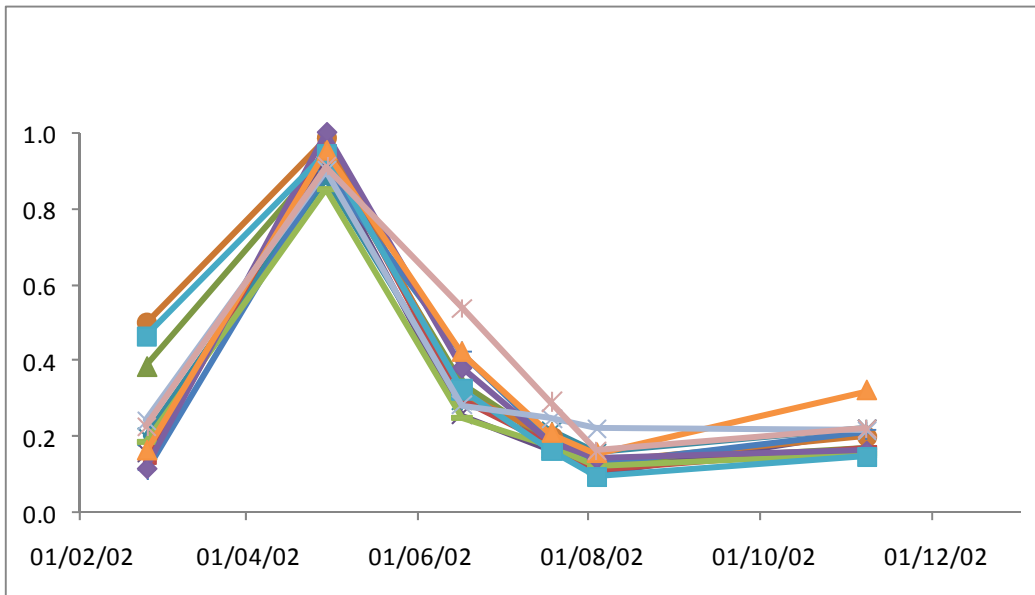


Figura 5-37. Valores de NDVI de la muestra para la clase seco en 2002.

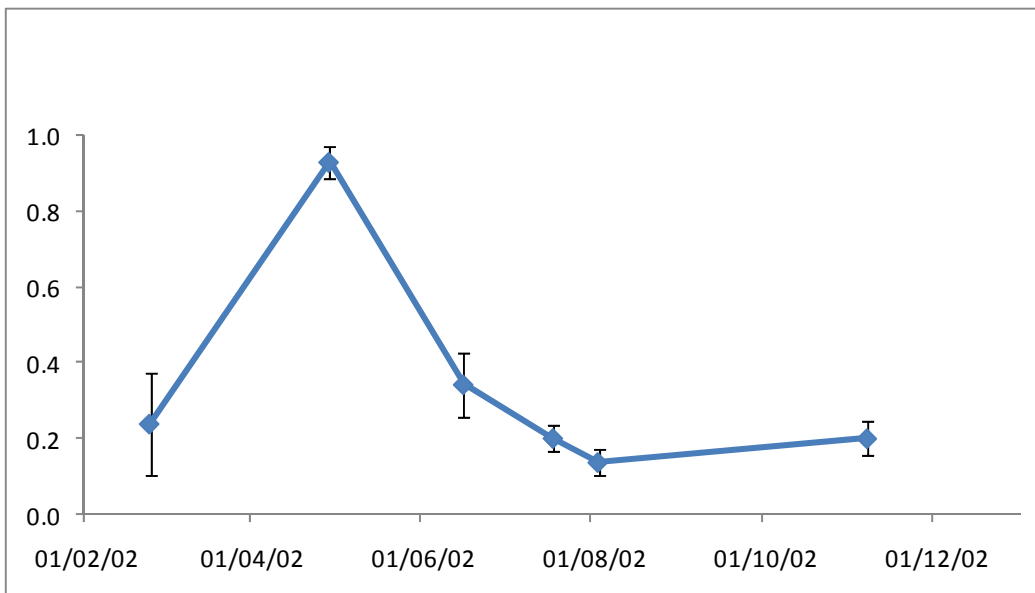


Figura 5-38. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase seco en 2002.

El regadío presenta una evolución del NDVI inversa a la del secano: máximos en verano y mínimos en primavera (apenas sin sembrar), con oscilaciones del NDVI entre ambas muy significativas (figuras 5-39, 5-40, 5-41, 5-42 y tabla 5-17). Existe dispersión entre los distintos puntos tomados en esta cobertura en el mes de junio de 2002, probablemente debido al incipiente estado vegetativo de esta cubierta en esta fecha, y en los meses de noviembre y diciembre, por las diferentes fechas de recolección.

Fecha	NDVI medio regadío	Desviación estándar
21/02/2001	0.28	0.09
28/05/2001	0.29	0.04
29/06/2001	0.92	0.06
17/09/2001	0.86	0.16
22/12/2001	0.38	0.13
24/02/2002	0.12	0.19
29/04/2002	0.34	0.20
16/06/2002	0.50	0.18
18/07/2002	0.88	0.07
03/08/2002	0.87	0.10
07/11/2002	0.34	0.13

Tabla 5-17. Valores medios NDVI de la clase regadío para los dos años de estudio.

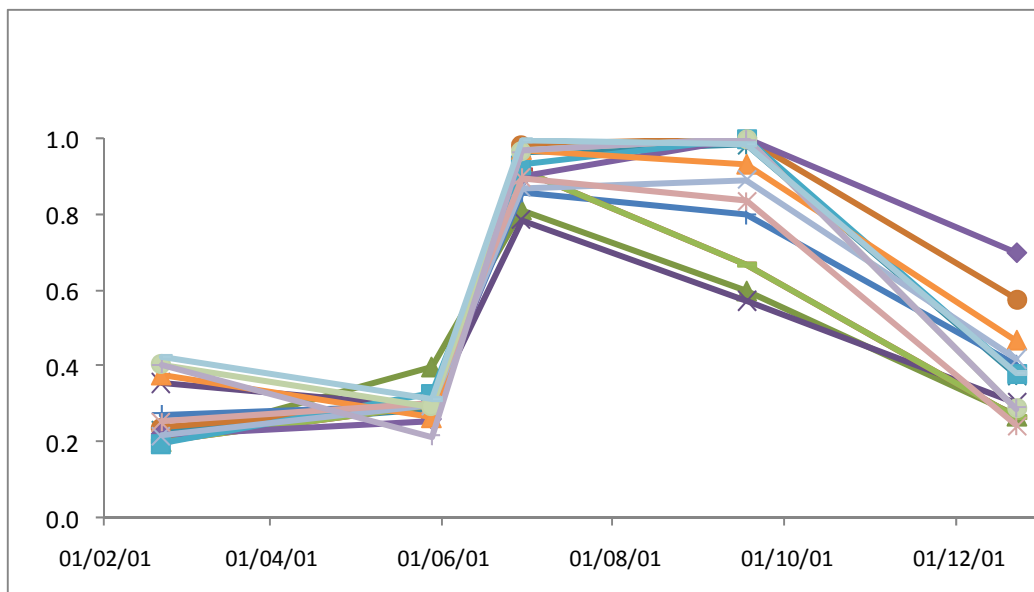


Figura 5-39. Valores de NDVI de la muestra para la clase regadío en 2001.

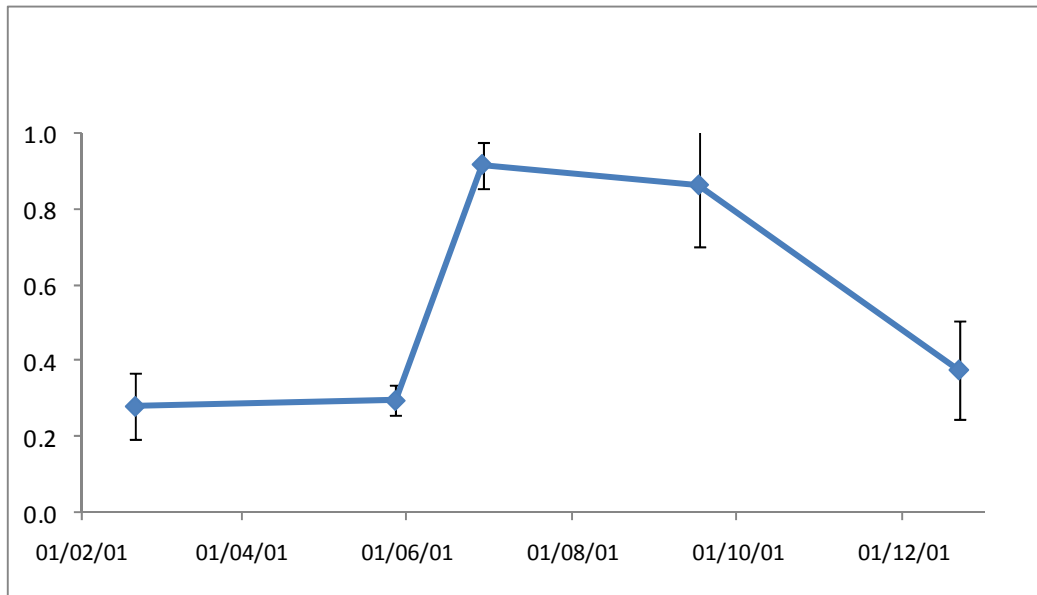


Figura 5-40. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase regadío en 2001.

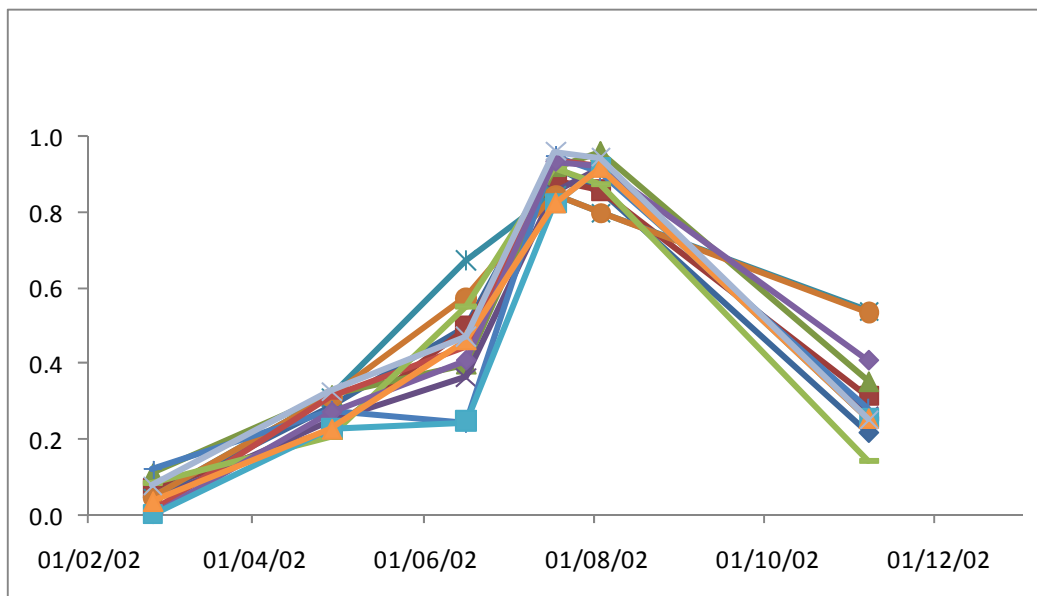


Figura 5-41. Valores de NDVI de la muestra para la clase regadío en 2002.

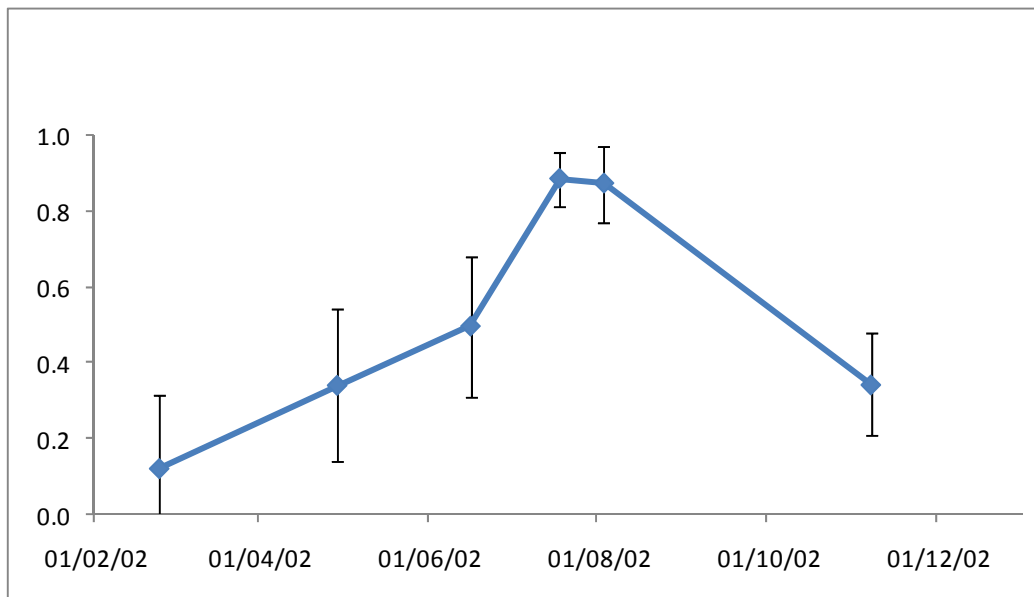


Figura 5-42. Valores de NDVI medio y desviación estándar para la clase regadío en 2002.

La evolución de las clases estudiadas conjuntamente a lo largo de los años 2001 y 2002 se detalla en las tablas 5-18 y 5-19 y las figuras 5-43 y 5-44.

2001	Agua	Improductivo	Forestal-pradera	Viña	Secano	Regadío
21/02/2001	-0.27	0.27	0.52	0.22	0.31	0.28
28/05/2001	-0.09	0.30	0.41	0.15	0.73	0.29
29/06/2001	-0.08	0.24	0.41	0.18	0.30	0.92
17/09/2001	-0.11	0.28	0.44	0.23	0.27	0.86
22/12/2001	-0.04	0.24	0.45	0.17	0.44	0.38

Tabla 5-18. Valores medios de los NDVIs de las clases a lo largo de 2001.

2002	Agua	Improductivo	Forestal-pradera	Viña	Secano	Regadío
24/02/2002	-0.17	0.05	0.41	0.13	0.24	0.12
29/04/2002	0.01	0.25	0.41	0.12	0.93	0.34
16/06/2002	0.01	0.19	0.40	0.13	0.34	0.50
18/07/2002	0.01	0.19	0.40	0.18	0.20	0.88
03/08/2002	-0.06	0.12	0.43	0.21	0.14	0.87
07/11/2002	0.03	0.18	0.44	0.24	0.20	0.34

Tabla 5-19. Valores medios de los NDVIs de las clases a lo largo de 2002.



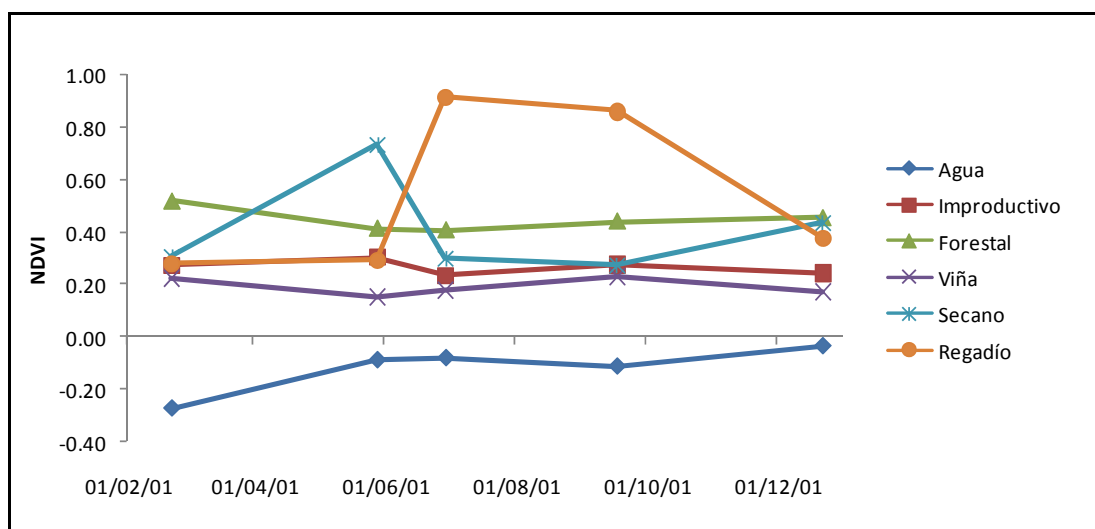


Figura 5-43. Evolución de los NDVIs de las clases a lo largo de 2001.

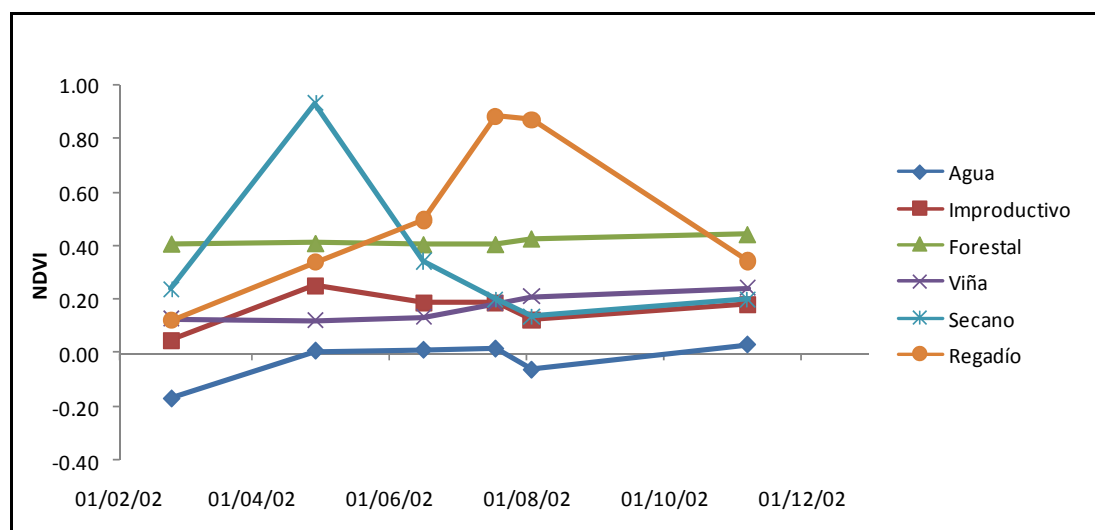


Figura 5-44. Evolución de los NDVIs de las clases a lo largo de 2002.

Las consecuencias que se pueden extraer del estudio de estos diagramas y su relación con el ciclo de las plantas son las siguientes:

- Homogeneidad en la clase forestal-pradera, con NDVIs permanentemente altos, en torno a 0.4 en todas las fechas y los dos años.

- Homogeneidad en la clase improductivo, con NDVI oscilando en torno a 0.2. Esta clase coincide plenamente con la de regadío en los meses de febrero, abril y mayo probablemente debido a que en esas fechas las parcelas de regadío, aún sin sembrar y sin actividad vegetativa, se comportan como suelo arado o desnudo.
- Dos ciclos opuestos para las herbáceas:
  - Alto NDVI en primavera y bajo NDVI en verano-otoño para herbáceas de secano.
  - Bajo NDVI en primavera y alto NDVI en verano-otoño para herbáceas de regadío.
- El agua tiene una evolución muy homogénea a lo largo del año, pero con valores de NDVI significativamente más bajos, ya que es la única clase que muestra valores negativos. El valor más bajo se produce en el mes de febrero de ambos años, oscilando alrededor de -0,20.
- Se da un comportamiento muy similar entre las clases viña e improductivo, debido probablemente a la importante presencia de suelo labrado en la primera, que a la resolución de la imagen revela un comportamiento similar al de suelo desnudo o barbecho.
- Para todas las clases excepto el agua, las fechas de invierno y finales de otoño (febrero de 2001 y 2002, diciembre de 2001 y noviembre de 2002) parecen ser las que pueden lugar a mayor confusión por presentar valores más parecidos para todas las clases.

Como complemento del estudio de la evolución de los NDVI Landsat ETM+ se han comparado éstos para las clases de regadío y secano con los obtenidos mediante radiometría de campo en las campañas 2001 y 2002 para las mismas clases (maíz y trigo, respectivamente) en el trabajo de González-Piqueras (2006). En éste, de forma similar al presente, se obtuvieron las curvas de NDVI medido sobre la parcela a partir de las reflectividades obtenidas con un radiómetro GER 3700 en una zona próxima a la localidad de Albacete, que si bien está alejada de la zona de estudio, presenta un cuadro de cultivos y una fenología muy similar a ésta, como puede observarse en las figuras 5-45 y 5-46. Se obtiene un coeficiente de determinación  $R^2= 0.88$  para el cereal de secano y de  $R^2=1$  para el regadío. Esta comparación refuerza cualitativamente las curvas de NDVI imagen obtenidas, pese a la baja frecuencia de datos observado en el caso de las imágenes y la procedencia de cultivos en zonas y climas diferentes.

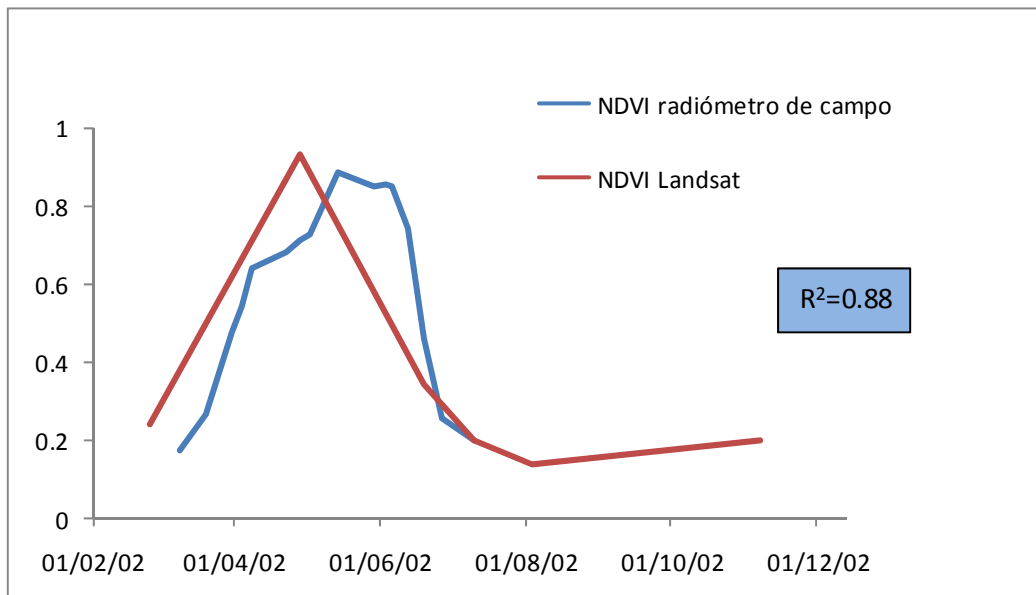


Figura 5-45. Relación entre el NDVI procedente de Landsat en la zona de estudio y el medido en campo para un cultivo de cereal de secano en La Mancha, ambos a lo largo de 2002.

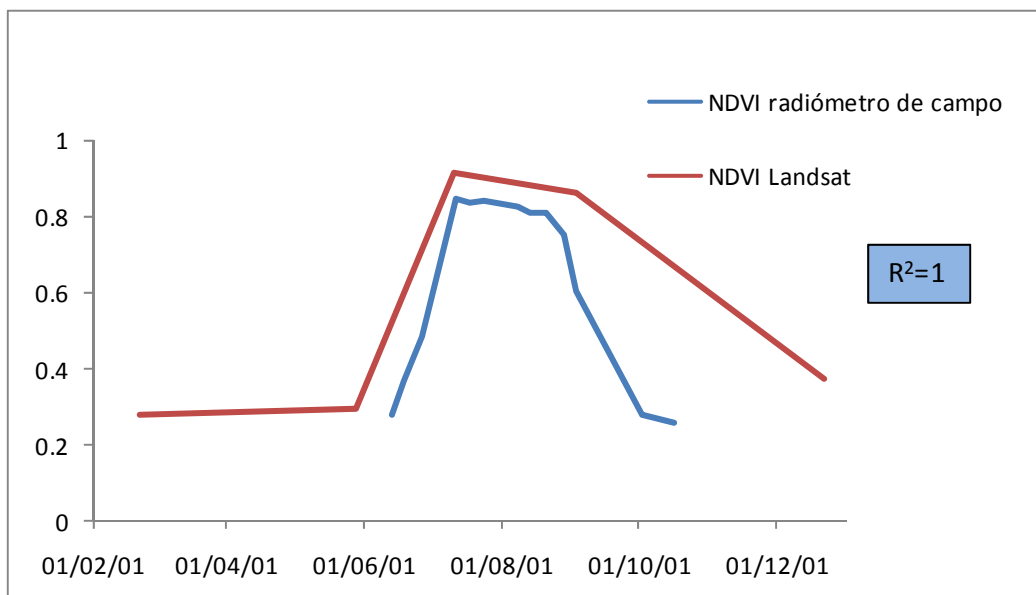


Figura 5-46. Relación entre el NDVI procedente de Landsat en la zona de estudio y el medido en campo para un cultivo de regadío en La Mancha, ambos a lo largo de 2002.

### **5.2.1.2. Obtención del mapa**

Alternativa 1: Clasificación multitemporal por segmentación de los NDVIs.

Para muchos autores, como se recoge en Joshi et al. (2006), el NDVI tiene un considerable valor en la segmentación de la vegetación, debido a su alta correlación con la biomasa y el área foliar en verde. En una clasificación multitemporal, la serie de NDVIs expresa el ciclo fenológico de la planta, y se puede intuir que una clasificación no estadística, sino basada en el conocimiento del ciclo fenológico y en criterios biofísicos de la planta, debe corresponderse mejor con la respuesta del NDVI. La propuesta de este estudio consiste en segmentar los valores de NDVI característicos de cada cubierta en las fechas más significativas de cada ciclo vegetativo, estableciendo umbrales de valor para cada cubierta y fecha. Como se indicó, es una adaptación de la propuesta de Vincent y Pierre (2003), en la que estos autores obtienen una precisión del 85% en un mapa de 18 clases reagrupadas en 4 clases generales. Una ventaja de este método es que se evitan las zonas de nubes -aunque no se da el caso en las imágenes utilizadas- o las zonas de sombras, ya que se eligen sólo los valores de NDVI que interesan para esa cubierta. Esta segmentación implica un alto conocimiento de la zona, las especies vegetales y los ciclos vegetativos de las plantas y un importante trabajo de inspección visual tanto en las imágenes como sobre el terreno.

La filosofía de este método se basa en simultanear la evolución y los diferentes valores de NDVI de cada clase a lo largo de los dos años de estudio. Analizando la respuesta de valores de NDVI, tal como se ha hecho en el punto anterior, se establece un comportamiento único para cada clase, que se implementa en un algoritmo en PCI Geomática v.10.0 mediante las funciones de programación. Después se agrupan simultáneamente los valores significativos de NDVI en cada fecha para cada cubierta y se les asigna un color único para cada clase. Los umbrales de valor de NDVI en las fechas de estudio son los siguientes:

Para la clase **secano**, los NDVIs de 2001 en junio y septiembre toman valores bajos comprendidos entre 0.20 y 0.35 y, por el contrario, en mayo toman valores altos entre 0.6 y 0.9. En febrero toman valores medios entre 0.2 y 0.4, y en diciembre son muy dispersos. En 2002 en las fechas de julio y agosto tienen valores bajos de NDVI comprendidos entre 0.10 y 0.3. Sin embargo, en el mes de abril tienen valores muy altos comprendidos entre 0.8 y 1. En los meses de febrero y junio son dispersos.

Para la clase **regadío**, los NDVIs de 2001 en las fechas de febrero y mayo tienen valores bajos entre 0.2 y 0.4; pero en junio y septiembre los valores son muy altos, entre 0.6 y 0.9. En 2002 en febrero son muy bajos, por debajo de 0.1, y en julio y agosto muy altos, por encima de 0.8. Al igual que otras clases de vegetación, los meses de noviembre y diciembre son muy variables y confusos.

Para la clase **agua**, los NDVI de 2001 los valores de febrero siempre se encuentran por debajo de -0.3. En general, a lo largo de todas las fechas son muy bajos, menores que 0. El mes de septiembre es el más confuso. Por lo que respecta a 2002, el comportamiento es análogo, pues los valores de febrero están en torno a -0.2. Conviene desechar los meses de verano de este año por dar valores confusos.

Para la clase **forestal-pradera**, los NDVI de 2001 en todas las fechas toman valores por encima de 0.2 y se mantienen entre 0.2 y 0.6. En 2002 es similar a 2001, un comportamiento sin variaciones a lo largo del año entre 0.2 y 0.6.

Para las clases **improductivo** y **viña** existe una gran semejanza entre las curvas de evolución del NDVI y los valores que toman en todas las fechas son muy parecidos, por lo que no parece adecuado utilizar este procedimiento de segmentación de valores ya que llevaría a solapamiento y confusión.

Como consecuencia, las clases finales que se intentarán segmentar mediante este método serán seco, regadío, forestal-pradera, agua y resto (improductivo, suelo desnudo, viña, etc.). No todas las fechas son idóneas para establecer umbrales de NDVI. En algunos casos, para una fecha determinada, los valores de NDVI son muy similares en varias cubiertas diferentes, por lo que es preferible desechar dicha fecha. Ello ocurre, por ejemplo, en verano, pues son bajos los NDVI tanto de suelo desnudo como de improductivo o seco. Se trata de seleccionar las fechas en las que la clase presenta unos valores que no se repitan en otras clases. Por otra parte, parece más adecuado buscar clases que tengan un comportamiento distintivo (seco, regadío, forestal-pradera y agua) e intentar extraerlas, aunque con ello se genere una clase muy heterogénea con todo el resto de cubiertas.

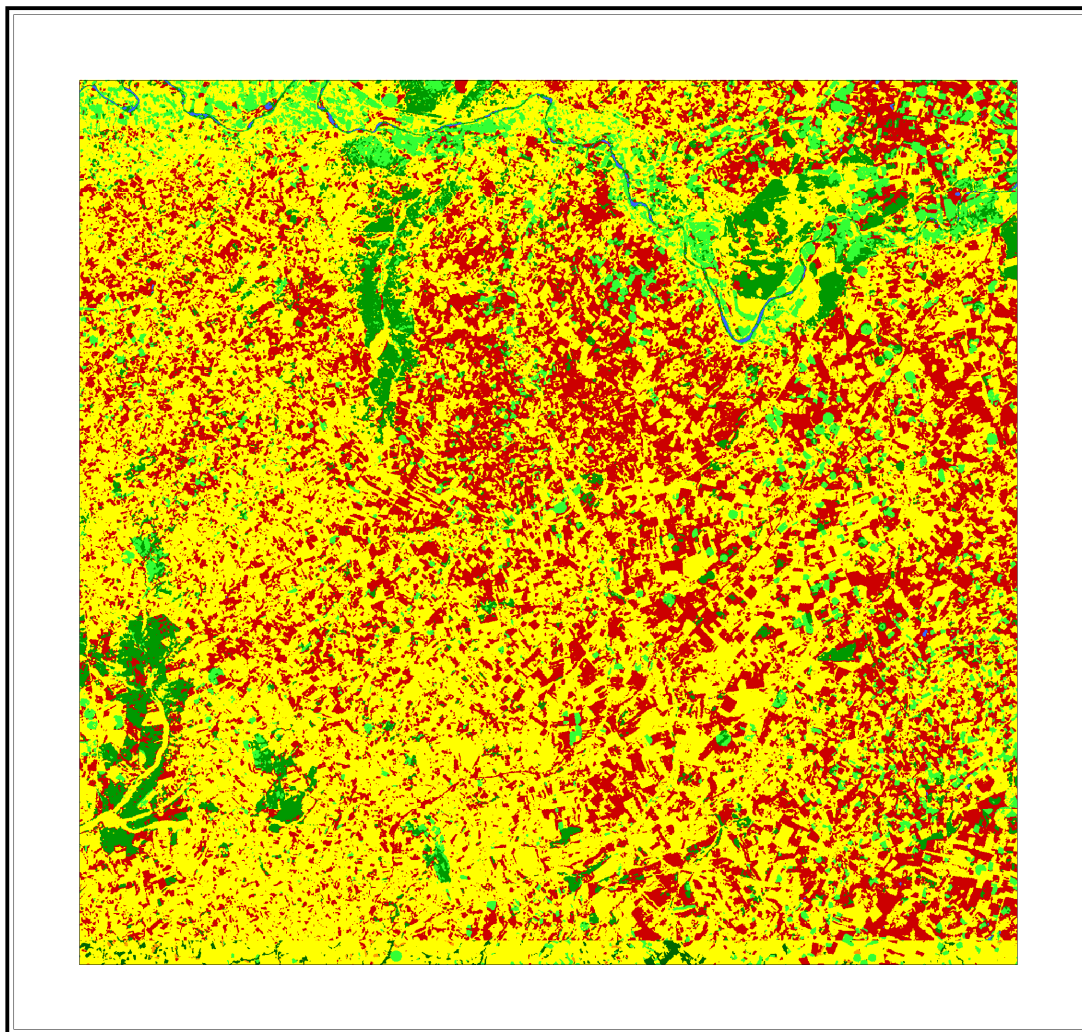
Hay que insistir en que es un procedimiento heurístico que se va refinando con sucesivas pruebas y valores, ya que no hay algoritmos estándar ni valores de NDVI invariables. Se van simultaneando diferentes fechas, valores y clases, lo conlleva un paciente trabajo de ensayo-error. Finalmente, los valores y fechas que se han usado como criterios de segmentación se representan en las tablas 5-20 y 5-21. Los resultados de la clasificación por este método se muestran en las figuras 5-47 y 5-48.

NDVI-2001					
	Febrero	Mayo	Junio	Septiembre	Diciembre
Secano	0.2<NDVI< 0.4	0.6<NDVI< 0.9	NO	NO	NO
Regadío	NO	NO	NDVI>0.5	0.6<NDVI< 1	NO
Forestal-Pradera	NO	NO	NO	NDVI>0.3	NDVI>0.4
Agua	NDVI<-0.3	NO	NO	NO	NO
Resto	NO	NO	NO	NO	NO

Tabla 5-20. Valores y fechas de NDVI utilizados en la segmentación en 2001. 'NO' significa que esa fecha no se ha utilizado para esa clase.

NDVI- 2002						
	Febrero	Abril	Junio	Julio	Agosto	Noviembre
Secano	NO	$0.8 < NDVI < 0.9$	NO	$0.10 < NDVI < 0.35$	$0.10 < NDVI < 0.35$	$-0.20 < NDVI < 0$
Regadío	$NDVI < 0.1$	NO	NO	$NDVI > 0.8$	$NDVI > 0.8$	NO
Forestal-Pradera	$NDVI > 0.2$	$NDVI > 0.2$	$NDVI > 0.2$	NO	NO	$NDVI > 0.2$
Agua	$NDVI < -0.2$	NO	NO	NO	NO	NO
Resto	NO	NO	NO	NO	NO	NO

Tabla 5-21. Valores y fechas de NDVI utilizados en la segmentación en 2002. 'NO' significa que esa fecha no se ha utilizado para esa clase.



- Agua
- Forestal
- Secano
- Regadío
- Resto

Figura 5-47. Mapa de clases resultante de la segmentación de los NDVIs (2001).

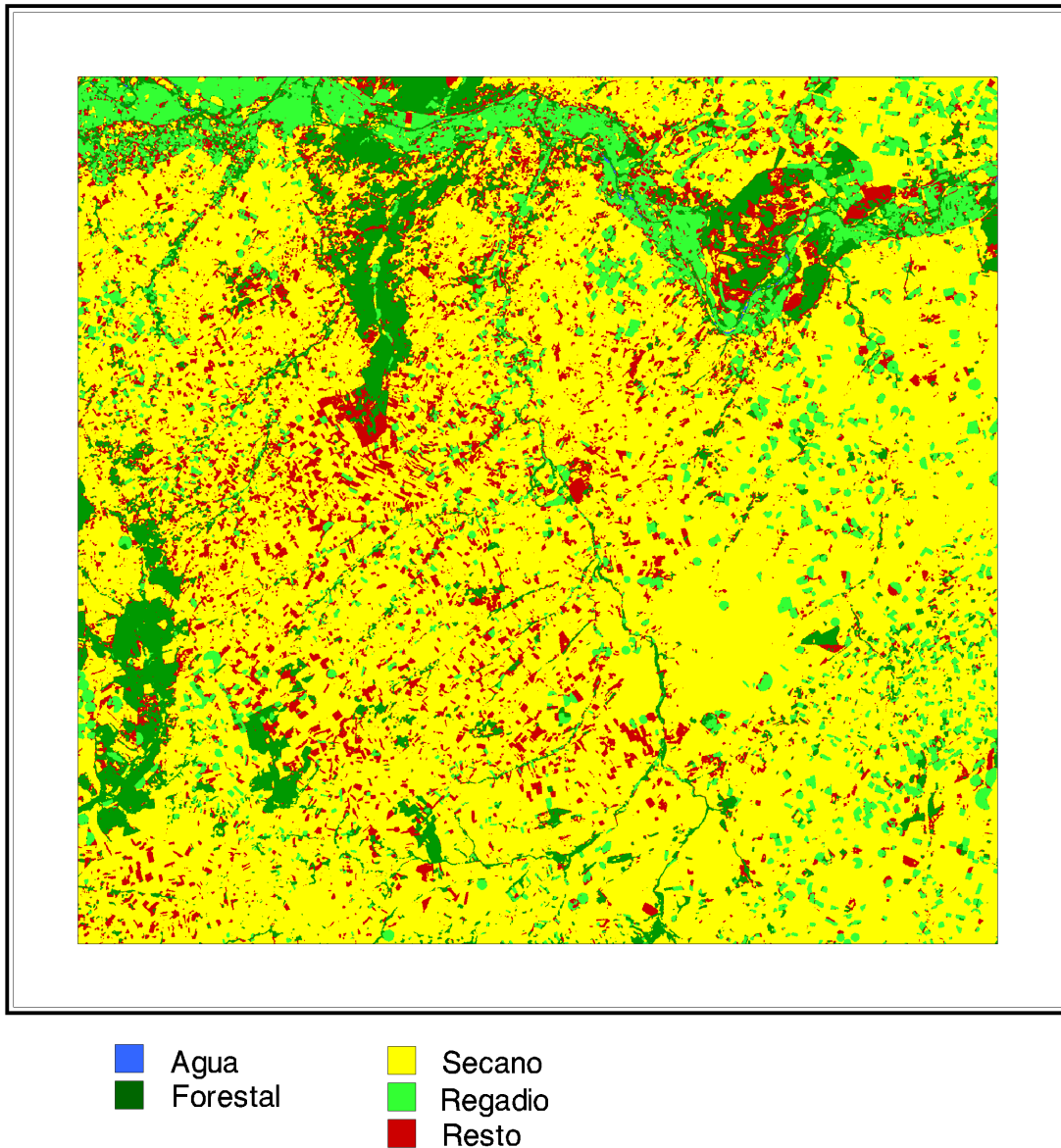


Figura 5-48. Mapa de clases resultante de la segmentación de los NDVIs (2002).

Alternativa 2: clasificación multitemporal supervisada por el algoritmo de máxima verosimilitud.

El método se basa en la clasificación de los NDVIs procedentes de las ortoimágenes de un año tomados como bandas. Debido a la necesidad que tiene el modelo hidrológico de contar con el mayor número posible de NDVIs para cubrir los ciclos fenológicos de las plantas -entre otras razones que se exponen en el capítulo siguiente- se ha decidido aplicarlo al año 2002 exclusivamente. Por esta razón se clasifica mediante este método sólo el año 2002, habida cuenta además de que los

visiblemente pobres resultados de la segmentación del año 2001 hace difícil la comparación de métodos en este año.

La signatura espectral, que describe la respuesta de cada clase a las diferentes bandas del sensor, es sustituida por la signatura temporal: la respuesta, en términos de NDVI, en las diferentes fechas del año. Las coberturas se describen por la evolución de su NDVI, ya que el número de fechas (6) del que se dispone es lo suficientemente representativo como para diferenciar las clases.

Se ha realizado una clasificación supervisada mediante el algoritmo de máxima verosimilitud (Richards, 1993) aplicado a los seis NDVIs. Este método implica el conocimiento de unas parcelas, puntos o áreas de entrenamiento en las que se ha de tener un conocimiento preciso de la cobertura en las fechas de adquisición de la imagen. Resulta obvio reseñar que, dado que el presente estudio se realiza en años posteriores a 2002, no se tienen datos de campo de esas fechas. Para paliar este problema se ha recurrido a la base de datos de declaraciones de la PAC de esos años y a la cartografía base (ortofotos, parcelario y recintos, cartografía general) del SIGPAC de Castilla y León. También intervienen criterios fenológicos del ciclo de las plantas (máximos y mínimos, fechas de siembra y cosecha) y morfológicos del terreno (parcelas con pivots, cercanía a agua, relieve). Con esa perspectiva se ha tomado una selección de 260 parcelas y áreas verdad terreno mediante un GPS *Mobile Mapper* con corrección diferencial a partir de la antena de la Junta de Castilla y León de Valladolid (figura 5-49).

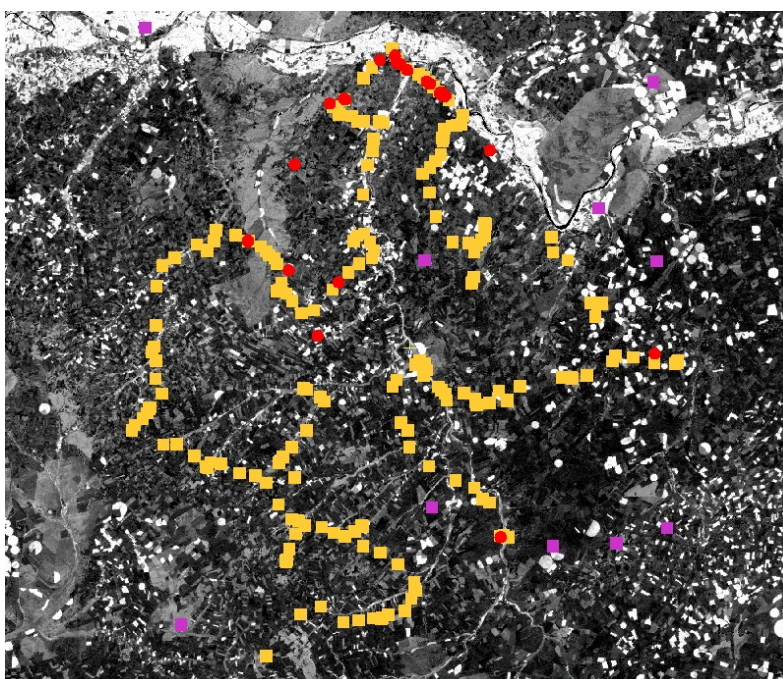


Figura 5-49. Distribución de las áreas verdad terreno en la zona de estudio para la clasificación multitemporal supervisada.



En este caso se han estudiado las clases secano, regadío, forestal-pradera, agua, improductivo y viña. Las áreas de entrenamiento se han introducido mediante el método semilla. La coincidencia en la asignación de los píxeles de las áreas de entrenamiento con las clases resultantes se indica en la tabla 5-22.

Áreas de entrenamiento vs. clases (%)							
	Nº Pix	Agua	Forestal	Viña	Secano	Regadío	Improductivo
Agua	41	<b>100</b>	0	0	0	0	0
Forestal-pradera	2844	0	<b>99.89</b>	0	0.04	0.07	0
Viña	384	0	0	<b>97.66</b>	0	1.30	1.04
Secano	3111	0	0.71	0.13	<b>91.90</b>	0	7.26
Regadío	1602	0	0.19	0	0.19	<b>99.63</b>	0
Improductivo	131	0	0	0	3.82	0	<b>96.18</b>

Tabla 5-22. Acierto (%) en la asignación de los píxeles de las áreas de entrenamiento a las clases resultantes de la clasificación.

La tabla explica el grado de coincidencia de los píxeles asignados a las áreas de entrenamiento de cada clase con las clases resultantes. Esta matriz proporciona información acerca del porcentaje de píxeles de cada área de entrenamiento original que se han clasificado realmente en la clase que representaba, y el porcentaje que se ha asignado a otra clase. La cobertura con mejor asignación resulta ser el agua, seguida de forestal-pradera y regadío. Por debajo se encuentran la viña y el improductivo. La mayor confusión entre clases se produce entre secano e improductivo, como parecía previsible.

El proceso de clasificación arroja un valor de *kappa* de 0.951 y una precisión de la media del 97.54% de los píxeles clasificados (media de todas las clases sin ponderar). El estadístico *kappa* (Lillesand y Kiefer, 1999) expresa el error proporcional generado por el proceso de clasificación respecto a una clasificación aleatoria (Jiang et al., 2004), y aquí se utiliza para evaluar la precisión del proceso en cuanto a las áreas de entrenamiento, ya que para la evaluación del mapa resultante se aplicará a la matriz de confusión. Con respecto a la matriz de una tabla de *i* filas e *i* columnas (clases), este estadístico se calcula como:

$$k = \frac{N \sum_{i=1}^r x_{ii} - \sum_{i=1}^r x_{i+} x_{+i}}{N^2 - \sum_{i=1}^r x_{i+} x_{+i}} \quad [41]$$

Donde  $N$  es el número total de píxeles,  $r$  el número total de valores de la tabla,  $x_{i+}$  y  $x_{+i}$  es la suma de la columna  $i$  y la suma de la fila  $i$ , respectivamente, y  $x_{ii}$  representa los valores de la diagonal. El mapa resultante de la clasificación multitemporal supervisada puede observarse en la figura 5-50.

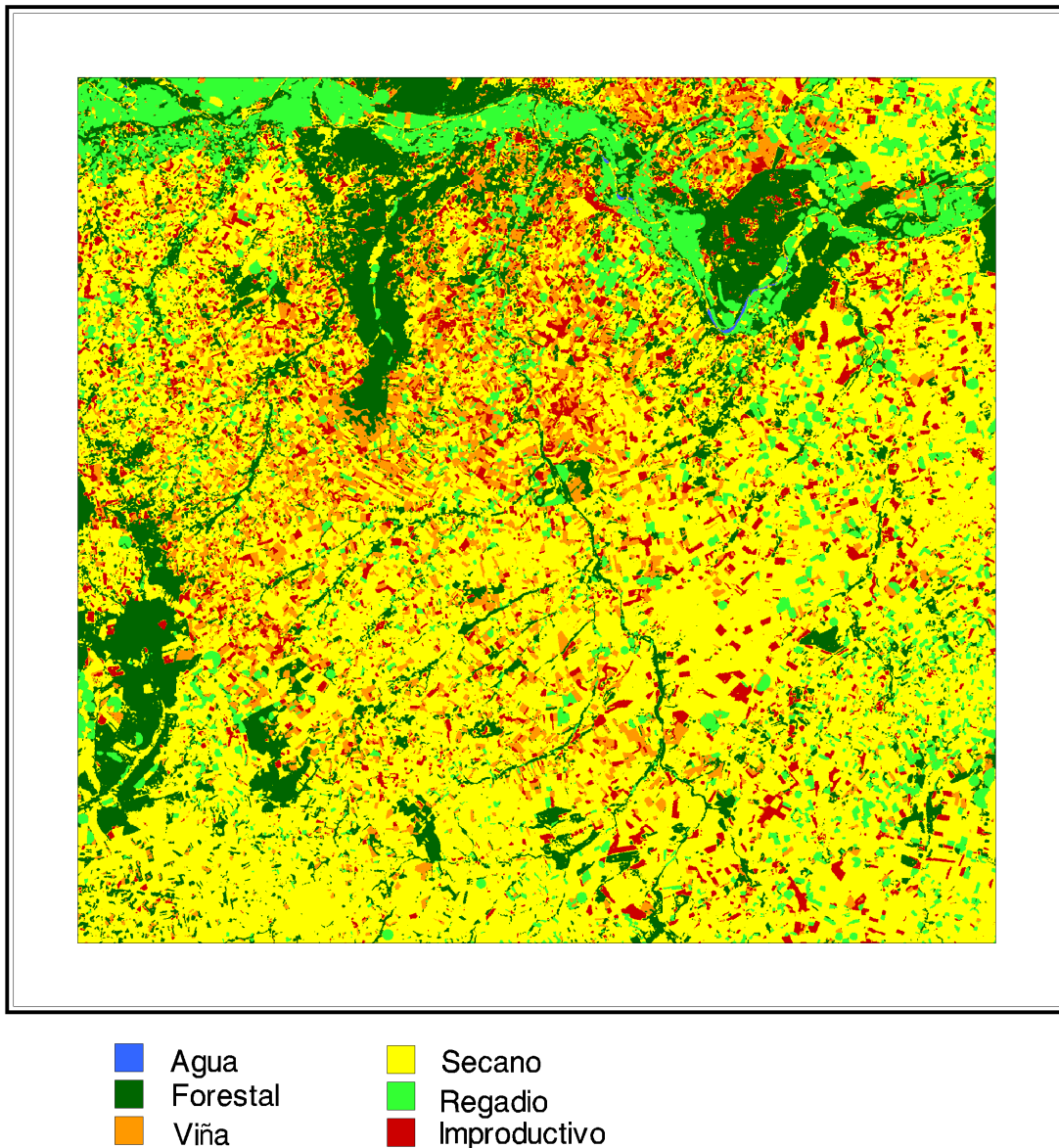


Figura 5-50. Mapa de clases resultante de la clasificación multitemporal supervisada de los NDVIs (2002).

### 5.2.2. Análisis de resultados

En la cartografía temática derivada del análisis de imágenes remotas, el término exactitud se usa para expresar el grado de corrección del mapa; es decir, el mapa es exacto si ofrece una representación fidedigna de la realidad, y el error expresará la discrepancia con ella (Foody, 2002b). Un problema en todo proceso de verificación de resultados es la verdad terreno. Se puede recurrir a fuentes cartográficas tales como mapas de usos estandarizados (por ejemplo, mapa Corine *Land Cover*), o a la comprobación sobre el terreno en áreas conocidas; pero el problema se agrava cuando se trabaja con fechas pasadas, ya que es imposible conocer cuál era la realidad en aquel momento.

En el presente caso, una dificultad añadida al proceso de análisis de la precisión es que el mapa resultante va a ser integrado como un *input* de un modelo hidrológico, por lo que la clasificación debe ser lo más exacta posible si se trata de obtener parámetros físicos de las cubiertas (Doraiswamy et al., 2004). Castilla et al. (2006) afirman que la precisión general que se deriva de una matriz de confusión aplicada a un mapa puede utilizarse para estimar la precisión de un modelo hidrológico distribuido cuando éste usa ese mapa como *input* para calcular la evapotranspiración. Sin embargo, al ser un modelo distribuido, se debería tener también un modelo distribuido del error, lo cual no se computa habitualmente. Para comprobar la calidad y exactitud de los mapas de clases resultantes de las alternativas anteriores se ha querido recurrir a una estrategia con distintos enfoques, no sólo el puramente estadístico de computación de errores de comisión u omisión. Éstos son los siguientes:

- Estudio y comparación de la evolución de los NDVIs de las clases resultantes por cada procedimiento de clasificación mediante herramientas SIG.
- Obtención de superficies totales de ocupación resultantes por cada procedimiento de clasificación y comparación con superficies procedentes de fuentes oficiales: base de datos del SIGPAC de Castilla y León y mapa de usos de suelo del programa Corine *Land Cover* circunscrito a esta zona.
- Comprobación puntual en áreas verdad terreno diferentes de las áreas de entrenamiento (122 parcelas) mediante acierto/error en la clasificación.
- Aplicación del procedimiento de matriz de confusión. En este caso se toma una muestra aleatoria de 104 píxeles sobre un mapa de referencia, lo que aporta robustez al complementar la estrategia anterior de puntos tomados sobre el terreno. Como mapa de usos de referencia se va a utilizar un mapa derivado de los usos SIGPAC.

Estos procedimientos se aplican a las clasificaciones de 2002, esto es, al mapa supervisado y al segmentado. El mapa resultante del proceso de selección de ese año será el que se implementará en HIDROMORE junto con el resto de información.

### 5.2.2.1. Estudio de la evolución temporal de las clases resultantes de las dos alternativas para 2002

Como criterio de análisis de los resultados de los mapas clasificados se ha realizado un estudio de las series temporales de los NDVIs, ahora ya separados en cada clase resultante. Es un proceso inverso al estudio de la evolución del NDVI hecho anteriormente: ahora se estudiará dicha evolución pero exclusivamente para los píxeles clasificados dentro de cada cobertura. Para el año 2002 se han obtenido dos mapas de clases resultantes de sendos procesos de clasificación, que se han separado por coberturas. Así pues, se dispondrá de una serie de NDVIs por cada procedimiento y clase que puede ser estudiada mediante sus histogramas siguiendo la metodología de González-Piqueras (2006). Puesto que la leyenda es diferente, se toma para el estudio de histogramas las clases coincidentes; es decir, agua, forestal-pradera, seco y regadío. La secuencia de trabajo propuesta se puede observar en la figura 5-51.

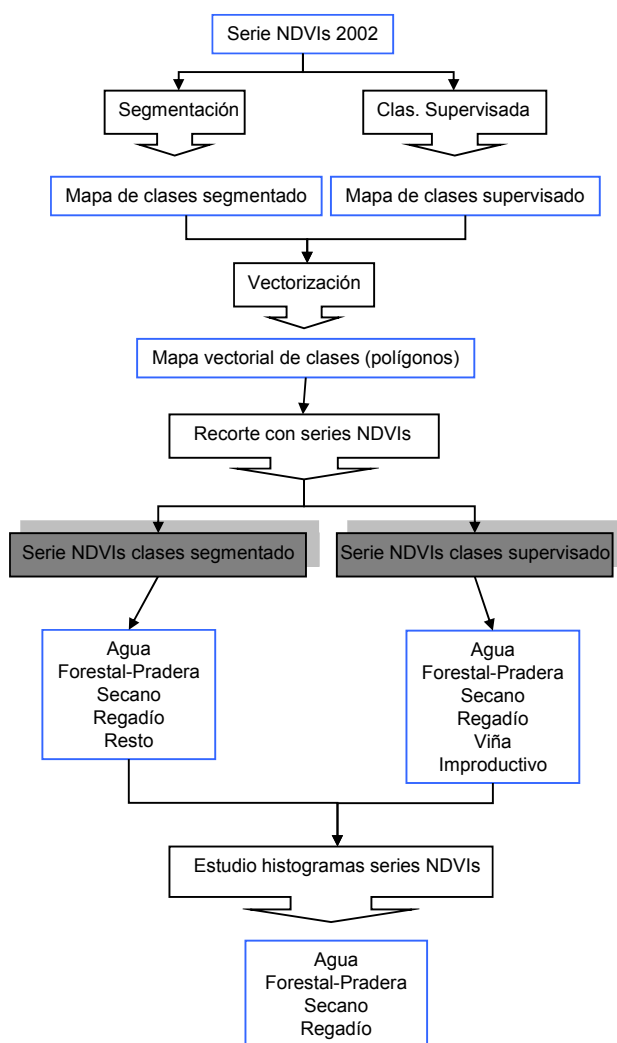


Figura 5-51. Flujo de operaciones para el estudio de las series de NDVIs para cada categoría y método de clasificación.

La vectorización de los mapas de clases, así como el recorte de los NDVIs, se han realizado con herramientas SIG (ArcGis 9.2) y de tratamiento de imagen (PCI Geomatica 10.0 y ENVI 4.2). A modo de ejemplo, en la figura 5-52 se puede observar el resultado del recorte de la clase forestal-pradera resultante de la clasificación supervisada con las series de NDVIs. Se comprueba visualmente que es una clase poco variable en cuanto al comportamiento de NDVI, con niveles ligeramente más altos en los meses de febrero y noviembre.

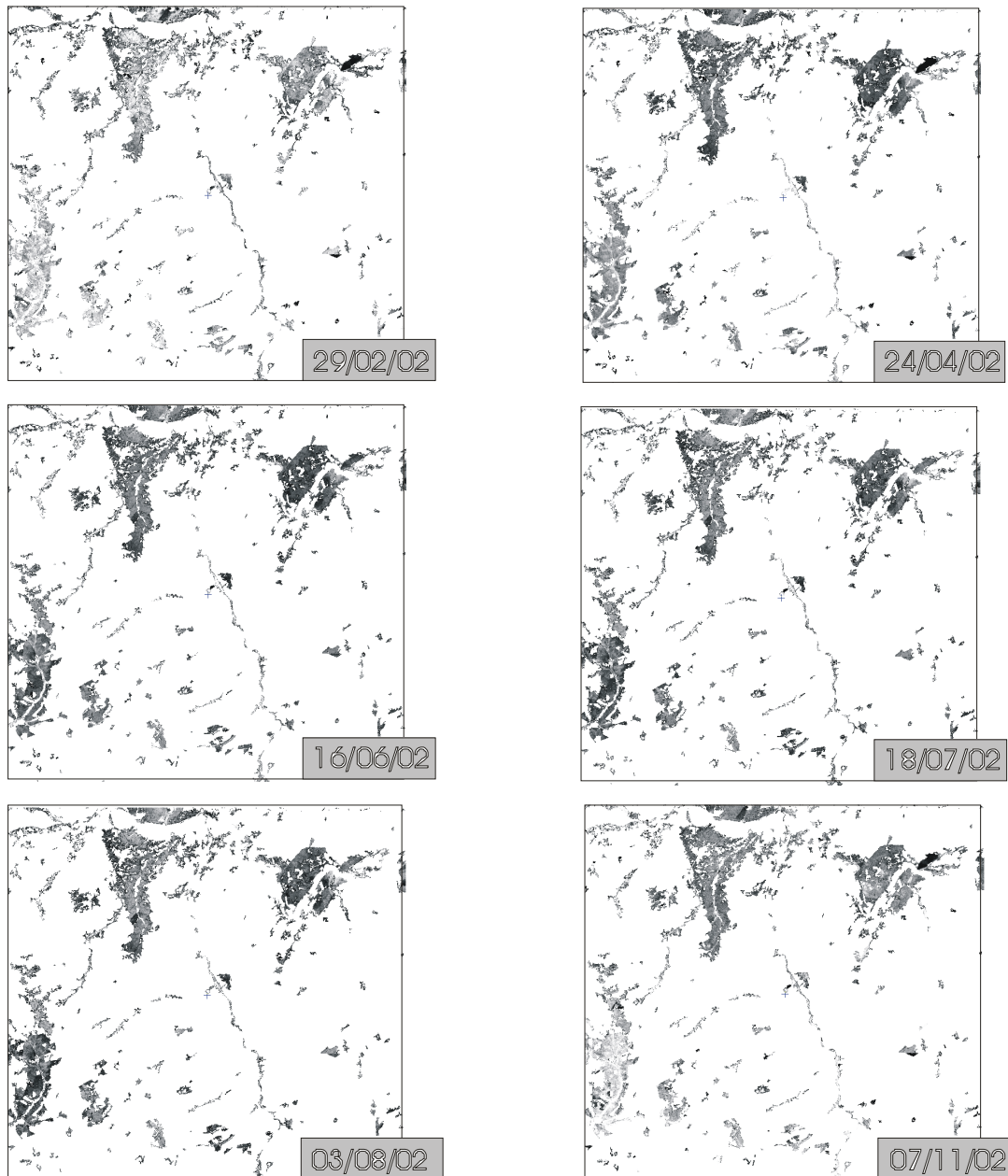


Figura 5-52. Evolución de los NDVIs de la clase forestal-pradera derivada de la clasificación supervisada en 2002.

En la figura 5-53 se muestran los histogramas de los NDVIs específicos de la clase agua, debidamente normalizados para que puedan estudiarse conjuntamente. Se observa que el número de píxeles agrupados en esta clase es menor en el procedimiento de segmentación.

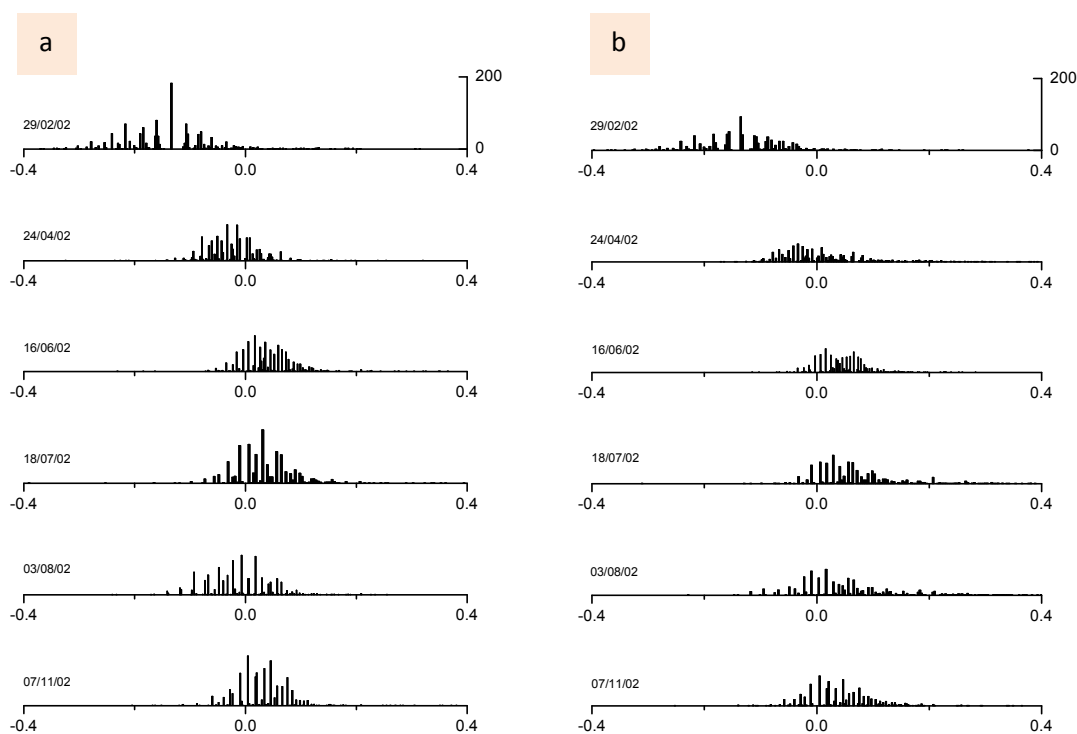


Figura 5-53. Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase agua para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.

Al comparar los valores medios de estos NDVIs con los valores medios de los niveles de NDVIs previos a la clasificación, se aprecia en la figura 5-54 que la clase agua da unos valores muy homogéneos antes y tras la clasificación y similares para ambos procesos de clasificación.

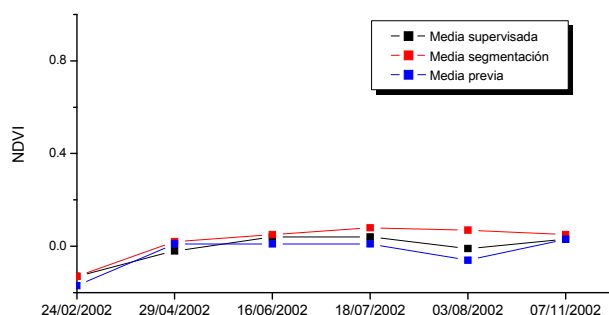


Figura 5-54. Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase agua (2002).

Análogamente a la clase anterior, se presentan los histogramas de la clase forestal-pradera tras el proceso de ambas clasificaciones (figura 5-55). También aquí se observa un menor número de píxeles asignados a esta clase en el proceso de segmentación, y una menor dispersión de valores:

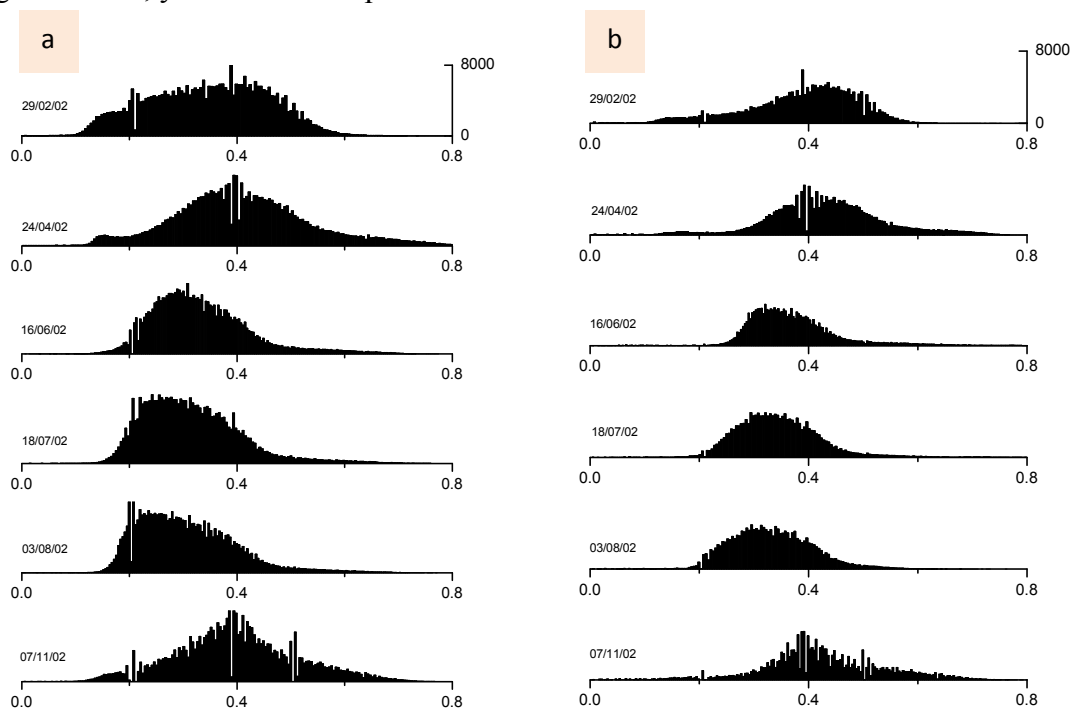


Figura 5-55. Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase forestal-pradera para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.

Respecto a los NDVIs medios para esta clase, en la figura 5-56 se detalla la total similitud del resultado de ambas clasificaciones y una cierta disparidad con las áreas estudiadas en los NDVIs previamente, especialmente en primavera y verano, donde la estacionalidad parece más marcada.

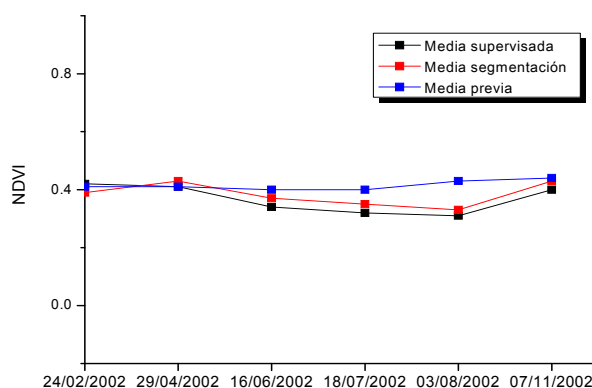


Figura 5-56. Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase forestal-pradera (2002).

Al contrario de lo que ocurría para las clases anteriores, el seco presenta un mayor número de píxeles en el proceso de segmentación que en la clasificación supervisada, y con valores más altos, como puede apreciarse en la figura 5-57. Además, aunque para esta clase hay homogeneidad entre los valores de NDVI observados en el estudio preliminar de las clases y los resultantes del proceso, existe una sobredimensión de los primeros especialmente en primavera (figura 5-58). Probablemente esto sea debido a la toma de muestras de áreas muy vegetadas.

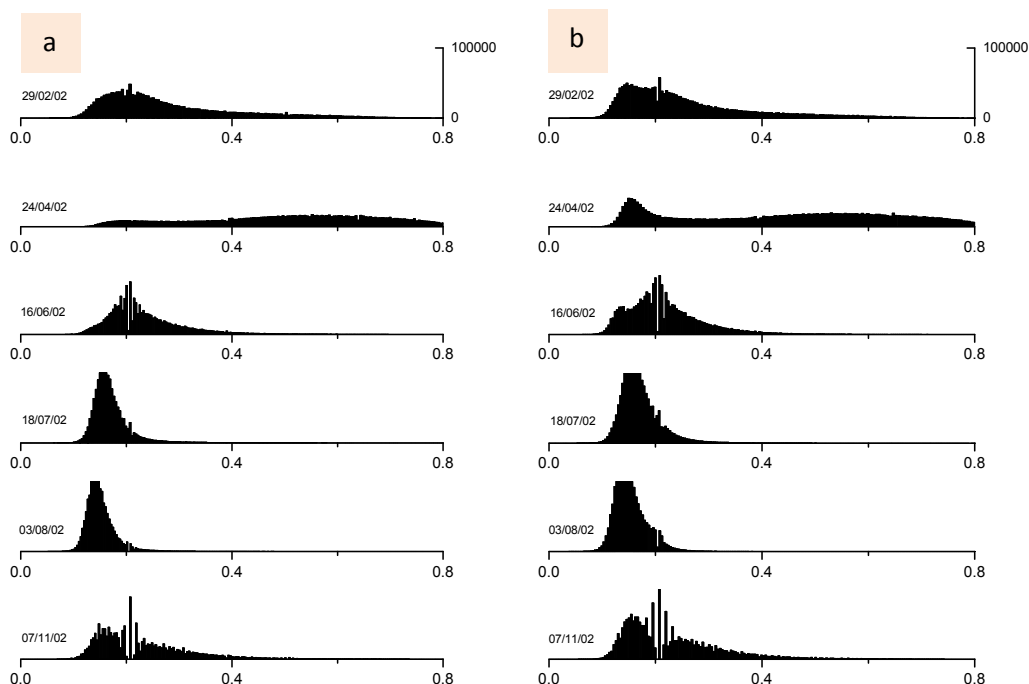


Figura 5-57. Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase seco para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.

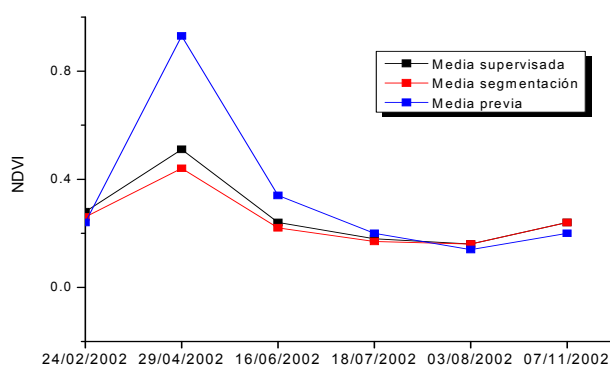


Figura 5-58. Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase seco (2002).



Por lo que respecta al regadío, existe una perfecta coincidencia entre los histogramas de esta clase tras los dos procesos de clasificación, como puede observarse en la figura 5-59. Cabría esperar, a la luz de estos resultados, que sea la clase que más exactitud tenga con respecto a la realidad del terreno. La homogeneidad de resultados para esta clase es evidente en la figura 5-60, y además tiene una evolución de NDVIs coincidente con la de las áreas tomadas previamente.

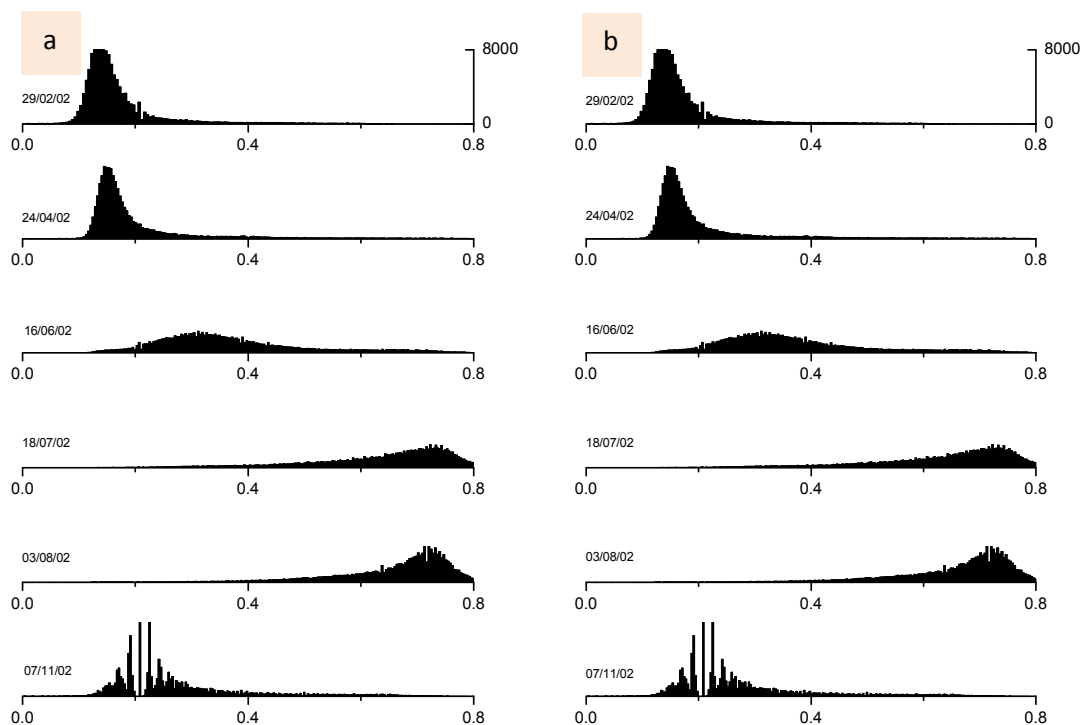


Figura 5-59. Histogramas normalizados para los valores NDVI de la clase regadío para el procedimiento supervisado (a) y el de segmentación (b) en el año 2002.

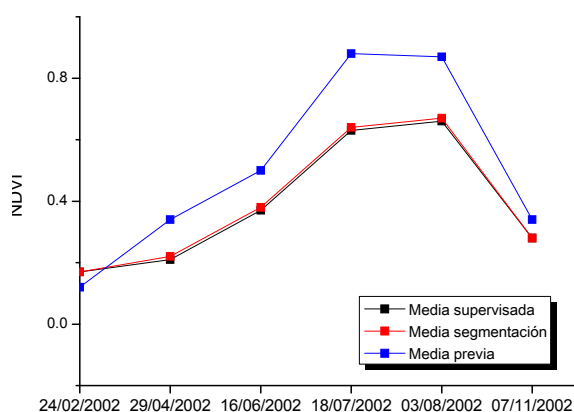


Figura 5-60. Valores medios de NDVI previo a la clasificación y tras el proceso para la clase regadío (2002).

### 5.2.2.2. Estudio de superficies totales de ocupación resultantes por cada procedimiento de clasificación de 2002

Las superficies de cada cobertura para cada clasificación se pueden observar en la tabla 5-23. Parece evidente que es difícil validar estos valores. Se han contrastado, en primer lugar, con la base de datos del SIGPAC de Castilla y León para esta zona en el año 2002. Tras realizar un estudio mediante herramientas SIG de las capas vectoriales de los recintos SIGPAC, los porcentajes de aprovechamiento agrícola son los que aparecen en la tabla 5-24. Por otro lado, en un similar ejercicio SIG con el mapa Corine *Land Cover* (adaptando la leyenda de éste), se obtienen, también en la tabla 5-24, las superficies derivadas de este mapa.

% SUPERFICIE						
	Secano	Regadío	Forestal-pradera	Agua	Viña	Improductivo
Segmentación	67.92	8.42	12.14	0.08	11.43	
Supervisada	51.44	9.84	20.84	0.05	8.33	9.50

Tabla 5-23. Porcentaje de superficie ocupada por cada clase en los dos mapas resultantes de la clasificación.

% SUPERFICIE						
	Secano	Regadío	Forestal-pradera	Agua	Viña	Improductivo
SIGPAC	60.37	8.67	14.19	1.37	2.90	0.87
Corine <i>Land Cover</i>	75.05	8.98	11.09	1.21	2.10	1.97

Tabla 5-24. Porcentaje de superficie ocupada según el SIGPAC y el Corine *Land Cover*. La superficie de la categoría SIGPAC 'tierra arable' en barbecho es 11.63%.

De la comparación de estos rangos de datos se pueden extraer algunas conclusiones:

- El cálculo de superficies de viña e improductivo mediante técnicas de clasificación multitemporal da unos resultados inexactos y sobredimensionados, comparando con las superficies SIGPAC y Corine.
- La superficie de agua es casi inapreciable por ambos procedimientos de clasificación.
- El regadío es la superficie más ajustada a las superficies SIGPAC y Corine.

- Las superficies de forestal-pradera y secano aportan resultados muy heterogéneos según sea el método, pero para el caso de la clasificación supervisada parece sobreestimada la primera y subestimada la segunda.

### ***5.2.2.3. Comprobación puntual en áreas verdad terreno***

Esta comprobación consiste en estudiar la coincidencia de las zonas clasificadas en localizaciones específicas y evaluar el porcentaje de acierto (Foody, 2002b). Este procedimiento mejora al anterior de control de superficies totales, pero no llega a una evaluación estadística del error mediante la matriz de confusión, como se describe en el apartado siguiente. El procedimiento que aquí se describe es similar a la metodología de comprobación de superficies cultivadas mediante el control por teledetección, en el que se suelen realizar dos estimaciones de la calidad de las clasificaciones:

- 1) Evaluar el grado de acierto en la clase
- 2) Evaluar el grado de acierto en la superficie

Este método es utilizado de forma sistemática por los organismos de gestión y control de la PAC designados por la Unión Europea, haciendo uso de herramientas de teledetección y SIG e imágenes SPOT y emulado en diferentes trabajos en el ámbito de la investigación (Augé y Baulies, 1997; Sánchez, 2002). No obstante, debido a la limitada precisión de la resolución de las imágenes Landsat para estimar superficies (cada píxel Landsat equivaldría aproximadamente a un 1% de la superficie media de las parcelas en esta zona), se ha resuelto aplicar únicamente el control cualitativo, es decir, comprobar el acierto del etiquetado de clases en los mapas resultantes de la clasificación.

Para aplicar el procedimiento se ha de escoger unas áreas verdad terreno tomando un número de parcelas de usos conocidos. Ya se ha comentado la problemática inherente a esta elección. Si bien para las clases forestal-pradera, agua y viña es previsible que los cambios no difieran con el momento actual, para las clases secano, regadío e improductivo la cuestión es crítica, debido a la usual práctica de rotación de cultivos. La solución adoptada ha sido la consulta de la base de datos de solicitudes de la PAC en Castilla y León para esta zona y año, mediante convenio de uso académico de datos del Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, adscrito a la Consejería de Agricultura y Ganadería de la Junta de Castilla y León, y la Universidad de Salamanca.

La idea que se aplicará en este epígrafe recorre un camino inverso a la de los controles de la PAC. Si en éstos se utilizaban los resultados de la clasificación para establecer incertidumbres razonables en las declaraciones de los agricultores y servir de punto de partida para las inspecciones de campo, aquí las declaraciones se consideran como testigo de la realidad del terreno para verificar las clasificaciones.

Se tomaron 68 parcelas de forma aleatoria sobre la zona dentro de la clase tierra arable, y se recogieron sus datos de las solicitudes de la PAC en forma de tabla (tabla 5-25 y figura 5-61). Para forestal-pradera se han tomado 21 parcelas de comprobación, 23 para viña y 10 para agua.

COD_P	PROV	COD_M	MUNICIPIO	POL	PARCELA	SUP DECL(HAS)	DESCRIPCIÓN	RÉGIMEN
47	VA	161	SIETE IGLESIAS DE TRABANCOS	4	52	17,24	CEBADA	S
47	VA	161	SIETE IGLESIAS DE TRABANCOS	10	48	90,45	GIRASOL	S
49	ZA	161	PEGO (EL)	1	1014	18,77	CEBADA	S
49	ZA	161	PEGO (EL)	1	319	4,39	R. LIBRE	S
49	ZA	161	PEGO (EL)	1	319	3,06	R. VOLUNTARIA	S
49	ZA	161	PEGO (EL)	1	1014	3,04	PINOS	S

Tabla 5-25. Formato genérico de la tabla de datos de las parcelas verdad terreno. Fuente de datos: Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León, Consejería de Agricultura y Ganadería de la Junta de Castilla y León.

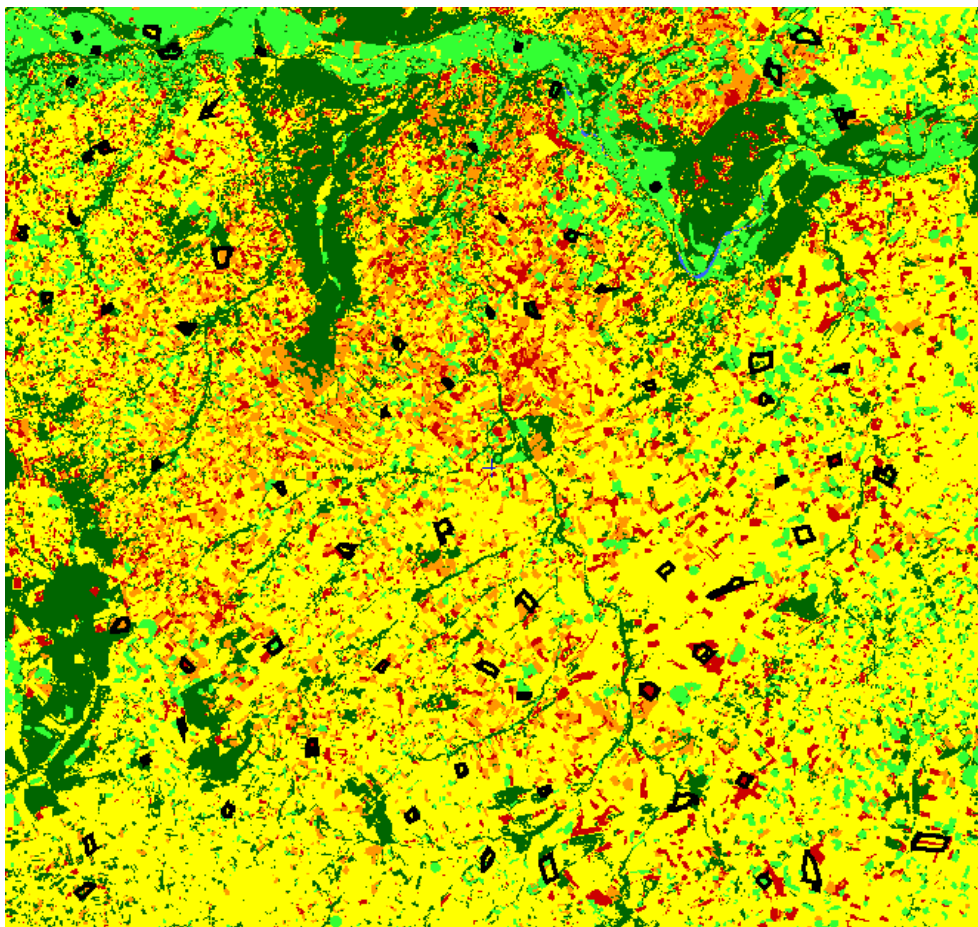


Figura 5-61. Distribución de las parcelas verdad terreno de la clase tierra arable sobre la clasificación multitemporal supervisada (con borde de color negro).

Nótese en la tabla 5-23 que una misma parcela puede tener varios recintos (subparcelas de clasificación) derivados, por ejemplo, de un distinto aprovechamiento agrícola. En el caso de la parcela 1014, se dedican 18.77 has a cebada y 3.04 a pinos. La parcela 319 se dedica a retirada, correspondiendo 4.39 has a retirada libre y 3.06 a retirada voluntaria. En la figura 5-62 se observan ambas parcelas sobre la clasificación multitemporal supervisada. En (a) el acierto en las clases (pinos-forestal; cebada-secano) es evidente, pero queda por saber si la superficie forestal corresponde a 3.06 has y el secano a 18.77 has. En el caso de la imagen (b), en la parcela 319 se ha acertado en el etiquetado de la clase improductivo (retirada), pero se sospecha que un efecto de borde derivado de la resolución espacial de Landsat produzca una subestimación de la superficie real.

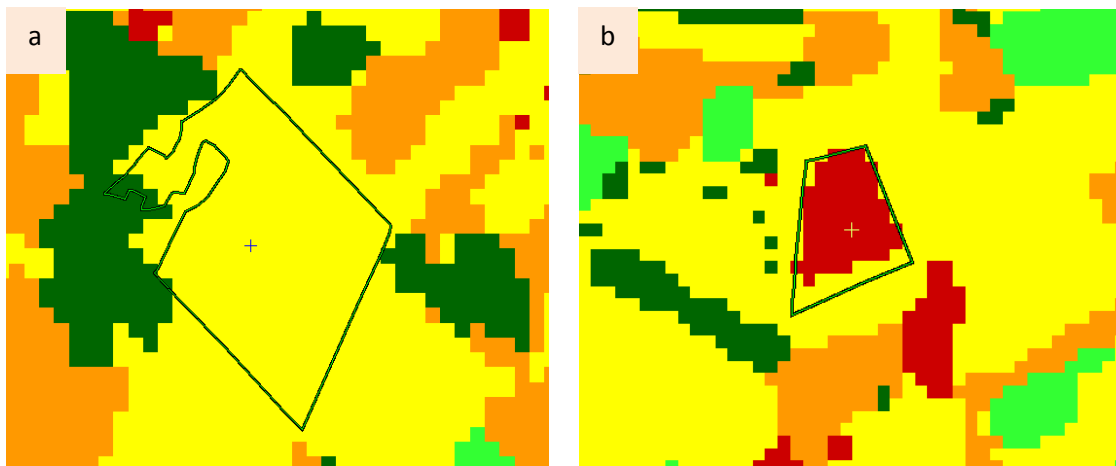


Figura 5-62. Dos parcelas verdad terreno sobre la clasificación multitemporal supervisada. (a) parcela 1014 de pinos y cebada (verde y amarillo respectivamente en la clasificación), (b) parcela 319 de retirada (improductivo, en rojo en la clasificación).

Debido a la existencia de recintos o subparcelas con diferente uso dentro de cada parcela (y cuya distribución espacial no se conoce dentro de la misma), se han establecido tres categorías de acierto por parcela:

- 1- Coincidencia del uso(-s) de la parcela con la(-s) clase(-s) del mapa. En adelante, acierto.
- 2- Coincidencia del uso(-s) de la parcela con la(-s) clase(-s) del mapa pero existiendo píxeles de otras clases que no aparecen en las declaraciones. En adelante, error por exceso.
- 3- Falta de coincidencia del uso(-s) de la parcela con la(-s) clase(-s) del mapa. En adelante, error.

Tras la verificación de cada parcela para los dos mapas clasificados se obtienen los porcentajes para cada clase (tabla 5-26 y figuras 5-63 y 5-64).

	Secano			Regadío			Improductivo			Forestal-Prad			Viña			Agua		
	A	EE	E	A	EE	E	A	EE	E	A	EE	E	A	EE	E	A	EE	E
Segmentación	79	13	8	68	14	18	21	5	74	57	29	14	--	--	--	0	60	40
Supervisada	73	10	17	71	11	18	84	5	11	62	38	0	48	39	13	40	40	20

Tabla 5-26. Porcentaje de acierto (A), error por exceso (EE) y error (E) para cada clase en ambos procesos de clasificación. La clase viña no existe en el mapa segmentado.

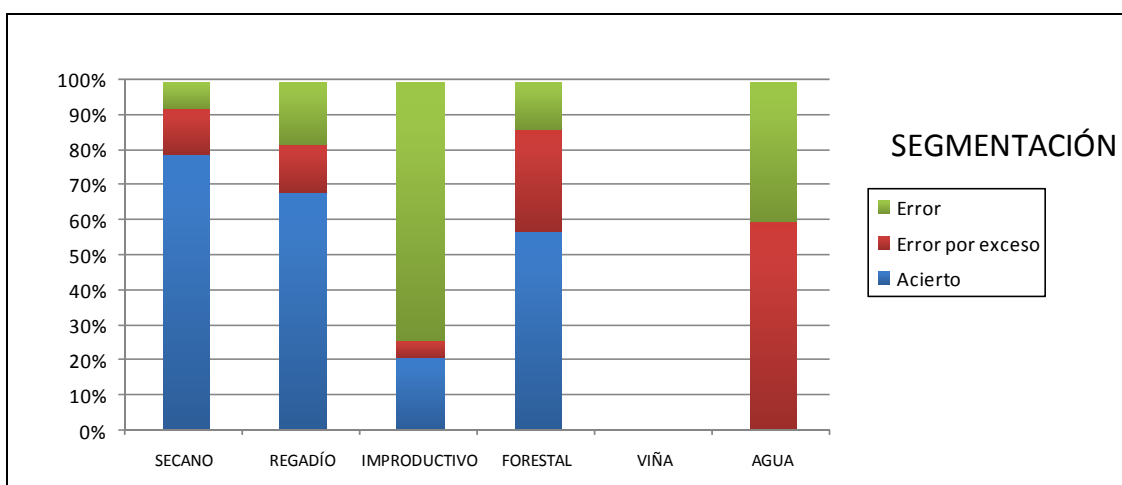


Figura 5-63. Porcentajes de acierto y error del mapa por segmentación en las áreas verdad terreno de cada clase. La clase viña no ha sido segmentada por este procedimiento.

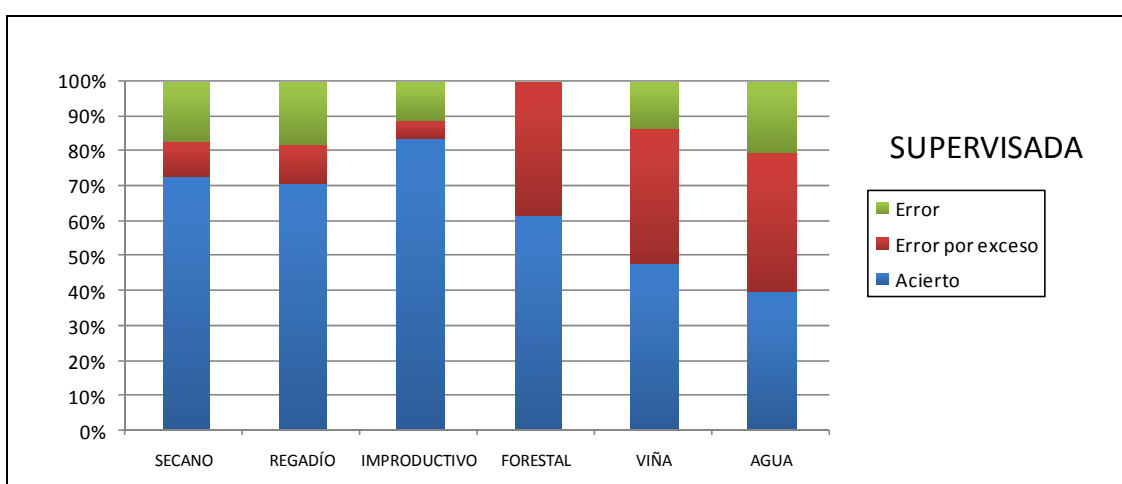


Figura 5-64. Porcentajes de acierto y error del mapa por clasificación multitemporal supervisada en las áreas verdad terreno de cada clase.

De la observación de la tabla y gráficos de porcentajes de aciertos y errores en las parcelas verdad terreno se pueden extraer algunas conclusiones:

- Respecto a las clases, las mejor clasificadas (mayor porcentaje de acierto y menor de error) y menos confusas con otras (menor porcentaje de error por exceso) resultan ser el secano y el regadío. Seguidamente, y en este orden, forestal-pradera, viña y agua. La clase improductivo tiene un comportamiento muy bueno en el procedimiento espectral y pésimo en la segmentación.
- Respecto al procedimiento, resulta mejor la clasificación multitemporal supervisada a la luz de un menor número de errores y un mayor número de aciertos en todas las clases.
- Respecto al propio procedimiento de control mediante las parcelas verdad terreno, hay que considerar que es problemático para clases que se distribuyen en superficies o manchas de pequeña entidad, como puede suceder en las clases agua y forestal-pradera. Poco puede resolver un píxel de 30 m en una clase como el agua, cuya lámina superficial apenas llega a esa anchura en un par de zonas del río Duero. Ello también ocurre en las masas forestales y los pastizales, que conviven con otras clases (por lo que esta clase tiene un alto error por exceso con otras clases) o que tienen una distribución lineal (caso del bosque de ribera).

Una última reflexión sobre este procedimiento de evaluación de la calidad de las clasificaciones se infiere al observar en la figura 5-65 el alto grado de exactitud obtenido en las mismas, especialmente relevante en las clases regadío y secano; sin embargo, la exactitud en otras clases es más difícil de evaluar. Viendo la diferencia entre los dos mapas, se deduce que el control puntual puede enmascarar el resultado de la clasificación. Podría producirse que, teniendo ambos mapas un acierto similar en las parcelas verdad terreno, las diferencias en la distribución espacial de las clases fuera muy diferente; por tanto es difícil decidir cuál es mejor y parece necesario un control más generalizado por toda la imagen. Se deduce que un control de superficies totales, como el realizado en el punto anterior, podría ser complementario a un análisis a escala de parcela; o la comparación con un mapa de usos de referencia, como se realizará a continuación.

La última estrategia de verificación de resultados de los mapas de clases será precisamente el uso de un mapa híbrido derivado de los usos SIGPAC y estrategias de teledetección.

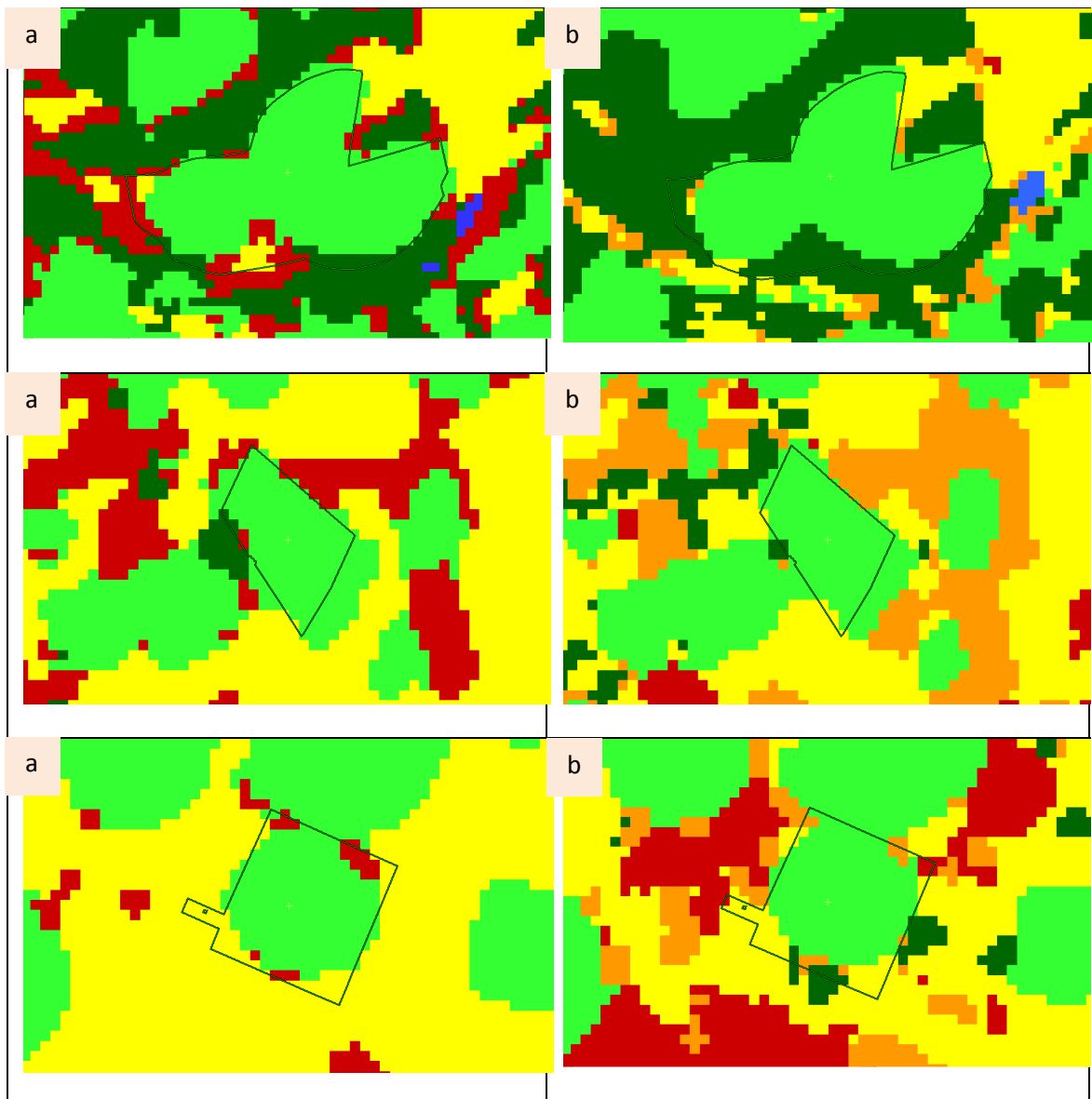


Figura 5-65. Límite de tres parcelas verdad terreno sobre el mapa de clases segmentado (a) y el mapa de clases espectral (b). Regadío en verde claro, forestal-pradera en verde oscuro, improductivo en rojo, viña en naranja y secano en amarillo.

#### **5.2.2.4. Aplicación del procedimiento de matriz de confusión con el mapa de usos de referencia derivado de los usos SIGPAC**



Se recurre al procedimiento estadístico de comprobación de errores de omisión, comisión y totales (Stehman, 1996) a partir de la matriz de confusión y el estadístico *kappa*. Es un método ampliamente utilizado y explicado (Stehman et al., 2003; Jiang et al., 2004; Joshi et al., 2006). El procedimiento usa una muestra aleatoria de puntos que son tomados de un mapa de referencia. Dicha muestra se cruza con los dos mapas resultantes de sendos procesos de clasificación y se comparan los resultados de aciertos y errores.

Encontrar un mapa de clases adecuadas y fidedigno para fechas concretas resulta tarea ardua. Como propuesta metodológica se presenta la siguiente estrategia: combinar la base de datos de recintos SIGPAC (con su uso por recinto) con la metodología de segmentación de NDVIs. En la figura 5-66 se indica esquemáticamente el flujo de operaciones. Esta secuencia se basa en la manipulación de la capa vectorial de recintos del SIGPAC (figura 5-67) junto con las series de NDVIs, haciendo uso de herramientas SIG de recorte, unión y segmentación:

- a) Extracción de recintos vectoriales agrupados por usos: agua (clase SIGPAC corrientes y superficies de agua), improductivo (que agrupa a las clases SIGPAC viales, zona urbana, edificaciones e improductivo), tierra arable, forestal (que comprende las clases forestal, pasto arbustivo y pasto con arbolado), viña (viña y asociación frutal-viñedo) y finalmente pastizal y barbecho. Este procedimiento se realiza mediante la herramienta de consultas a tablas. Nótese que la clase forestal del SIGPAC coincide plenamente con la forestal-pradera utilizada en las clasificaciones.
- b) Intersección de los recintos vectoriales extraídos con la serie de NDVIs de 2002. Esta fase se realiza en ENVI 4.0 mediante las herramientas de máscara y recorte. Se obtienen seis series de NDVIs correspondientes a sendos usos. Para todos los usos salvo tierra arable, se reducen a una sola banda.
- c) Segmentación de la serie de NDVIs correspondiente a la clase tierra arable para separar las coberturas de secano, regadío y barbecho en función de sus distintos valores de NDVI a lo largo de la serie, tal y como se aplicó en el procedimiento de segmentación. Este proceso se realiza en PCI Geomatica 10.0 mediante la herramienta de modelado y un algoritmo similar al descrito en ese epígrafe. Se obtienen tres capas *raster* para sendos usos.
- d) Unión de las capas resultantes del punto b) y c) en una imagen única: el mapa de clases definitivo (figura 5-68).

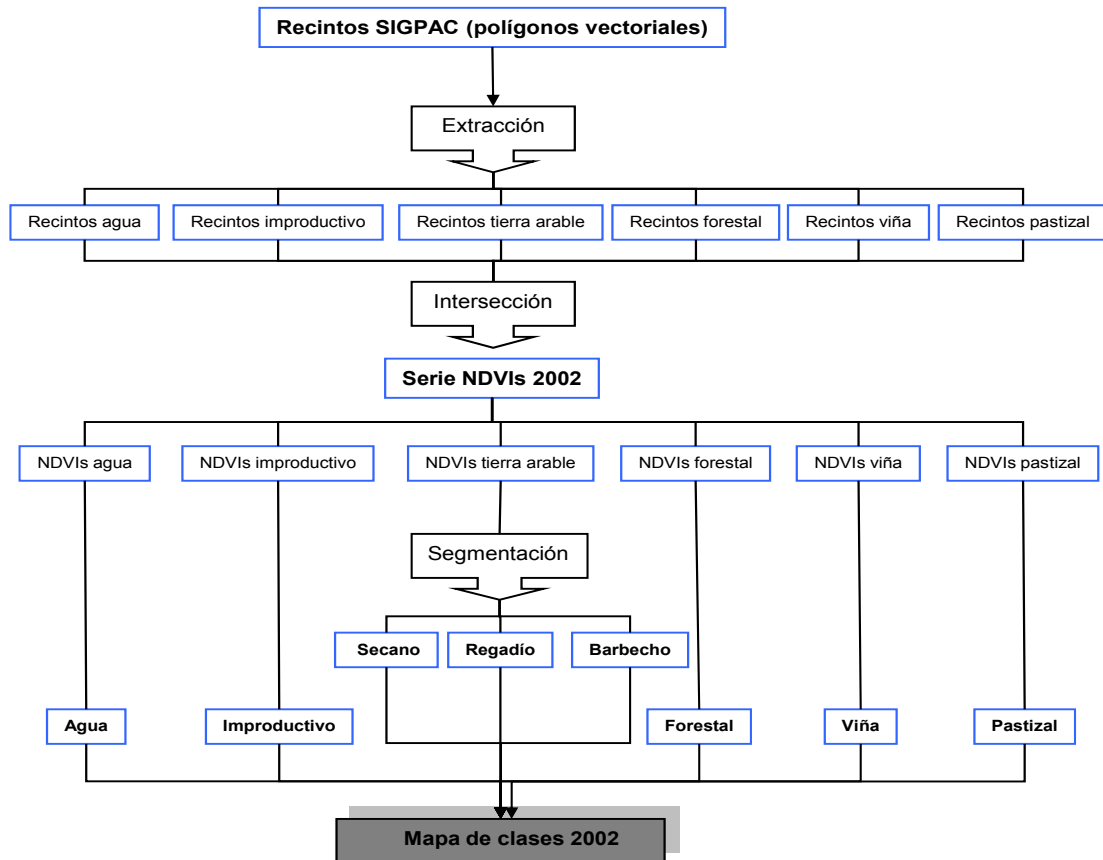


Figura 5-66. Flujo de trabajo para la extracción del mapa de referencia para 2002.

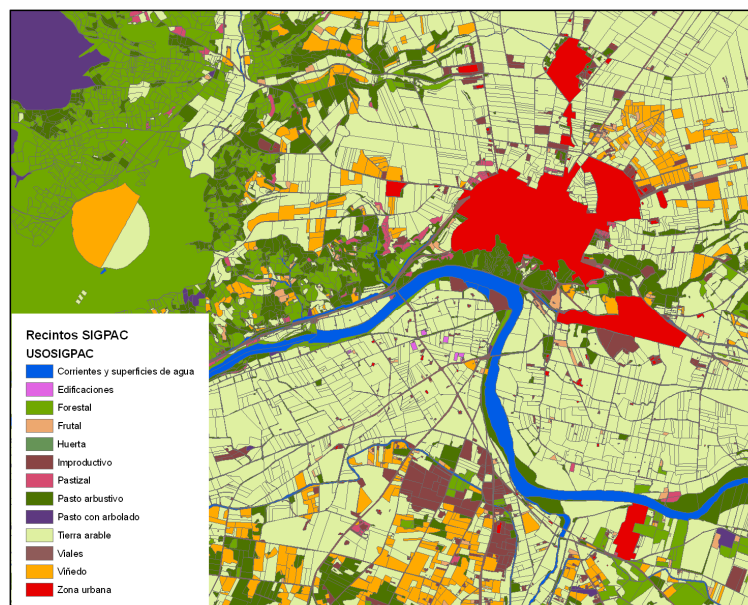
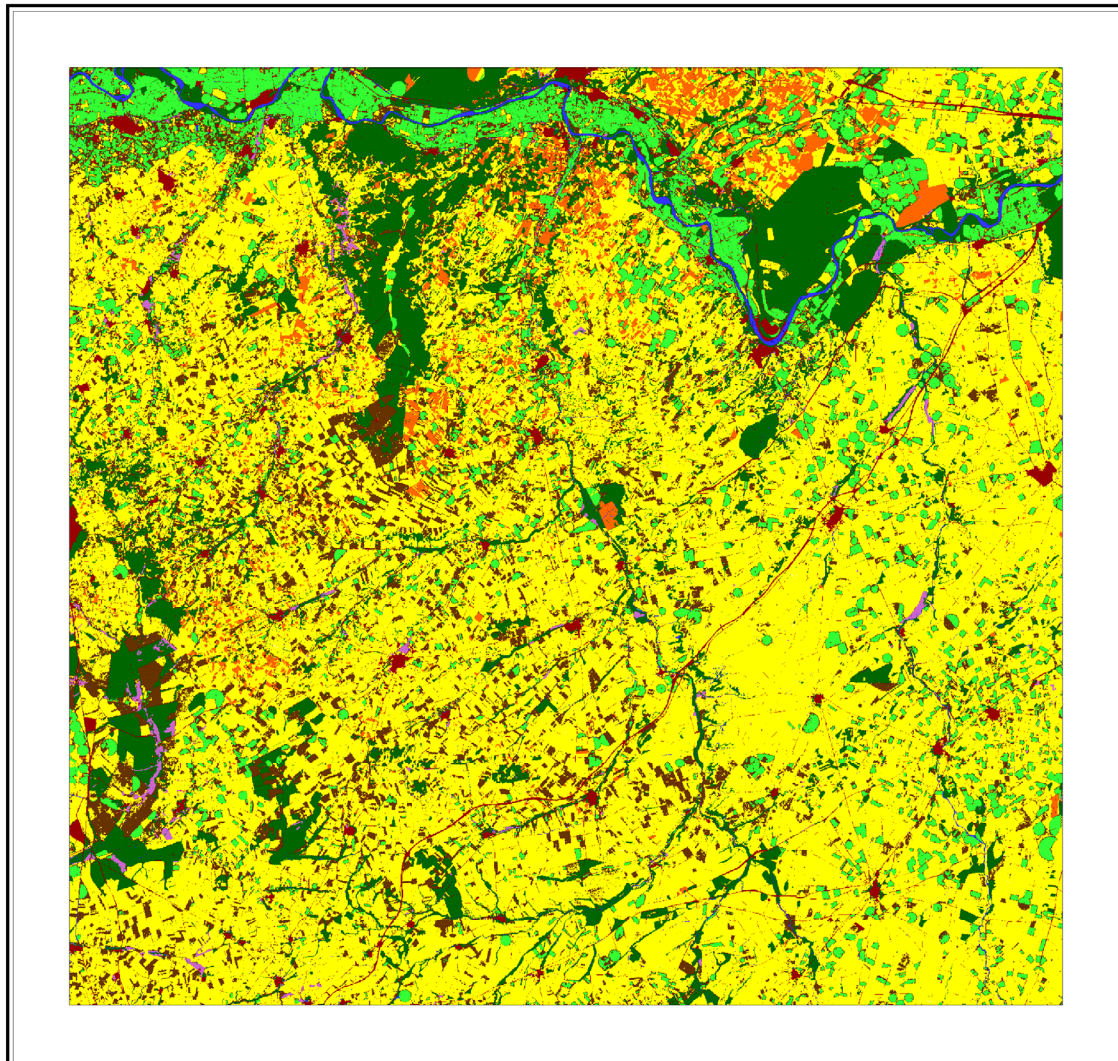


Figura 5-67. Recintos de usos SIGPAC en la zona de Toro (Zamora). Se observa la vega del Duero al sur de la ciudad y zonas de cultivos herbáceos, viñedo y forestal.



*Figura 5-68. Mapa de referencia resultante de la integración de usos SIGPAC y la segmentación de NDVis.*

Este nuevo mapa se cruza con los dos anteriores (mapa resultante de la clasificación supervisada y mapa resultante de la segmentación) en sendas matrices de confusión (tablas 5-27 y 5-28). Se han usado un total de 104 píxeles de muestra tomados de manera aleatoria sobre el mapa de clases definitivo del SIGPAC, de los cuales 4 son agua, 18 de forestal, 9 de viña, 56 de seco, 10 para regadío y 7 para improductivo. Para la matriz de confusión del mapa segmentado, se han agregado las muestras de improductivo y viña, para adaptarse a la leyenda de ese mapa.

Clasificación supervisada	Clasificación de referencia							%Comisión (usuario)
	Agua	Forestal	Viña	Secano	Regadío	Improductivo	Totales	
Agua	2	1	0	0	1	0	4	50%
Forestal-Prad	0	15	0	0	0	3	18	83,33%
Viña	0	0	1	3	0	5	9	11,11%
Secano	0	1	0	55	0	0	56	98,21%
Regadío	0	0	0	0	10	0	10	100%
Improductivo	0	1	2	4	0	0	7	0%
Totales	2	16	3	62	10	8	104	
%Omisión (productor)	100%	93,75%	33,33%	88,71%	100%	0%		
% Media	79,81%							
Kappa	0,6900							

Tabla 5-27. Matriz de confusión y valor medio de precisión y kappa para la clasificación supervisada.

Clasificación segmentación	Clasificación de referencia					Totales	%Comisión (usuario)
	Agua	Forestal	Secano	Regadío	Resto		
Agua	1	2	0	1	0	4	25%
Forestal-Prad	0	13	2	0	3	18	72,22%
Secano	0	1	55	0	0	56	98,21%
Regadío	0	1	0	9	0	10	90%
Resto	0	0	13	0	3	16	18,75%
Totales	1	17	70	10	6	104	
%Omisión (productor)	100%	76,47%	78,57%	90%	50%		
% Media	78,85%						
Kappa	0,6257						

Tabla 5-28. Matriz de confusión y valor medio de precisión y kappa para la clasificación por segmentación.

El porcentaje medio explica el número de píxeles bien clasificados del total de píxeles de la muestra, y toma un valor de 79,81% para el mapa supervisado y de 78,85% en el segmentado, valores que son muy similares. El límite teórico de este porcentaje que desaconseja el uso del mapa se estima en torno al 85% (Anderson et al., 1976), umbral definido en los albores del uso de imágenes de satélite. El estadístico *kappa* toma aquí valores bastante pobres de 0,6900 y 0,6257 respectivamente. Este estadístico

varía entre 0 (muy mala clasificación) y 1 (la mejor clasificación posible respecto a una aleatoria clasificación).

Los resultados de errores de omisión y comisión para el mapa supervisado son muy altos para las clases viña e improductivo, incluso con un cero de aciertos para la clase improductivo, que se asigna a la clase de secano, viña y forestal-pradera. La dificultad de describir y asignar esta clase es patente en este proceso, debido probablemente a la convivencia de suelo desnudo con otras coberturas (ribazos, bosques poco espesos, matorral disperso, vegetación espontánea, viña y majuelos, etc.). En el mapa segmentado, este error disminuye por la agregación de clases, aunque sigue siendo importante (18,75% por comisión y 50% por omisión).

Las categorías mejor asignadas son el secano y el regadío en ambos mapas, con aciertos que llegan a ser de la totalidad de las áreas de comprobación. Les sigue la categoría forestal-pradera. En general, se podrían resumir algunos puntos importantes de este análisis mediante la matriz de confusión aplicada a los dos mapas:

- Los porcentajes de acierto y la precisión son muy similares en ambos mapas, si bien la comparación entre ambos no puede ser idéntica debido a que la leyenda del mapa segmentado agrega dos categorías del supervisado.
- Las categorías más precisas en ambos mapas son el regadío y el secano.

### ***5.2.3. Elección final del mapa de clases***

Como conclusiones finales de los procesos de clasificación y los procedimientos de verificación se puede indicar, respecto a las clases:

- El estudio de la evolución NDVIs previos para cada clase y los resultantes de ambos procesos arroja resultados muy homogéneos, especialmente la clase regadío, que parece ser la más fácilmente detectable por su marcado ciclo fenológico.
- La clase agua ve menguada su superficie por ambos procesos de clasificación, especialmente por el de segmentación, debido a la confusión con la vegetación de ribera; pero también debido a la propia resolución espacial de la imagen que enmascara parte de los cursos de agua.
- Las clases más confusas y más inexactas resultan ser el improductivo y la viña, si bien el mejor método para detectarlas es el método supervisado, ya que por segmentación resultan difícil separarlas. Además, el cálculo de superficies de viña e improductivo da unos resultados inexactos y sobredimensionados, comparando con las superficies SIGPAC y Corine.

- Las clases más exactas y más precisas son regadío, secano y forestal-pradera, en este orden.

Respecto al procedimiento de clasificación propiamente dicho:

- El método de clasificación supervisada de las series temporales de NDVIs es más adecuado para la obtención de un mapa de usos con una leyenda completa.

- La segmentación parece idónea en una clasificación multitemporal para clases que tengan ciclos fenológicos marcados y opuestos entre clases, como es el caso del regadío y el secano; y menos acertada para coberturas con ciclos poco cambiantes, como forestal o suelo desnudo. Por ello puede ser un método complementario a la clasificación supervisada para extraer sólo ciertas clases, si bien exige un importante conocimiento de la fisonomía de la zona y de los ciclos fenológicos de la vegetación presente.

- La clasificación mediante segmentación es confusa para ciertas clases como la viña, el improductivo o el forestal-pradera, que presentan coberturas mixtas (árboles dispersos, matorral, suelo desnudo con majuelos o espalderas, etc.).

Finalmente, el mapa de clases elegido para su integración en el modelo de evapotranspiración ha sido el **resultante de la clasificación multitemporal supervisada de 2002**.

# 6. INTEGRACIÓN DE IMÁGENES Y PRODUCTOS EN EL MODELO DE BALANCE HÍDRICO PARA LA ESTIMACIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN Y HUMEDAD DE SUELO

## ***6.1. Introducción***

El grupo de Teledetección y Sistemas de Información Geográfica del Instituto de Desarrollo Regional (IDR) de la Universidad de Castilla-La Mancha realiza desde 2003 un proyecto de diseño, desarrollo, puesta a punto y validación de un modelo operativo de evapotranspiración, recarga y contenido de humedad en el suelo sobre áreas extensas. Este modelo se implementa en la herramienta informática HIDROMORE, dirigida a la planificación y gestión de recursos hídricos a escala regional. La posibilidad de evaluar su aplicabilidad en una zona diferente para la que fue diseñada, con información robusta de campo -una base de datos de humedad de suelo e información climatológica y edafológica en la comarca de La Guareña- y datos satelitales multitemporales -las series Landsat 7 ETM+- ha sido el punto de partida de este trabajo.

En este capítulo, por tanto, se analiza la aplicabilidad de HIDROMORE en la zona de estudio con los datos imagen anteriormente estudiados y depurados y la base de datos edafológicos y climáticos. El método FAO56 en el que se basa, muy contrastado y de relativa sencillez de aplicación, es adaptado a la zona de estudio y a las peculiaridades climáticas, hidrológicas y agronómicas de la zona. El esquema de la

integración de los datos en HIDROMORE y el tipo de información resultante se indica en la figura 6-1 y se detalla a continuación.

### Integración en HIDROMORE

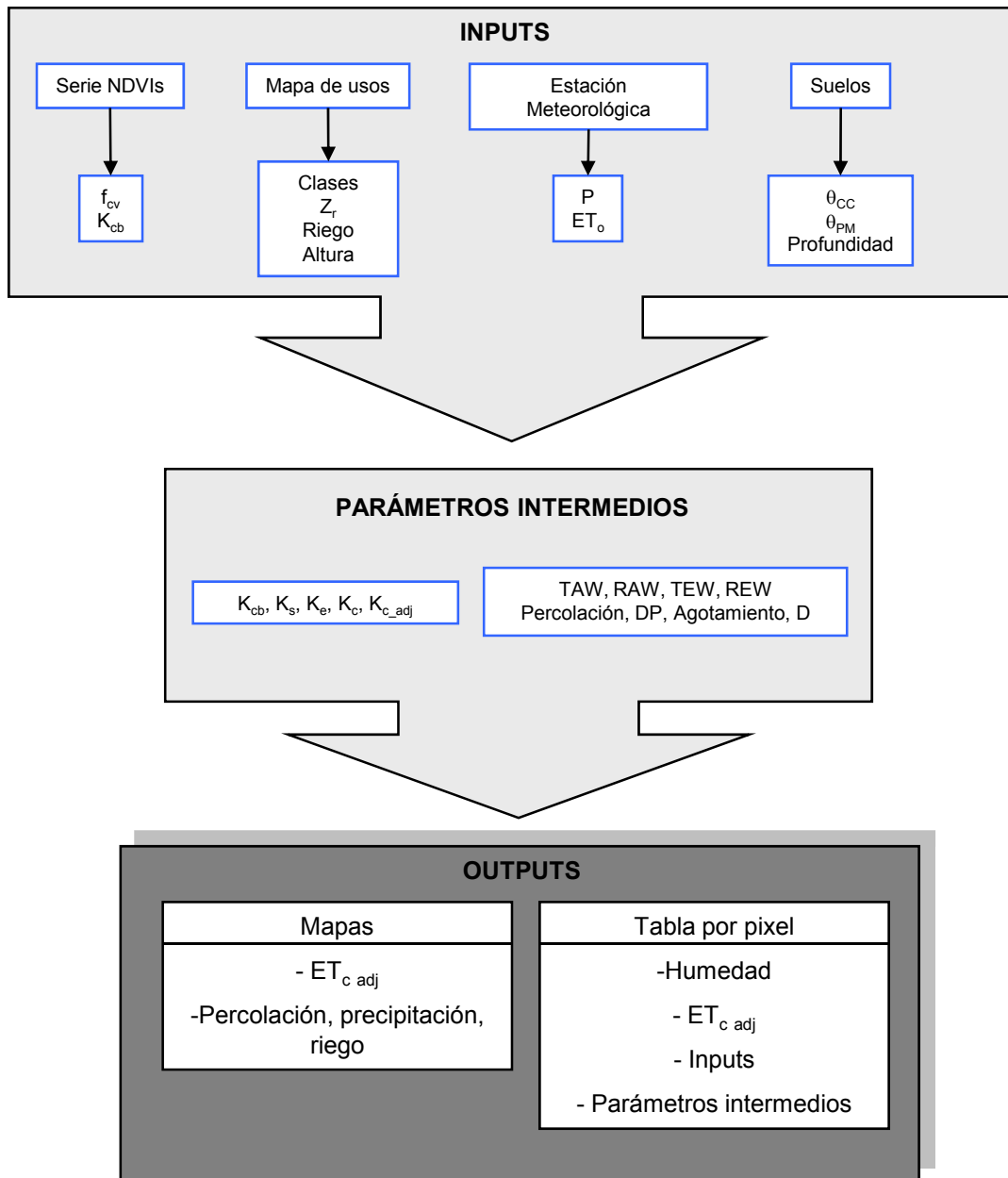


Figura 6-1. Esquema básico de inputs y outputs de HIDROMORE en la aplicación a la zona de estudio.



- Base de datos climática: estaciones meteorológicas de la red REMEDHUS y estaciones de la AEMet: precipitación y  $ET_0$ .
- Base de datos edafológicos: textura, profundidad de suelo, capacidad de campo, punto de marchitez, etc.
- Base de datos cartográficos e imagen: mapa de clases y serie de NDVIs.

Se calculan, además, a través del modelo, una serie de parámetros intermedios:

- Parámetros de vegetación mediante las relaciones NDVI- $K_{cb}$  y NDVI-fracción de cobertura vegetal, por un lado; y mediante el mapa de clases, a través de tablas estándar (profundidad de raíces y altura de la planta).
- Parámetros del contenido de agua del suelo: percolación, contenido de agua disponible para las plantas, evaporación, agotamiento, etc.
- Coeficientes de reducción.

El estudio se realiza para la campaña de 2002 exclusivamente debido a varias razones. 2001 es un año climatológicamente muy parecido a 2002 y se dispone de un mayor número de imágenes en 2002 que caracterizan de forma más completa el ciclo fenológico. Y, más importante aún, porque no se tienen datos climáticos robustos de 2001.

## **6.2. Marco teórico**

Los tres factores más importantes que controlan la evapotranspiración son la disponibilidad de agua, la cantidad de energía radiante y el mecanismo de transporte del vapor de agua (Batra et al., 2006). A su vez, estos factores dependen de otras variables como humedad y temperatura del suelo, temperatura del aire, cobertura vegetal, presión de vapor, velocidad del viento, etc., que además son variables en el tiempo y en el espacio. La propuesta más generalizada para estimar estos factores, y con ellos la evapotranspiración, es el uso de una combinación de datos procedentes de teledetección, datos de la superficie y datos atmosféricos (Bastiaanssen et al., 1996a; Nishida et al., 2003). Un reto que se presenta a la comunidad de teledetección es la caracterización a escala global de la distribución de la evapotranspiración con un mínimo de datos terreno, lo que significa una ventaja sobre otros métodos (Suleiman y Crago, 2004).

### a) Método FAO56 y la metodología $K_cET_0$ a través de teledetección

La metodología  $K_cET_0$  (Coeficiente de cultivo-Evapotranspiración de referencia) descrita en FAO56 (Allen et al., 1998) se aplica comúnmente para el cálculo de las

necesidades hídricas de los cultivos. Se recomienda debido a que sólo necesita datos fenológicos del cultivo y variables meteorológicas estándar, resultando valores de evapotranspiración del cultivo aceptables comparados con modelos físicos y datos de campo (Allen, 2000; Kite y Droogers, 2000). FAO56 calcula la evapotranspiración del cultivo en condiciones óptimas de manejo y nutrientes como el producto de un coeficiente de cultivo por la evapotranspiración de una cubierta de referencia. Recientemente se han hecho importantes esfuerzos desde el mundo de la teledetección para extender la estimación, tanto de la evapotranspiración de referencia como del coeficiente de cultivo, desde la escala de parcela a escala regional (González-Piqueras, 2006; Zhang y Wegehenkel, 2006), vinculando ambos a los índices de vegetación o a parámetros biofísicos intermedios como el índice de área foliar (González-Piqueras et al., 2003; Nagler et al., 2004; Venturini et al., 2004; Wang et al., 2006; Sobrino et al., 2007; Suzuki et al., 2007).

La relación de las series de NDVIs con las curvas del coeficiente de cultivo y la fracción de cobertura vegetal aparece en Heilman et al. (1982) y Tucker et al. (1981), en este caso mediante radiometría de campo. Esta idea sugiere el uso de datos de teledetección para evaluar la distribución espacial de la evapotranspiración (Moran y Jackson, 1991). Las fases de la evolución del  $K_{cb}$  se relacionan linealmente con las fases de la evolución de la cobertura vegetal (Carlson y Ripley, 1997; Allen et al., 1998; Calera et al., 2001). Puesto que el NDVI permite describir la cobertura vegetal en el momento de la observación, y, puesto que, en términos de evolución, permite hacer el seguimiento de la misma, se puede inferir que la evolución del NDVI es similar a la del  $K_{cb}$  (Calera y Martín de Santa Olalla, 2005). Diferentes autores encuentran relaciones lineales para distintos cultivos y zonas de estudio con el NDVI como Bausch and Neale (1987), Neale et al. (1989), González-Piqueras (2003; 2006), Duchemin et al. (2006) y Er-Raki et al. (2007). También se han probado otros índices como el SAVI (Choudhury et al., 1994; Bausch, 1995; Ray y Dadhwal, 2001). Una serie temporal de medidas de índices de vegetación se puede correlacionar con medidas de evapotranspiración para desarrollar una curva 'índice- $K_{cb}$ ' a lo largo del ciclo del cultivo. Una vez calibrada, esta curva puede proporcionar estimaciones de evapotranspiración ajustada dentro de un porcentaje del 10% sobre los valores medidos en campo (Hunsaker et al., 2003).

Esta es también la base del cálculo de la estimación de la evapotranspiración real que hace el modelo HIDROMORE, aplicando la metodología  $K_cET_0$  a lo largo del ciclo vital del cultivo y obteniendo un valor de  $K_c$  diario. El punto de partida es la evaluación de  $ET_0$ , que es usada, junto con el  $K_c$ , para calcular la evapotranspiración en condiciones estándar,  $ET_c$  (Mejuto et al., 2003). Ésta, a su vez, es refinada con un coeficiente de estrés hídrico,  $K_s$ , para obtener una evapotranspiración ajustada o real bajo condiciones de estrés,  $ET_{c\ adj}$ . En la estimación de  $K_c$ , HIDROMORE aplica el coeficiente dual, separado entre el coeficiente de transpiración de la planta,  $K_{cb}$ , y el coeficiente de evaporación del suelo,  $K_e$ .  $K_{cb}$  se calcula por medio del valor de NDVI diario extrapolado de la serie, y  $K_e$  a partir de la metodología FAO. Como ya se indicó en [18],

$$ET_{c\ adj} = ET_0(K_s K_{cb} + K_e) \quad [42]$$

b) Otros modelos de estimación de la evapotranspiración a través de teledetección

b1) Modelos de balance de energía a través de teledetección

Una manera de obviar las dificultades operativas de la aplicación de la ecuación de Penhman-Monteith para el cálculo de la evapotranspiración es recurrir al uso del balance de energía y calcular ésta como un término residual en la ya citada ecuación de balance de energía (Calera y Martín de Santa Olalla, 2005):

$$\lambda ET = Rn - G - H \quad [43]$$

Donde  $\lambda ET$  es el flujo de energía asociado al flujo de vapor de agua,  $Rn$  es la radiación neta absorbida por la cubierta (balance de radiación solar y de onda larga),  $G$  es el flujo de calor en el suelo y  $H$  es el calor sensible.

La radiación neta se calcula a partir del balance de la radiación neta solar y de la radiación neta de onda larga. La radiación neta solar se relaciona con el albedo. Éste se puede estimar desde la reflectividad en las diferentes bandas presentes en el sensor remoto. La radiación incidente en la superficie se modelará mediante modelos de transferencia radiativa o se estimará mediante mediciones empíricas circunscritas a la zona y fechas de estudio. Respecto al balance de radiación de onda larga, la radiación ascendente se estima a partir de la temperatura de superficie, que se obtiene mediante el tratamiento de radiancias de las bandas térmicas convertidas a temperatura de brillo y ésta a temperatura de superficie; y de la emisividad, relacionada con la fracción de cobertura vegetal y que por tanto se puede inferir desde el NDVI (Valor y Caselles, 1996). En esta línea se han desarrollado y validado conocidos modelos operativos como el SEBAL (Bastiaanssen et al., 1996a; 1998a; 2000) y su versión extendida METRIC (*Mapping EvapoTranspiration with High Resolution and Internalized Calibration*) (Tasumi et al., 2003; 2005b) o recientemente el *Two-Source EnergyBalance*, STSEB (Sánchez et al., 2008).

Dentro de los métodos de cálculo de la evapotranspiración mediante balance de energía, otro grupo de ellos relaciona evapotranspiración diaria con la medida instantánea de la temperatura de la cubierta. Un ejemplo se encuentra en Batra et al. (2006), que estima la evapotranspiración a través de la fracción evaporativa, definida como el cociente entre aquella y la energía radiante disponible y que a su vez calculan mediante la temperatura de superficie y el NDVI de MODIS y AVHRR. En Qiu et al. (2006) se usa el modelo 3T (tres temperaturas) que emplea la temperatura de suelo seco y el coeficiente de transferencia evaporativa del suelo, siendo este último factor el que

se intenta extraer por teledetección. También se puede relacionar la temperatura de la cubierta con el coeficiente de estrés hídrico del cultivo, CWSI (Jackson et al., 1985), que se puede calcular a partir de índices de vegetación, ajustando el modelo a las condiciones locales.

Finalmente, otro grupo de procedimientos que aplican modelos físicos a los intercambios planta-suelo-atmósfera para un determinado ecosistema son los ya citados modelos SVAT (Jacquemoud et al., 2000; Olioso et al., 2003). Éstos utilizan métodos directos de estimación de parámetros vegetales a partir de las imágenes o inversión de modelos de reflectividad.

## b2) Otros modelos de balance hídrico del suelo a través de teledetección

El modelo de balance hídrico del suelo permite calcular la evapotranspiración controlando los componentes de entrada y de salida del mismo. Riego y/o lluvia aportan agua mientras que las pérdidas se producen por escorrentía superficial o percolación profunda (Calera, 2005). Para cuantificar el contenido de agua del suelo y la evapotranspiración a una escala local, el balance de agua necesita parámetros locales como datos meteorológicos, datos físicos del suelo, fenología de la cubierta vegetal y características de las prácticas agrícolas (Wegehenkel y Kersebaum, 2005). A escala regional, para la estimación de los parámetros del modelo hídrico se utilizan modelos hidrológicos de cuenca y datos regionales de usos de suelo, pendiente y datos meteorológicos convencionales (Boegh et al., 2004). Para simular la distribución espacial del contenido de agua del suelo y las tasas de evapotranspiración, los datos procedentes de sensores remotos facilitan índices de vegetación independientes e índices de área foliar a escalas temporal y espacial adecuadas (Zhang y Wegehenkel, 2006).

Recientemente, algunos de los citados autores y otros utilizan el NDVI y el LAI procedentes de MODIS (Nagler et al., 2005; Zhang y Wegehenkel, 2006) y Landsat (Chen et al., 2005b; Maayar y Chen, 2006) para determinar el seguimiento del contenido de agua y el índice de evapotranspiración en un modelo de balance de agua. Otros trabajos (Earls y Dixon, 2006) utilizan las imágenes remotas para clasificar los píxeles en usos de suelo y asignarle después un valor de evapotranspiración a cada clase.

## **6.3. HIDROMORE**

La aplicación operativa HIDROMORE estima evapotranspiración y humedad en el suelo a una escala temporal y espacial adecuadas para la gestión del agua. Se aplica

sobre áreas extensas mediante el uso de la teledetección y los Sistemas de Información Geográfica. La base teórica de HIDROMORE es la metodología FAO56 del coeficiente dual con estrés hídrico descrita anteriormente. En el modelo, el término suelo se refiere a la capa de la corteza terrestre situada entre la atmósfera y el resto de la zona no saturada, zona donde tienen lugar los procesos de evapotranspiración (Mejuto et al., 2003). La capa suelo es modelada verticalmente con profundidad entre 10 y 15 cm cuando no existe vegetación (la capa más superficial, en la que prevalece la evaporación,  $Z_e$ ), y variable, definida por la profundidad de raíces cuando existe vegetación (en la que prevalece la consunción de agua para la actividad vegetativa,  $Z_r$ ). Planimétricamente, el suelo es considerado como una única capa representada como una malla de cuadrículas regulares.

La estimación de la evapotranspiración se realiza por medio de la aproximación del coeficiente dual de FAO56 y la humedad de suelo se estima como residuo del balance. El modelo está diseñado para trabajar espacialmente mediante una discretización del espacio en forma de malla de celdas e incorpora imágenes de satélite para determinar el estado de la vegetación (aproximación NDVI- $K_{cb}$ ). Se asume que el área de estudio es plana y que la evapotranspiración es la componente principal del consumo de agua en el sistema. La versión utilizada de HIDROMORE (1.0) no considera flujos laterales ni subsuperficiales y se concentra en los movimientos verticales de la capa superficial de suelo o de la zona radical.

El aspecto principal de HIDROMORE es su carácter operacional, que permite la aplicación con una reducida base de datos de entrada. Esta base de datos es generada a partir de observaciones con sensores remotos y medidos directamente por estaciones agrometeorológicas. Otro aspecto relevante de HIDROMORE es la capacidad de detectar estrés hídrico en vegetación gracias al balance hídrico aplicado por el modelo, y servir así a la planificación de riegos a escala regional.

La selección de una escala de trabajo y de muestreo espacial de los datos es una cuestión crítica, debido al carácter distribuido tanto de los datos de entrada como de los resultados. Al ser aplicado a estudios regionales o zonas amplias, los datos se pueden presentar en muy diferentes grados de discretización. La información más sensible del modelo, es decir, el mapa de clases y las series de NDVI, están disponibles en una buena resolución espacial. Sin embargo, la reducida variabilidad de los vectores meteorológicos a escala de cuenca y la baja densidad de estaciones deriva en un mapa interpolado de baja resolución, pero suficiente para describir esas variables. Por lo que respecta a las propiedades de suelo, habitualmente son también datos con baja representatividad espacial, pues exigen una laboriosa tarea de campo.

La versatilidad de HIDROMORE en este sentido estriba en su facilidad para adaptar la unidad mínima de muestreo espacial a los datos de entrada. En experiencias anteriores con esta aplicación (Mejuto et al., 2003), un escenario común es trabajar con tamaño de píxel de 1x1 km para los datos meteorológicos y edafológicos, y remuestrear el tamaño de píxel Landsat de 30 a 25 m.

### 6.3.1. Fundamento del modelo

HIDROMORE está basado en la ecuación de balance hídrico. Éste proporciona estimaciones diarias de percolación profunda (DP) almacenamiento de agua ( $\Delta SS$ ) y evapotranspiración (ET) después de calcular la precipitación efectiva (P) la escorrentía superficial (RO) y el riego (I). La ecuación [44] describe el balance.

$$P + I - RO - ET - DP = \pm \Delta SS \quad [44]$$

$\pm \Delta SS$  expresa la tasa de cambio en el contenido de humedad del suelo o almacenamiento de agua. La figura 6-2 muestra el diagrama de los componentes principales del balance de agua.

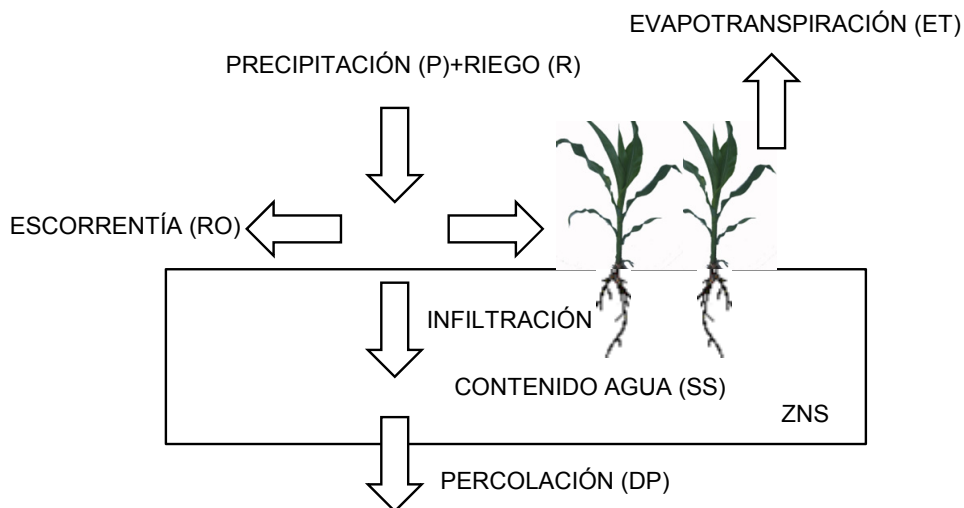


Figura 6-2. Diagrama de la capa de suelo con los componentes principales del balance hídrico en la zona no saturada. Adaptado de FAO56.

La aplicación del balance hídrico a escala regional requiere la aplicación del mismo de forma espacialmente distribuida, representando el área como una cuadrícula de celdas en donde cada celda define un área en particular. Verticalmente el suelo es modelado como una única capa de profundidad variable, en donde el almacenamiento de agua es calculado a partir del movimiento de agua entre el suelo, la planta, el acuífero y la atmósfera. Cuando el área tiene vegetación, la profundidad de suelo,  $Z_r$ , es asumida como la profundidad de raíces de la vegetación, a la cual las raíces pueden

tomar el contenido de agua. Mientras que para suelo desnudo, esta profundidad,  $Z_e$ , corresponde a la capa superficial de suelo que es afectada por la evaporación. HIDROMORE realiza el cálculo de un balance hídrico para cada celda individualmente, considerando las propiedades y condiciones iniciales del sistema suelo-vegetación-atmósfera en cada celda y su correspondiente evolución en el tiempo. La escorrentía superficial se calcula mediante el método del número de curva del Servicio de Conservación de Suelos del Departamento de Agricultura de los Estados Unidos (U S Department of Agriculture, 1985). En caso de producirse, el modelo la calcula para cada celda, pero no asume su movimiento hasta el cauce más cercano. El modelo no considera el movimiento lateral del agua bajo la superficie, así como tampoco calcula la recarga preferente en fracturas u otras formaciones geológicas. Considera únicamente recarga difusa.

El intervalo temporal que se utiliza es el diario, y para cada día y celda del modelo, HIDROMORE va realizando la secuencia de cálculo desde el día anterior al comienzo del mismo.

### **6.3.2. Parámetros**

#### *- Precipitación, riego, infiltración y escorrentía*

Genéricamente, la precipitación se modeliza espacialmente mediante la interpolación de datos de las distintas estaciones meteorológicas presentes en la zona, resultando un mapa *raster* de precipitación diaria. HIDROMORE está preparado para trabajar también con una única estación, sin interpolación, como es el presente caso.

En la fórmula del balance [44], el riego  $I$  se considera sólo para las celdas clasificadas como regadío, y a través de un calendario estándar de riegos de verano (15 de mayo al 12 de septiembre, en este caso). La condición que aplica HIDROMORE para calcular la necesidad de riego se deriva del cálculo del balance hídrico diario en el intervalo entre esas fechas, a partir de la condición de FAO56 que aplica agua de riego cuando el contenido de agua en el suelo no llega a la cantidad de agua útil o agua fácilmente aprovechable por la planta.

A partir de la precipitación, se calcula la diferencia de la misma con la escorrentía (P-RO). En el caso de considerarse escorrentía, se aplica el parámetro denominado número de curva calculado en función de cuatro factores: el tipo de suelo, su cobertura vegetal, su manejo agrícola y su condición de seco, normal o húmedo (en función de la precipitación). Los valores se tabulan y se escoge el más adecuado a las condiciones de la aplicación. Sin embargo, en la aplicación de HIDROMORE en la zona de estudio se ha desestimado la escorrentía superficial. La desestimación no debe tener una gran repercusión en el balance de cada píxel por varias razones. La primera es que HIDROMORE considera el balance de agua en la capa superficial del suelo y en la

profundidad de raíces. La segunda, que los eventos de precipitación en la zona de estudio suelen ser de moderada intensidad. Finalmente, la pendiente del terreno es escasa y los suelos tienen una textura arenosa, por lo que predomina la infiltración sobre la escorrentía. Esta justificación está basada en las premisas de FAO56:

*"En el caso de que la precipitación del día ocurra en láminas menores de alrededor  $0,2 \cdot ETo$ , se asume que la misma es normalmente evaporada en su totalidad, por lo que puede ser ignorada [...] en el balance del agua en el suelo. La cantidad de agua precipitada que se pierde por escorrentía superficial depende de la intensidad de la lluvia, la pendiente del terreno, el tipo de suelo, sus condiciones hidráulicas y el contenido de humedad antecedente; y el uso de la tierra y tipo de cobertura. Para situaciones generales, puede asumirse un valor de escorrentía superficial igual a cero o el mismo puede ser estimado considerando solamente cierto porcentaje de la precipitación. En especial esta consideración es válida cuando se considera el balance de agua en la capa superior del suelo, debido a que la mayoría de los eventos de precipitación que tengan intensidades o láminas lo suficientemente grandes como para causar escorrentía superficial, también llevarán el contenido de humedad en la capa superior del suelo a capacidad de campo. Por lo tanto se podría ignorar el impacto del componente de escorrentía superficial. Por otra parte, en general los eventos ligeros de precipitación no producirán cantidades apreciables de escorrentía superficial".*

*- Fracción de suelo expuesta y fracción de cobertura vegetal*

Cuando coexisten suelo desnudo y vegetación, la evapotranspiración se calcula ponderando el porcentaje de superficie cubierta por vegetación (transpiración) y suelo desnudo (evaporación) a partir de la fracción del suelo cubierta por la vegetación,  $f_{cv}$ . En HIDROMORE  $f_{cv}$  se calcula a partir del valor de NDVI en reflectividades terreno para cada celda, de la forma [45] (González-Piqueras, 2006). Esta ecuación expresa la fuerte linealidad de la relación NDVI- $f_{cv}$  ( $R^2=0.99$ ) y ha sido obtenida para coberturas de maíz y trigo, para valores máximos de NDVI correspondientes a coberturas máximas del 90%, sin llegar a la saturación del NDVI.

$$f_{cv} = 1.19NDVI - 0.16 \quad [45]$$

En cultivos que cubren parcialmente la superficie del suelo, la evaporación del agua en el suelo no ocurre uniformemente a lo largo de la totalidad de la superficie, sino que es mayor en la superficie no cubierta por las plantas, donde será mayor la exposición a luz solar; así, se define  $f_{ew}$  como la fracción de suelo expuesta a la luz y la ventilación, y se calcula como  $(1-f_{cv})$ . En los casos de los sistemas de riego que humedecen solo una fracción de la superficie del suelo,  $f_{ew}$  deberá limitarse a  $f_w$ , la cual representa la fracción de la superficie del suelo que se humedece a través del riego, y que depende a su vez de la instalación y la metodología utilizada. No obstante,



HIDROMORE tiene en cuenta que el riego es por aspersión, por lo tanto la totalidad de la superficie expuesta se moja y  $f_w$  toma valor 1, acorde con FAO56 (figura 6-3).

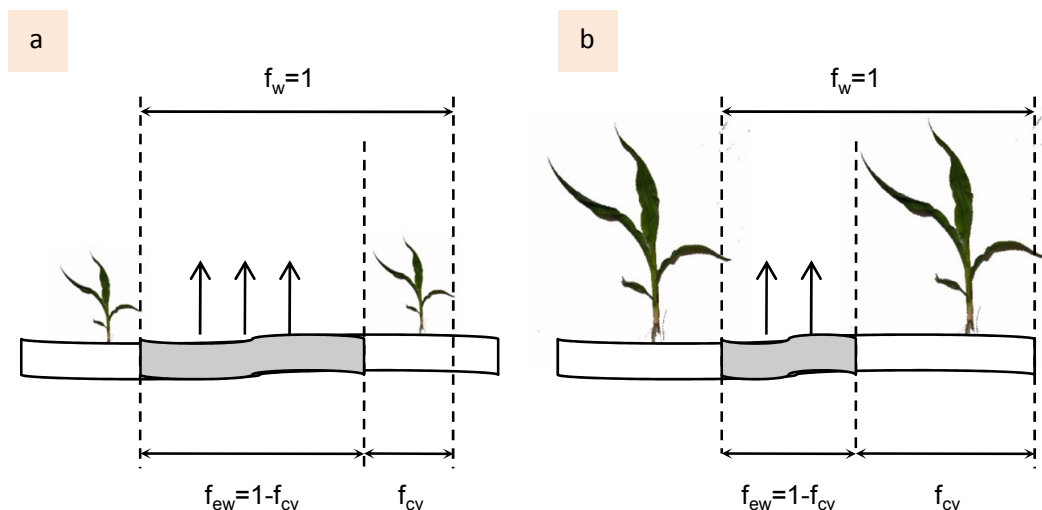


Figura 6-3. Variables  $f_{ew}$ ,  $f_{cv}$  y  $f_w$  para la fase inicial de un cultivo (a) y medio/final de la temporada (b). Se considera lluvia y/o riego por aspersión. Adaptado de FAO56.

- Cantidad de agua disponible para el cultivo, cantidad de agua evaporable y profundidad de raíces

La descripción del almacenamiento y disponibilidad de agua requiere la introducción de algunos límites y parámetros. De nuevo, la terminología propuesta por FAO56 es la adoptada. En la tabla 6-1 se presenta una lista de los parámetros utilizados en esta fase y su cálculo.

PM	Punto de marchitez permanente	
CC	Capacidad de campo	
p	Fracción de TAW	$p = p_{FAO56} + 0.04 (5 - ET_c)$
TAW	Agua total disponible para el cultivo (mm)	$TAW = 1000 (\theta_{CC} - \theta_{PM}) Z_r$
RAW	Agua fácilmente aprovechable por el cultivo (mm)	$RAW = pTAW$
TEW	Agua evaporable total del suelo (mm)	$TEW = Z_e (\theta_{CC} - 0.5\theta_{PM})$
REW	Agua fácilmente evaporable del suelo (mm)	Especificado por FAO56

Tabla 6-1. Parámetros utilizados en el cálculo de agua de suelo y evapotranspiración.

- El PM expresa el momento en el que el contenido de agua en el suelo ( $\theta_{PM}$ ) ya no puede ser extraído de forma efectiva por la planta (Doorenbos y Pruitt, 1977). Se estima

como el contenido de agua en el suelo retenido a -1500 kPa o -15 Atm de tensión (Villar y Ferrer, 2005).

- La CC expresa el contenido de agua ( $\theta_{CC}$ ) en el suelo que queda después de una lluvia o riego cuando el suelo ha drenado y el movimiento en profundidad ha disminuido considerablemente (Doorenbos y Pruitt, 1977). Se estima como el contenido de agua del suelo retenido a -33 kPa o -0.33 Atm de tensión.

- El TAW, o agua total disponible para el cultivo, es la diferencia entre capacidad de campo y punto de marchitez. Aunque pueda quedar agua en el suelo por debajo de  $\theta_{PM}$ , es agua que la planta no puede aprovechar, produciéndose una fase de estrés hídrico para la planta.

- El RAW, o agua fácilmente aprovechable por la planta, es la cantidad de agua que puede ser extraída por la planta sin producirse un estrés hídrico relevante.

- El TEW, o agua total evaporable, indica el máximo de agua que puede evaporarse del suelo. Es también la diferencia entre  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ , pero considerando la profundidad de suelo desnudo,  $Z_e$ .

- El REW, agua fácilmente evaporable por el suelo, es la cantidad de agua que se puede extraer del suelo por evaporación con una tasa constante, que depende solamente de la demanda evaporativa de la atmósfera (fase primera de secado). Tras la cual se pasa a una segunda fase en la que la evaporación dependerá del contenido de agua decreciente que vaya quedando y de las propiedades hidráulicas y características del suelo.

Debido a que la profundidad efectiva de raíces forma parte de la definición de estos límites (por ejemplo  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ , TAW y RAW), éstos deben actualizarse diariamente cuando la profundidad efectiva de raíces se incremente o reduzca, para así determinar cuándo el sistema se encuentra en condiciones estándar o en condiciones de estrés. La profundidad de raíces es un factor crítico del modelo en cuanto al cálculo de contenido de agua en el suelo. En función de la cobertura que resulte del mapa de clases se establece la profundidad de raíces. Para la presente aplicación, se toma profundidad constante de 1 m para viña, 2 m para forestal-pradera, y una profundidad variable entre 0,10 y 0,90 m para secano. Por tanto, los valores de TAW y RAW aparecerán como variables para la cobertura secano únicamente.

#### *- Percolación profunda, agotamiento y humedad de suelo*

Los parámetros relacionados con la humedad se expresan en el modelo bien como contenido de agua, expresado en forma de lámina de agua y medido en mm, bien como humedad de suelo, expresado en porcentaje volumétrico de agua y medido en  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ . La transformación entre una y otra se realiza a través de la profundidad de raíces o suelo desnudo, medida en metros.

El contenido de humedad se calcula como un valor residual de la fórmula [44]. Como  $\Delta SS$  indica una tasa de cambio que suele ser deficitaria, se puede transformar dicha ecuación invirtiendo el sentido de  $\Delta SS$  para expresarlo, en lugar de como agua acumulada, como agua que se pierde por percolación y evapotranspiración, llamada también agotamiento,  $D_r$  (*depletion*). El  $D_r$  tiene una componente a profundidad de raíces y otra a profundidad de suelo desnudo (lámina de evaporación), cuando desaparece el cultivo. La percolación profunda o drenaje,  $DP$ , es obtenida como la cantidad de agua que excede la capacidad de campo. Entonces se puede reescribir la expresión [44] de la siguiente forma, que expresa el balance para el día  $i$ :

$$D_{r,i} = D_{r,i-1} - (P - RO) - I + ET + DP \quad [46]$$

donde  $D_{r,i}$  es el agotamiento de humedad en la zona radicular del suelo al final del día  $i$  de cálculo y  $D_{r,i-1}$  al final del día anterior. Como se asume que el agua puede ser almacenada en la zona radicular hasta alcanzar la capacidad de campo -ya que el excedente se pierde por percolación ( $DP$ ) o evapotranspiración a lo largo del día-, se puede establecer  $\theta_{CC}$  como el límite superior del contenido de humedad, y por tanto calcular la humedad de suelo remanente como la diferencia entre la capacidad de agua disponible,  $\theta_{CC}$ , y la que se pierde  $D_{r,i}$ . Si el déficit de agua  $D_r$  es mayor que la cantidad teórica de agua disponible ( $TAW$ ), HIDROMORE establece como contenido mínimo de humedad  $\theta_{PM}$ . Aunque el contenido de humedad pudiera estar temporalmente por encima de la capacidad de campo después de una lluvia intensa o riego, se asume que la totalidad del agua por encima de capacidad de campo se pierde el mismo día a través de percolación profunda, después de descontar cualquier evapotranspiración que ocurra durante el día. Si no se presenta otro evento de humedecimiento, el contenido de humedad alcanzará gradualmente su mínimo valor  $\theta_{PM}$ . En ese momento se alcanzará el valor máximo de agotamiento de humedad en la zona radicular, que corresponderá al agotamiento del agua total disponible  $TAW$  ( $TEW$  en la zona de suelo desnudo). El cálculo de la humedad, por tanto, se realizará con un sencillo algoritmo (figura 6-4):

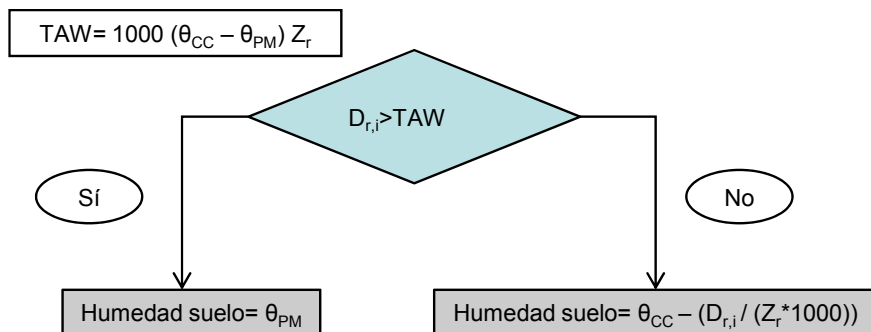


Figura 6-4. Algoritmo del cálculo de humedad de suelo en HIDROMORE en la zona radicular.

Para iniciar el balance de humedad es necesario estimar el agotamiento inicial  $D_{r,i-1}$  mediante mediciones del contenido de humedad del suelo. HIDROMORE parte de unas condiciones iniciales estándar para agotamiento de suelo desnudo y de suelo a profundidad de raíces. Respecto a la humedad, si no se tienen valores anteriores (el sistema permite introducir la humedad de suelo de partida) se parte de una humedad equivalente a  $\theta_{CC}$  ( $D_{r,i-1} = 0$ ), teniendo en cuenta que el balance comienza en el mes de enero, un período húmedo. En otros trabajos se adoptan determinados porcentajes de  $\theta_{CC}$ , como es el caso de Maayar et al. (2006), que usa el 70%. El establecimiento de las condiciones iniciales será estudiado al comparar con los valores observados de humedad de suelo, pues éstos representan la humedad en términos absolutos en lugar de la tasa relativa de un día para otro, que es lo que describe HIDROMORE.

Puede ser de interés reseñar que la humedad se estima a partir de la lámina de agotamiento como la diferencia de ésta (mm) con  $\theta_{CC}$ , que se expresa volumétricamente ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ). Por ello el cálculo de la humedad de suelo volumétrica pasa por aplicar un valor de  $Z_r$  para cada clase:

$$Hum = \theta_{cc} \pm \frac{D_r(mm)}{Z_r * 1000(mm)} \quad [47]$$

- *Coficiente basal del cultivo, coeficiente de evaporación del suelo y coeficiente de estrés hídrico*

$K_e$  y  $K_s$  se calculan según las indicaciones FAO56. Sin embargo,  $K_{cb}$  (coeficiente basal del cultivo) se obtiene mediante el NDVI de la forma [48] (Bausch y Neale, 1987). Esta formulación está indicada para NDVI resultante de reflectividades corregidas atmosféricamente (reflectividades terreno) y está adaptada para gramíneas según las premisas de FAO56, ya que originariamente estaba pensada para alfalfa. Una de las opciones de HIDROMORE contempla la posibilidad de cambiar los parámetros de la ecuación.

$$K_{cb} = 1.36NDVI - 0.03 \quad [48]$$

### 6.3.3. Inputs y outputs

HIDROMORE usa los datos climáticos procedentes de estaciones en la zona, el mapa de propiedades del suelo procedentes de observaciones directas, la serie de NDVIs y el mapa de clases procedente de la clasificación. Aplicando a continuación la

metodología FAO56 se calculan los parámetros intermedios (TAW, RAW, TEW, percolación,  $K_e$ ,  $K_{cb}$ ,  $K_s$ , etc.) necesarios para obtener los valores de  $ET_c$  adj y humedad de suelo. Además, el modelo genera en forma de mapas la distribución espacial de algunas de las variables intermedias y los resultados.

### 6.3.3.1. Inputs

En la figura 6-5 se representa el interfaz de HIDROMORE en el que se introducen los ficheros de entrada y se configuran los parámetros de la aplicación.

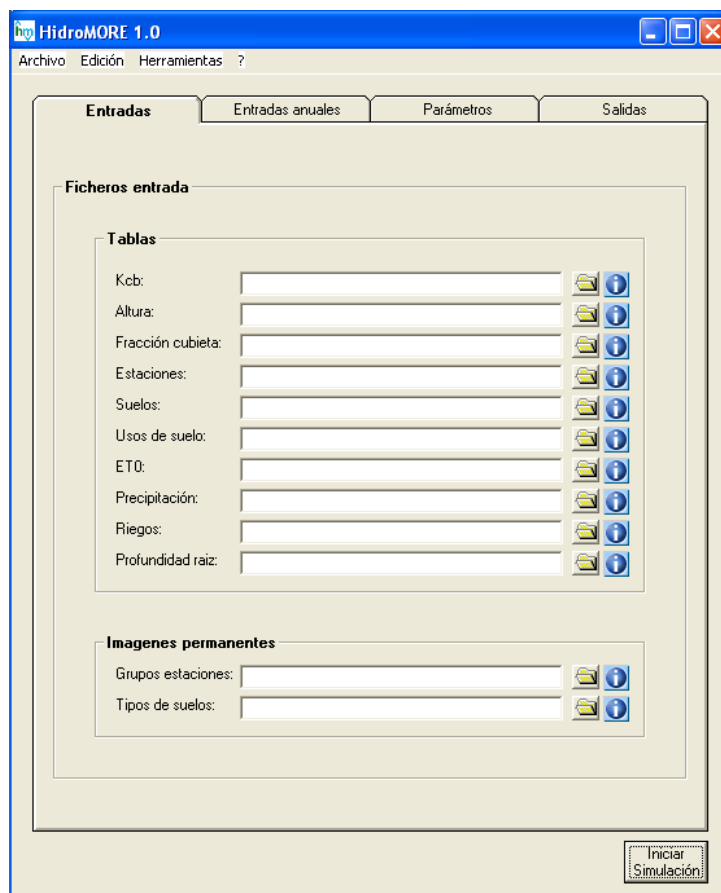


Figura 6-5. Interfaz de los ficheros de entrada de HIDROMORE.

a) Datos climáticos. Se dispone en la zona de datos procedentes de las estaciones que aparecen en la tabla 6-2.

**Intervalo temporal:** diario para el año de estudio

**Muestreo espacial:** en la figura 6-6 aparece la distribución de las estaciones de la AEMet más próximas a la zona de estudio y la propia de Villamor.

ESTACIÓN AEMet	PRECIPITACIÓN	TEMPERATURA	ET <sub>0</sub>
Torreçilla de la Abadesa	sí	no	no
Cantalapiedra	sí	no	no
Fresno el Viejo	sí	no	no
Alaejos	sí	no	no
Castroño (presa)	sí	sí	no
Fuentesauco	sí	sí	no
Bóveda de Toro	sí	no	no
Argujillo	sí	no	no
Peleagonzalo	sí	sí	no
Zamora (observatorio)	sí	sí	no
Topas	sí	no	no
ESTACIÓN PROPIA			
Villamor (Guareña)	sí	sí	sí

Tabla 6-2. Estaciones y datos de la AEMet en la zona de estudio e inmediaciones.

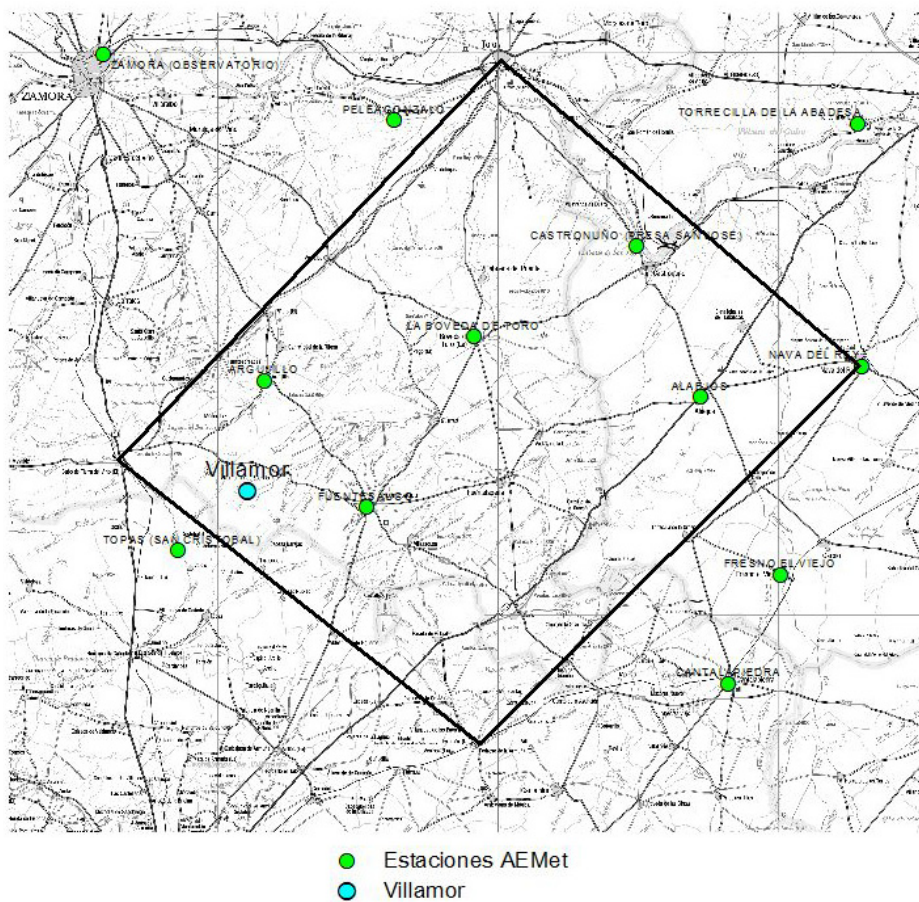


Figura 6-6. Distribución espacial de las estaciones meteorológicas en la zona de estudio potencialmente válidas para su integración en HIDROMORE.

**Tabla de datos:** precipitación, temperatura,  $ET_0$ . En las estaciones en las que se dispone de temperatura, HIDROMORE puede calcular  $ET_0$  por el método de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985).

**Tratamiento:** interpolación de datos de precipitación, temperatura y  $ET_0$  en sendos mapas. Sin embargo, para la presente aplicación, dada la dispersión de valores ofrecida y las dudas sobre la calidad de los datos de las estaciones AEMet, se decidió utilizar únicamente la estación de Villamor para el cálculo. Ésta es una estación automática mantenida y utilizada dentro de la red REMEDHUS que proporciona datos cada 10 minutos, aunque se utilizarán los datos diarios de precipitación y  $ET_0$  calculada por el método de Penman-Monteith. En el anexo A se hace una justificación detallada de esta decisión mediante un estudio tanto cualitativo como estadístico de la variabilidad de las estaciones del AEMet.

b) Datos edafológicos. Se dispone de datos superficiales distribuidos por la zona. Además, se tienen datos a distintas profundidades en las estaciones REMEDHUS.

**Intervalo temporal:** datos únicos para cada punto de muestreo.

**Muestreo espacial:** cuadrícula de  $3 \times 3 \text{ km}^2$  (figura 6-7). Para el centro de cada cuadrado de la malla, se han determinado  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura en la capa más superficial del suelo (0-5 cm). También se tienen los mismos datos para las estaciones REMEDHUS, en este caso a cuatro profundidades diferentes (5, 25, 50 y 100 cm), además del contenido de agua a saturación también a las mismas profundidades.

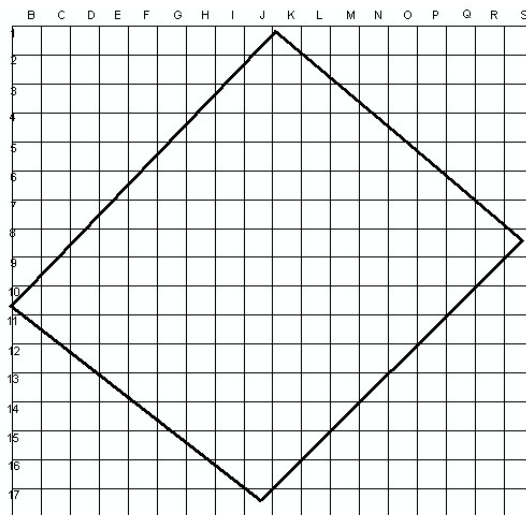


Figura 6-7. Malla del muestreo de datos de suelo aplicada a HIDROMORE en la zona REMEDHUS. En cada cuadrícula se tienen datos de textura y  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  a nivel superficial.

**Tabla de datos:**  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura.

**Tratamiento:** cálculo de los parámetros TAW, RAW, TEW, establecimiento de REW y agotamiento inicial y final, cálculo de  $K_e$  y percolación, cálculo de humedad de suelo.

c) Datos de vegetación. Se extraen a partir de la serie de NDVIs y del mapa de clases.

**Intervalo temporal:** 6 imágenes NDVI distribuidas a lo largo de 2002 de fechas 24 de febrero, 29 de abril, 16 de junio, 18 de julio, 3 de agosto y 4 de septiembre.

**Muestreo espacial:** píxeles de 30x30 m remuestreados a 25 m.

**Información raster:**

- Serie de NDVIs: proporciona porcentaje de cobertura y  $K_{cb}$ .
- Mapa de clases de usos de suelo (secano, regadío, forestal-pradera, viña, improductivo y agua). Previamente se ha establecido una tabla en la que se asignan, según las clases de entrada, la profundidad de raíces y los máximos y mínimos de  $K_{cb}$  y altura de la planta.
- Mapa de período de riego (clase regadío a partir del mapa de usos).

**Tratamiento:** obtención del  $K_{cb}$  y  $f_{cv}$ . Cálculo de  $K_e$ ,  $K_s$ ,  $K_c$  adj,  $ET_c$  y  $ET_c$  adj. Asignación del riego.

### 6.3.3.2. Outputs

En la figura 6-8 se representa el interfaz de HIDROMORE en el que se eligen y se configuran los parámetros de los ficheros de salida de la aplicación.

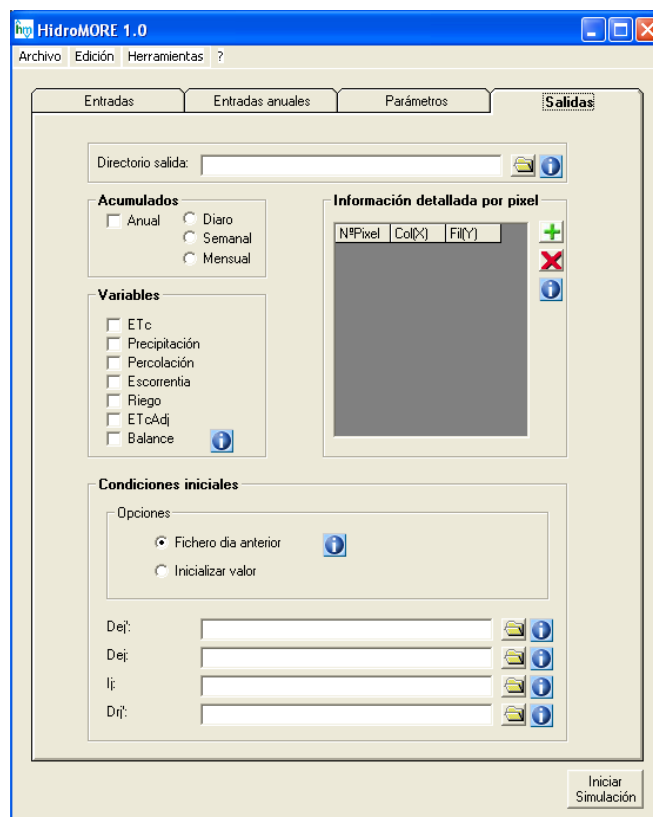


Figura 6-8. Interfaz de los ficheros de salida de HIDROMORE.



**Información raster** (formato imagen 25x25m)

- Mapa de  $ET_c$
- Mapa de Precipitación
- Mapa de Percolación
- Mapa de Escorrentía
- Mapa de Riego
- Mapa de  $ET_{c\ adj}$

**Intervalo temporal de resultados imagen:** puede elegirse entre

- Diario, extrae un mapa por variable de forma diaria.
- Semanal, extrae un mapa por variable acumulada semanal.
- Mensual, extrae un mapa por variable acumulada mensual.
- Acumulado anual: registra un mapa con el acumulado anual por variable seleccionada.

**Tablas**

- Suelos: recoge los datos de entrada y los parámetros intermedios calculados por el programa.
- Información diaria por píxel: se pueden seleccionar tantos píxeles como se deseen (introduciendo sus coordenadas) y se proporcionan para cada uno, con un intervalo diario, todos los valores de entrada, parámetros intermedios y resultados de  $ET_{c\ adj}$  y humedad de suelo (tabla 6-3).

DoY	Año	Uso	Suelo	CC	PM	TEW	REW	NDVI	Kcb	Altura	Fcv	
				[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]	[mm]	[mm]			[m]		
1	2002	2	85	0.10	0.05	7.50		6	0.29	0.36	6.39	0.11

P	RO	ET0	Fw	Few	Kc	Ke	Kr	E	Dej	Dej'	Dpe
[mm]	[mm]	[mm]						[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
7.86	0.00	0.74	1.00	0.89	0.36	0.00	0.00	0.00	7.50	7.50	7.86

ETc	TAW	Zr	RAW	Drj	Drj'	Dpr	Ij	Ks	KcAdj	EtAdj	HSC
[mm]	[mm]	[m]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]	[mm]			[mm]	[cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> ]
0.27	100.00	2.00	55.00	-0.09	0.00	0.09	0.00	1.00	0.36	0.27	0.10

Tabla 6-3. Datos de salida diarios para un píxel de la zona REMEDHUS (día 1).

## **6.4. Alternativas de ejecución del código HIDROMORE en la zona de estudio**

A partir del interfaz de HIDROMORE se introducen los datos de 2002, es decir, las series de NDVIs, el mapa de clases en el que se contemplan los principales datos de la vegetación representativos de cada clase y los datos climáticos de la estación de Villamor. Estos parámetros se han considerado invariables. Sin embargo, para los datos de suelo ( $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura) se han considerado dos alternativas de ejecución del código, ya que son valores críticos del cálculo de humedad de suelo que impone el modelo, y la profundidad a la que se consideren es también decisiva. Se dispone de datos de  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura con la siguiente configuración:

- En la cuadrícula  $3 \times 3 \text{ km}^2$  de la zona de estudio, valores superficiales medidos en el centro de cada una.
- En las estaciones, valores a cuatro niveles: 5, 20, 50 y 100 cm (en el caso de que el suelo de la estación sea menor a 100 cm, a la profundidad límite que tenga ese suelo).

De esta forma, se ha ejecutado dos veces el código con las variables de suelo a dos niveles de profundidad y conservando invariables el resto de parámetros:

- a) Con los datos de suelo a 5 cm tanto de los valores de la cuadrícula como de las estaciones. El valor resultante de contenido de humedad se denomina  $\theta_{\text{input } 5\text{cm}}$ .
- b) Con los valores promedio de las cuatro profundidades para las estaciones y el resto con los valores a 5 cm de la cuadrícula. El valor resultante de contenido de humedad se denomina  $\theta_{\text{input promedio}}$ .

El uso de parámetros superficiales o promedio de suelo permite estudiar si una mejor descripción del mismo en profundidad redundaría en una estimación de la humedad más ajustada a los valores observados. En cualquier caso, como ya se ha dicho, HIDROMORE trabaja a nivel superficial (10 cm) cuando es un uso no vegetal, y con la profundidad de raíces cuando existe vegetación. Dicha profundidad es de 1 m en viña, 2 m en forestal-pradera y variable entre 0.10 y 0.90 m en cubierta de secano. La humedad estimada que resulta de la ejecución del código representa, por tanto, una única humedad para todo el suelo. El hecho de usar datos de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  en dos niveles y sendas ejecuciones del código da lugar a la comparación con la humedad observada en esos dos mismos niveles. Se estudia, pues, la humedad resultante de HIDROMORE con los parámetros superficiales ( $\theta_{\text{input } 5\text{cm}}$ ) y con los parámetros promedio ( $\theta_{\text{input promedio}}$ ).

## ***6.5. Debilidades y fortalezas de la integración***

Previamente a la extracción y análisis de resultados del modelo, que se realizarán tanto puntualmente en cada estación de humedad como de los distribuidos en forma de mapas, se indican algunas de las peculiaridades de la integración de los datos descritos en los apartados anteriores.

- Debilidades

- El formato de las tablas y las imágenes, pese a ser estándar (.dbf para tablas y .hdr para los ficheros *raster*), es rígido, y no permite una conversión automática. Se presentaron problemas para adaptar y unificar los ficheros de tablas procedentes de muy distintas fuentes de datos. Asimismo, respecto a las imágenes, tampoco se reconoce el formato de coordenadas proyectadas y hay que transformarlo a una matriz genérica de filas y columnas. También hay que cambiar la resolución radiométrica de las imágenes a 8 bits y la resolución espacial a 25 m.

- El remuestreo de datos para adaptarlos a la unidad mínima puede ser conflictivo, especialmente en los datos edafológicos. Además, el sistema no contempla valores nulos (ausencia de datos) en la cuadrícula, lo que puede desembocar en errores de interpretación de los resultados.

- El coste de cálculo podría mejorarse (6 horas para el cálculo de un año).

- Fortalezas

- Es relativamente fácil de adaptar a cualquier zona sin más que cambiar algunos parámetros de entrada. En la presente aplicación se realizaron dos cambios importantes con un bajo coste de computación: 1) sustituir los usos de suelo considerados originalmente en HIDROMORE por las clases adoptadas en la zona, y 2) reducir el número de estaciones meteorológicas a una, sin realizar interpolación de datos de  $ET_0$  y precipitación.

- Permite cambiar también la parametrización de las variables de forma sencilla. En concreto, en esta aplicación se cambiaron las ecuaciones para describir las relaciones  $NDV-f_{cv}$  y  $NDVI-K_{cb}$ . Otro parámetro importante que puede cambiarse es el valor inicial de humedad de suelo. También permite suprimir procesos de cálculo innecesarios o redundantes, como fue en esta aplicación el cálculo de la  $ET_0$  por el método de Hargreaves, pues ya se tenían datos fiables directos de la estación meteorológica propia.

Además, el sistema es versátil para trabajar con la metodología NDVI- $K_{cb}$  o aplicar los parámetros de las tablas a partir de la clasificación.

- Utiliza el conocido y contrastado método FAO56, por lo que facilita la comprensión de las variables y un mejor análisis de *inputs* y *outputs* que otros modelos. Además, los parámetros intermedios del cálculo son visibles y manejables, por lo que se puede controlar el proceso y hacer un recorrido detallado del cálculo en caso de resultados no esperados.
- Tiene una fácil estructura de ficheros de datos y de resultados (aunque el número de ficheros totales es grande), comprensible fácilmente para el usuario. Este criterio pedagógico se materializa también en un interfaz muy sencillo, de fácil interpretación.
- Compatibiliza, y este es una de las mayores ventajas de HIDROMORE, el formato imagen con el formato tabla (datos puntuales), tanto en las entradas como en los resultados. Se puede tener un mapa de la evolución de la evapotranspiración, por ejemplo, pero también un dato de carácter espacial puntual de evapotranspiración con intervalo diario.

## 7. MÉTODOS DE VALIDACIÓN

En esta sección se exponen los métodos y alternativas elegidos para el proceso de validación de la aplicación. Se trata de validar los resultados, es decir, verificar y asumir si los resultados son correctos, y posteriormente establecer los potenciales ajustes numéricos y metodológicos para conseguir mejores resultados. Este proceso se ha abordado desde diferentes enfoques metodológicos, que son descritos a continuación, y en el capítulo siguiente se describirán los resultados. En el anexo B se presentan los resultados individualizados para cada estación. El procedimiento resumido del análisis de los resultados de la aplicación se indica en la figura 7-1.

El aspecto más relevante e inusual de la verificación de HIDROMORE en esta zona, y por tanto del modelo FAO56, es la utilización de la humedad de suelo. La mayoría de trabajos que realizan la aplicación y validación de FAO56 (y cualquier otro modelo físico o de balance) lo hacen comparando valores directos de evapotranspiración medida *in situ* frente a la resultante del modelo (Allen, 2000; Eitzinger et al., 2002; Er-Raki et al., 2007). Siendo la medida de la evapotranspiración una cuestión difícil de establecer con fiabilidad, aquí se ha optado por una alternativa a través de medias contrastadas con series anuales de humedad de suelo. Ello sugiere, además, el reto futuro de intentar plantear un modelo con el dato de humedad como variable fundamental del cálculo en forma de *input*, en lugar de como residual del mismo.

La utilización de la humedad como parámetro de control constituye un reto por sí mismo. Debido a las particularidades de los datos de humedad (especialmente las diferentes escalas temporal y espacial de las humedades estimadas por el modelo y las observadas sobre el terreno) y a su carácter distribuido en el espacio, el proceso de validación propiamente dicho ha de ser exhaustivamente vigilado y verificado. Se proponen las siguientes estrategias:

a) Estudio cualitativo de la humedad observada en cada estación. Se valoran los resultados de humedad a lo largo de las 25 observaciones del año, la media anual para cada una y el comportamiento medio por clases forestal-pradera, secano y viña.

**Validación de resultados HIDROMORE**

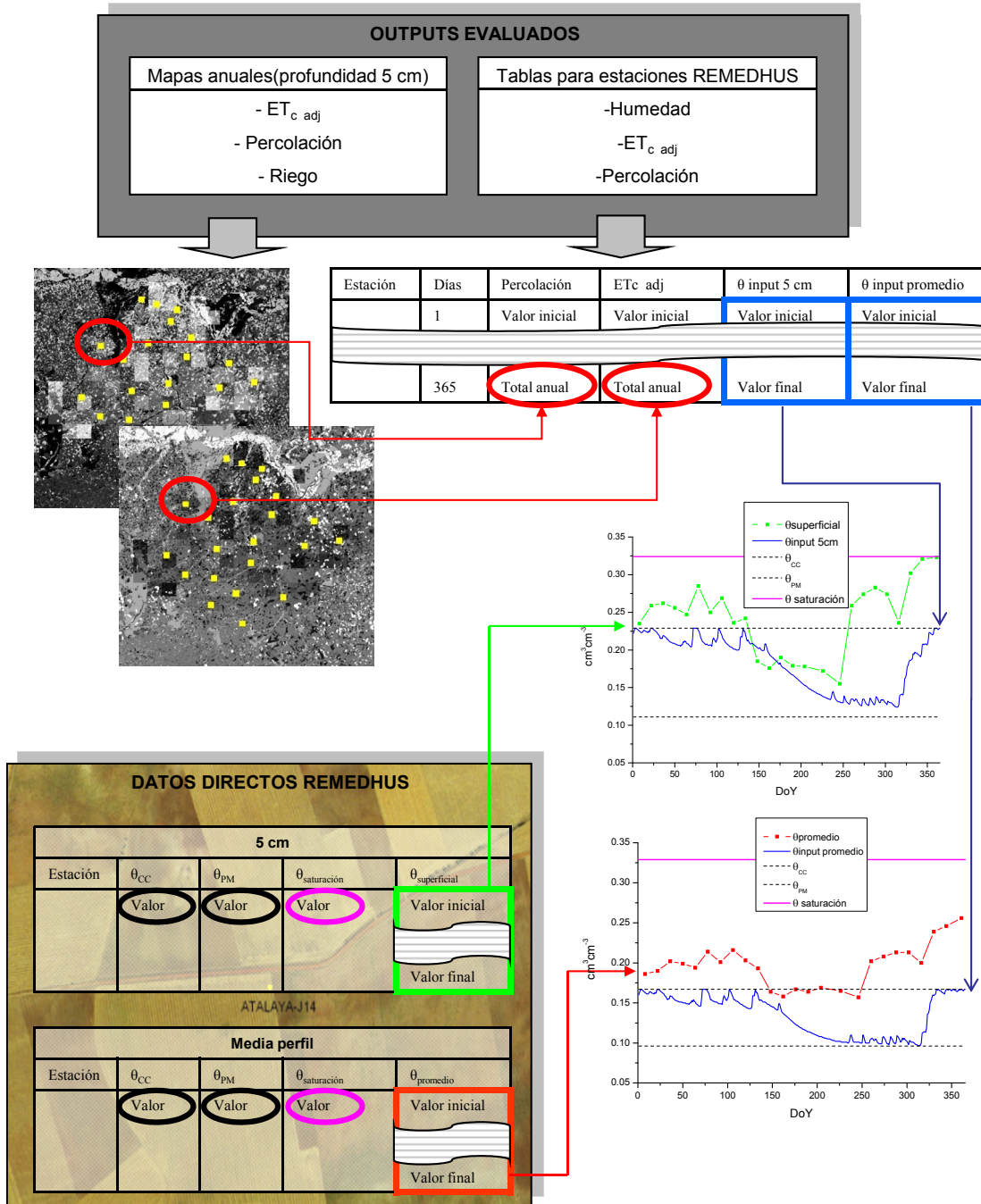


Figura 7-1. Esquema del estudio de resultados HIDROMORE. Evapotranspiración ajustada, percolación y riego se estudian tanto en las estaciones como en los mapas. La humedad de suelo se analiza en las estaciones.

- b) Estudio cualitativo de los valores resultantes de HIDROMORE en las estaciones:
- Valores del balance de agua:  $ET_0$ ,  $ET_{c\text{ adj}}$ , P, DP.
  - Valores de humedad (anual, media y media por clases).
- c) Comparación de humedad observada vs. humedad estimada por la aplicación mediante:
- c1) Caracterización y análisis estadístico. El estadístico utilizado es el coeficiente de correlación de Pearson, que mide la relación lineal entre dos variables  $x$ ,  $x'$  mediante el cociente entre la covarianza y el producto de las desviaciones estándar de ambas variables:

$$R = \frac{\sigma_{xx'}}{\sigma_x \sigma_{x'}} \quad [49]$$

donde  $\sigma_{xx'}$  es la covarianza de ambas variables:

$$\sigma_{xx'} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - x_m)(x'_i - x'_m) \quad [50]$$

donde  $x_i$  y  $x'_i$  son los valores de humedad observada y estimada respectivamente en la fecha  $i$ .  $x_m$  y  $x'_m$  son las medias de cada serie.  $N$  es el número de observaciones, por lo que  $i$  varía de 1 a 25. El denominador de [49] es el producto de las desviaciones estándar de cada variable, que se define, por ejemplo para la variable  $x$ , como:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x_i - x_m)^2} \quad [51]$$

En sentido estricto, el coeficiente de correlación pudiera no ser conveniente para evaluar la relación entre dos métodos que miden el mismo evento, ya que no se investiga si la humedad modelizada se explica mediante la humedad observada. Sin embargo, se intenta buscar el grado de similitud en el comportamiento de ambas. Se ha comprobado previamente que ambas series de humedad presentan una distribución estadísticamente normal mediante el test Kolmogorov-Smirnov. Se realiza asimismo el diagrama de dispersión colocando en abcisas la variable independiente, en este caso la humedad observada, y en ordenadas la dependiente, en este caso la humedad estimada, con el fin de estudiar la relación entre ambas: la linealidad de la nube de puntos de dispersión indicará la fuerza de la relación. Aunque las dos series varíen bastante en los valores, si su comportamiento es parecido, es decir, si la varianza de la serie de observaciones es parecida a la varianza de la serie modelo, la correlación será buena. Se han estudiado, asimismo, otros posibles estadísticos para estudiar el comportamiento de HIDROMORE respecto a la humedad observada. En concreto:

- El coeficiente de correlación de Spearman, que se ha desechado debido a la inexistencia de rangos de datos en las dos series. La continuidad de los datos y la linealidad de la relación entre ambos desaconsejan un método no paramétrico como éste.
- El coeficiente de eficiencia de Nash-Sutcliffe (Nash y Sutcliffe, 1970), especialmente diseñado para evaluar modelos hidrológicos. Se formula como:

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - x'_i)^2}{\sum_{i=1}^N (x_i - x_m)^2} \quad [52]$$

donde  $x_i$  es la humedad observada en la fecha  $i$ ,  $x'_i$  es la humedad estimada y  $x_m$  es la media de la humedad observada. Este coeficiente es 1 para una perfecta coincidencia entre el modelo y la observación, y empeora desde 0 a  $-\infty$  cuando la media de la observación es mejor que el propio modelo. El problema con este coeficiente a la luz de los datos de las series es que compara con la media de los valores observados únicamente (al contrario que la covarianza, que compara la serie modelo y la serie observada con su media respectiva). La media anual de la humedad es un valor muy distante de los valores de la serie completa, que tienen muchas variaciones respecto a ella. Desde esta perspectiva no parece un buen estadístico de comparación para series temporales como es el presente; es mejor la correlación porque analiza la varianza de las dos series. Nash-Sutcliffe se podría utilizar en esta aplicación como posible evaluación de la media de todas las estaciones: si la media de humedades observadas en las estaciones es mejor que el propio HIDROMORE.

En lugar del índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe, por tanto, se ha utilizado una variante llamada índice de concordancia (AI, *Agreement Index*), (Willmott, 1982) utilizada ampliamente en modelos hidrológicos, y definido como:

$$AI = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - x'_i)^2}{\sum_{i=1}^N (|x_i - x_m| + |x'_i - x_m|)^2} \quad [53]$$

El AI varía entre 0 y 1, y cuanto más cerca se sitúa de la unidad, mejor es la correspondencia entre datos observados y datos modelados (Zhang y Wegehenkel, 2006).



c2) Estudio de los valores numéricos mediante el análisis de residuos. Se siguen las recomendaciones de la WMO (*World Meteorological Organization*, 1975; 1986) y el ASCE (*American Society of Civil Engineers*) *Task Committee* (ASCE, 1993), que establecen tres formulaciones analíticas del error para evaluar la precisión del modelo: errores cuadráticos, errores absolutos y errores acumulativos (Perrin et al., 2001). Aquí se ha preferido la nomenclatura ‘residuo’ en lugar de ‘error’. Se considerará el residuo como la diferencia entre el valor observado de humedad (superficial y promedio) y el calculado por la aplicación con los parámetros a 5 cm y promedio. Para cada estación se calcula como:

$$R = x_i - x'_i \quad [54]$$

donde  $x_i$  es el valor de humedad observado en la fecha  $i$ , y  $x'_i$  el valor que para esa misma fecha estima HIDROMORE. Se ha calculado a las dos profundidades, 5 cm y promedio.  $i$  varía desde 1 (8 de enero de 2002) a 25 (27 de diciembre de 2002). Por tanto el número de observaciones es  $N=25$ . Para cada estación se calcula:

- Media absoluta de los residuos:

$$M_{abs} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |x_i - x'_i| \quad [55]$$

- Media acumulativa de los residuos:

$$M_{acu} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - x'_i) \quad [56]$$

- Media cuadrática de los residuos (usando su raíz cuadrática, también llamado RMSE, *Root Mean Square Error*):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (x_i - x'_i)^2}{N-1}} \quad [57]$$

- Sentido del residuo (positivo o negativo) en las 25 observaciones.
- Valores máximo y mínimo del residuo (en valor absoluto).

c3) Análisis de sensibilidad. Puesto que los dos límites críticos para el cálculo de la humedad de suelo según FAO56 son  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ , ya que establecen el máximo y el mínimo respectivamente, se realiza un estudio de sensibilidad comparando la humedad

estimada mediante los valores superficiales ( $\theta_{\text{input5cm}}$ ) con la humedad observada promedio ( $\theta_{\text{promedio}}$ ), con el fin de valorar si el uso de parámetros superficiales del suelo es suficiente para obtener una humedad que describa el perfil completo. Se calculan nuevamente la correlación y los residuos.

d) Estudio de la información espacial resultante en forma de mapas. Caracterización y estudio numérico de los mapas de evapotranspiración ajustada, percolación y riego. Se estudian los resultados acumulados anuales y los mensuales.

## 8. RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE PARA LA OBTENCIÓN DE EVAPOTRANSPIRACIÓN Y HUMEDAD DE SUELO

### *8.1. Valores observados de propiedades y humedad de suelo*

En cada una de las estaciones REMEDHUS hay instaladas a diferentes profundidades (5, 25, 50 y 100 cm) sendas sondas TDR (Martínez-Fernández y Ceballos, 2001). La elección de estas profundidades se relaciona con los niveles de extracción de agua de las especies vegetales más comunes: herbáceas y pratenses las dos primeras y forestal y viña las segundas. Cada 15 días se toman los valores de humedad de cada profundidad en el perfil de cada estación (figura 8-1). La humedad se expresa en unidades volumétricas ( $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ ).

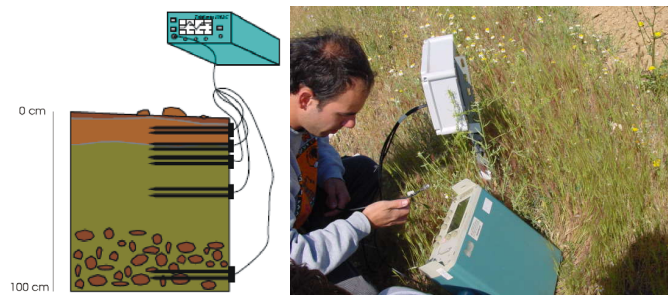


Figura 8-1. Diseño y operación de medición de la humedad del suelo en una estación.

RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE

Asimismo se han medido en cada perfil, a las profundidades a las que las sondas están instaladas, diversas variables hídricas de los suelos:  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y  $\theta_{saturación}$ . También se cuenta con los valores de textura y de densidad aparente, lo que ha posibilitado una mejor comprensión de las características del suelo de cada estación. De forma resumida, estas características para todas las estaciones figuran en la tabla 8-1.

		$\theta_{CC}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	$\theta_{PM}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	$\theta_{saturación}$ (cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup> )	Arena %	Limo %	Arcilla %
E10	5cm	0.088	0.028	0.410	75.11	16.35	8.54
	Promedio	0.157	0.074	0.386	71.27	10.50	18.24
F11	5cm	0.083	0.028	0.406	81.52	11.97	6.51
	Promedio	0.093	0.035	0.387	79.85	9.74	10.41
F6	5cm	0.229	0.111	0.324	67.19	13.70	19.11
	Promedio	0.167	0.096	0.329	72.46	9.21	18.34
H7	5cm	0.060	0.030	0.418	85.10	9.64	5.26
	Promedio	0.085	0.043	0.386	85.16	7.51	7.34
H13	5cm	0.158	0.075	0.424	70.36	11.45	18.19
	Promedio	0.124	0.070	0.438	77.58	7.78	14.65
H11	5cm	0.133	0.060	0.398	79.70	10.16	10.14
	Promedio	0.134	0.066	0.426	78.49	10.13	11.38
H9	5cm	0.305	0.205	0.483	19.78	44.99	35.23
	Promedio	0.235	0.153	0.461	44.27	31.55	24.18
I3	5cm	0.078	0.019	0.334	90.22	6.31	3.47
	Promedio	0.100	0.039	0.325	84.45	8.59	6.96
I6	5cm	0.062	0.025	0.318	89.81	5.93	4.26
	Promedio	0.085	0.052	0.347	85.61	5.87	8.53
J12	5cm	0.236	0.096	0.483	60.94	16.85	22.21
	Promedio	0.227	0.121	0.443	61.25	15.58	23.18
J3	5cm	0.063	0.016	0.364	85.05	11.26	3.69
	Promedio	0.053	0.022	0.367	87.27	9.06	3.67
J14	5cm	0.141	0.041	0.541	66.81	20.98	12.21
	Promedio	0.163	0.075	0.420	64.27	19.64	16.09
K10	5cm	0.041	0.022	0.394	91.16	5.71	3.13
	Promedio	0.070	0.027	0.369	85.47	9.90	4.63
K9	5cm	0.181	0.137	0.481	74.36	15.00	10.64
	Promedio	0.189	0.095	0.446	74.90	12.51	12.59
K4	5cm	0.052	0.021	0.330	87.09	9.27	3.64
	Promedio	0.047	0.034	0.416	90.85	4.02	5.14
L3	5cm	0.125	0.040	0.427	82.25	6.44	11.31
	Promedio	0.119	0.046	0.383	83.05	7.18	9.77
L7	5cm	0.300	0.162	0.542	46.80	20.78	32.42
	Promedio	0.290	0.176	0.511	47.33	19.72	32.95
M5	5cm	0.100	0.057	0.357	81.64	8.31	10.05
	Promedio	0.095	0.051	0.408	82.43	7.13	10.45
M13	5cm	0.364	0.273	0.424	3.57	32.04	64.39
	Promedio	0.344	0.195	0.438	19.35	36.40	44.25
M9	5cm	0.226	0.137	0.519	49.83	24.89	25.28
	Promedio	0.238	0.146	0.512	46.20	27.78	26.02
N9	5cm	0.215	0.091	0.558	62.46	16.78	20.76
	Promedio	0.268	0.146	0.530	55.38	24.26	20.36
O7	5cm	0.076	0.021	0.512	78.84	13.47	7.69
	Promedio	0.118	0.060	0.459	74.38	12.23	13.40
Q8	5cm	0.075	0.036	0.515	86.07	5.68	8.25
	Promedio	0.194	0.125	0.467	66.60	8.34	25.06

Tabla 8-1. Propiedades hídricas (contenido de agua a capacidad de campo, en el punto de marchitez y a saturación) y físicas (porcentajes de arena, limo y arcilla) de los suelos de las estaciones REMEDHUS.

La repetibilidad de las medidas, su continuidad y su prolongación a lo largo de más de ocho años ininterrumpidos dan idea del volumen y la consistencia de dicha base de datos, plasmados en diferentes aplicaciones, proyectos y trabajos publicados (Ceballos et al., 2002; Martínez-Fernández y Ceballos, 2003; Ceballos et al., 2005; Wagner et al., 2007; Wagner et al., 2008).

Quince estaciones tienen valores de arena superiores al 70%, entre las cuales hay cuatro de viña y una de secano con valores muy altos, cercanos al 90%.  $\theta_{CC}$  oscila entre valores de 0.05 hasta 0.20  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  en las estaciones de viña, entre 0.07 y 0.30  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  en las de secano y entre 0.12 y 0.35  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  para las de forestal-pradera.  $\theta_{PM}$  oscila entre valores de 0.01 hasta 0.10  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  en las estaciones de viña, entre 0.02 y 0.14  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  en las de secano y entre 0.06  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  y 0.27  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  para las de forestal-pradera. Además, los valores de  $\theta_{PM}$  están por lo general muy próximos a  $\theta_{CC}$ . Respecto a los valores superficiales frente a los valores promedio, son muy variables por estaciones. Por ejemplo, en trece estaciones  $\theta_{CC}$  es menor a nivel superficial que a nivel promedio, y en diez ocurre al revés. Los valores de las propiedades hídricas y físicas de los suelos a los cuatro niveles de profundidad son muy dispersos, como se observa en la figura 8-2 con los valores de  $\theta_{CC}$  para todas las estaciones.

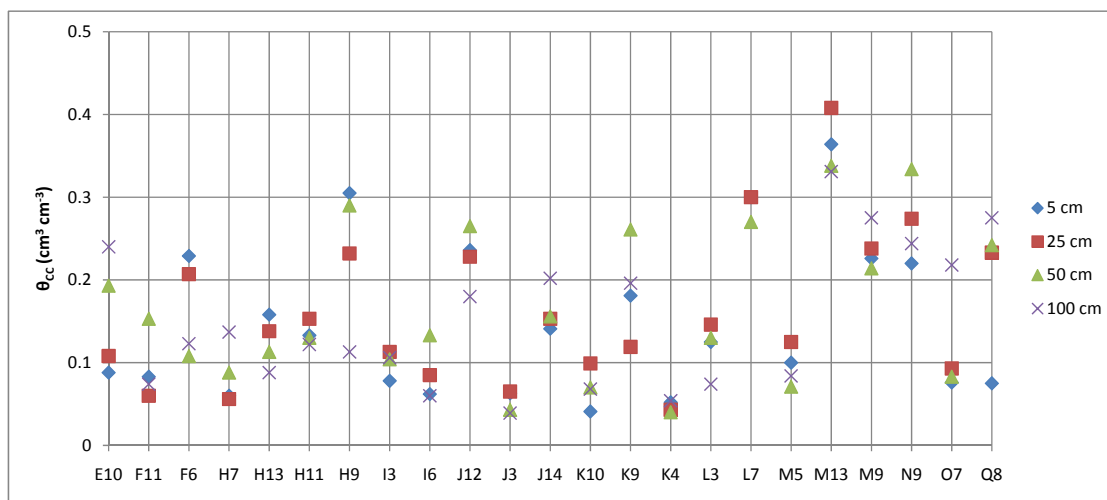


Figura 8-2. Valores de  $\theta_{CC}$  para las estaciones de estudio a los cuatro niveles de profundidad.

El análisis detallado de la figura 8-2 revela además un fenómeno común a varias estaciones, que consiste en un mayor valor de  $\theta_{CC}$  en el horizonte de 50 cm y/o en el de 100 cm que en los anteriores. Este comportamiento se deriva de la presencia de un horizonte arcilloso por debajo de 50 cm en muchas de ellas, formado por la movilización, transporte y depósito de arcillas desde los horizontes superficiales hacia los más profundos del suelo. En la figura 8-3, muy relacionada con la anterior, se representan los contenidos de arcilla a las cuatro profundidades. La presencia de este

horizonte de suelo más arcilloso es perceptible en las estaciones E10, F11, H7, I3, I6, J14, K4, K9, M9, N9, O7 y Q8.

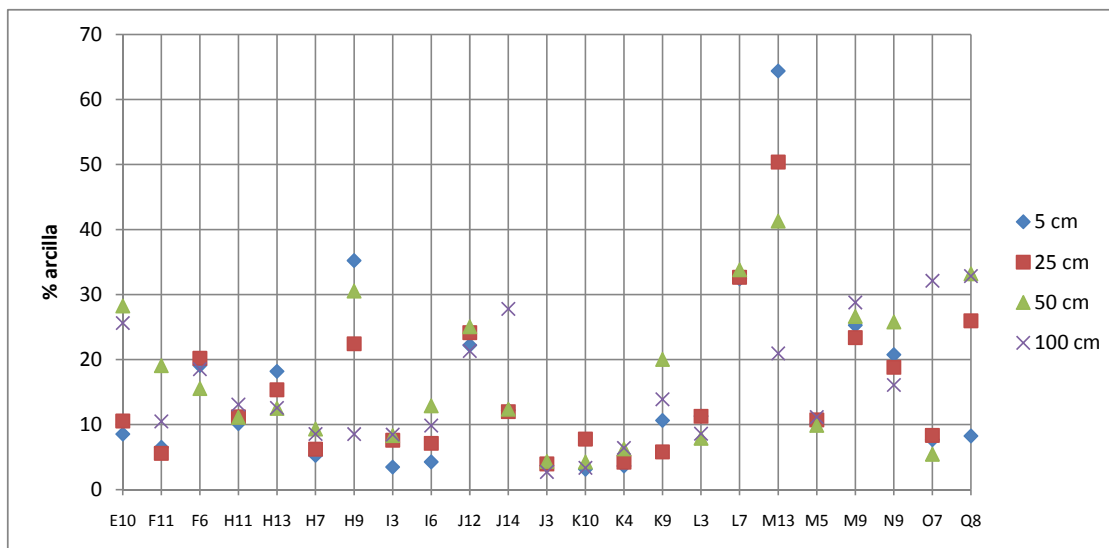


Figura 8-3. Porcentaje de arcilla en las estaciones de estudio a los cuatro niveles de profundidad.

En la tabla 8-2 se indican las tipologías edáficas de los suelos de las estaciones de la red. En términos generales, las estaciones se encuentran en suelos arenosos sobre sedimentos o rocas blandas, del tipo arcillas arenosas, que ejercen de horizonte impermeable. Algunas estaciones de fondo de valle se encuentran en suelos aluviales, cercanos a pequeños ríos y arroyos, formados por depósitos de arcilla y arena. En particular se ha distinguido entre suelos:

- Tipo C: predominan los Luvisoles (crómico y cálcico) y Cambisoles (calcárico y eútrico). Se caracterizan por un contenido bajo o medio de materia orgánica, alta porosidad, permeabilidad y consistencia y por formarse sobre sedimentos arcilloso-arenosos que conforman un horizonte inferior menos permeable de arcilla.
- Tipo A: predomina el Alisol háplico, es un suelo sobre areniscas, arenas y gravas y un horizonte intermedio de arcilla.
- Tipo G: predomina el Gleysol eútrico y el Fluvisol calcáreo. Suelos de fondo de valle con agua próxima y sedimentos fluviales.

Estación	Tipo suelo	Uso
E10	C	Agrícola
O7		
Q8		
J14		
M9		
L7		
I3		
J12		
K10		
H7		
N9		
M5		
I6		
F6		
J3		
L3		
K4		
H11	G	Mixto
M13		Forestal-pradera
K9		Agrícola
H9		
F11	A	Forestal
H13		

Tabla 8-2. Tipos de suelo en cada estación. Tipo C, Luvisoles y Cambisoles; tipo G, Gleysol y Fluvisol; tipo A, Alisol háplico. Se indica además el uso genérico de cada estación.

### 8.1.1. Humedad observada en las estaciones REMEDHUS

En la tabla 8-3 se indican las medias anuales de las 25 observaciones en cada estación. La media de humedad anual oscila entre 0.08 y 0.24  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  en los valores superficiales y entre 0.09 y 0.30  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  en los valores promedio del perfil. Al nivel superficial, sólo una estación supera el umbral de 0.20, y a profundidad promedio, seis. Los valores más altos corresponden a las estaciones de forestal-pradera. En 14 estaciones la humedad superficial es menor que la promedio y en 8 es ligeramente mayor.

	Clase	$\theta_{\text{superficial}}(\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	$\theta_{\text{promedio}}(\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$
E10	Viña	0.15	0.21
F11	Secano	0.10	0.14
F6	Viña	0.24	0.20
H7	Viña	0.08	0.12
H13	Forestal-pradera	0.10	0.14
H11	Forestal-pradera	0.16	0.14
H9	Forestal-pradera	0.20	0.19
I3	Viña	0.13	0.16
I6	Viña	0.11	0.15
J12	Secano	0.20	0.25
J3	Viña	0.10	0.09
J14	Secano	0.12	0.15
K10	Secano	0.08	0.10
K9	Forestal-pradera	0.13	0.22
K4	Viña	0.08	0.10
L3	Viña	0.14	0.14
L7	Secano	0.10	0.09
M5	Secano	0.14	0.12
M13	Forestal-pradera	0.15	0.30
M9	Secano	0.18	0.17
N9	Secano	0.13	0.22
O7	Secano	0.09	0.13
Q8	Secano	0.12	0.21

Tabla 8-3. Humedad observada media del año 2002 para las estaciones a los dos niveles de estudio ( $\vartheta_{\text{superficial}}$  y  $\vartheta_{\text{promedio}}$ ).

Para la descripción del comportamiento anual de la humedad se han agrupado por clases: forestal-pradera (figura 8-4), secano (figura 8-5) y viña (figura 8-6). En la figura 8-7 se indica la media de las estaciones de cada clase. Del análisis de estas series anuales se pueden extraer algunos resultados que ayudan a comprender el comportamiento de la humedad en esta zona. De modo general, se ha observado en los suelos de algunas estaciones una humedad de suelo por encima de  $\theta_{CC}$  (Martínez-Fernández et al., 2007) durante buena parte del año, debido probablemente a la presencia del ya descrito horizonte de granulometría más fina y mayor capacidad de retención por debajo de 0.5 m de profundidad. Esta situación se ha constatado también en la serie de observaciones de 2001, aunque no se incluya este año en el estudio. Los valores más altos de humedad corresponden a la clase forestal-pradera, que llegan a  $0.35 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ , seguida de secano y viña, éstos por debajo siempre de  $0.30 \text{ cm}^3\text{cm}^{-3}$ . En



ningún caso se alcanza el valor  $\theta_{\text{saturación}}$ , como era de esperar, ya que se trata de mediciones quincenales.

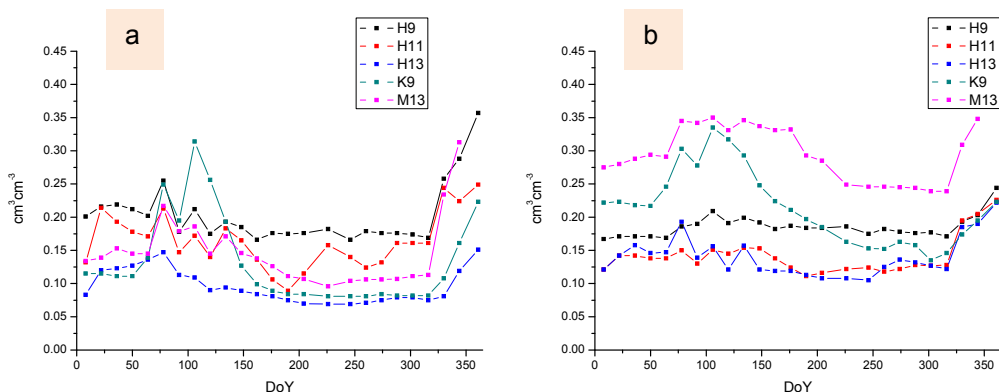


Figura 8-4. Humedad de suelo superficial,  $\vartheta_{\text{superficial}}$  (a) y promedio del perfil,  $\vartheta_{\text{promedio}}$  (b) para las estaciones de forestal-pradera.

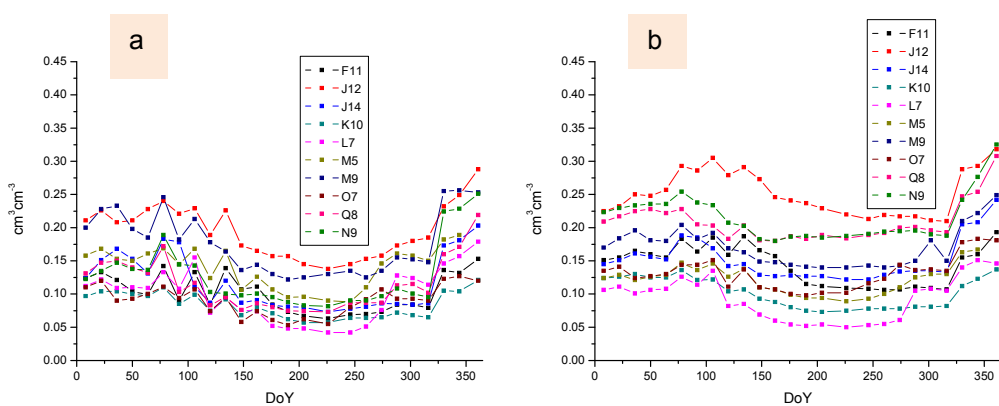


Figura 8-5. Humedad de suelo superficial,  $\vartheta_{\text{superficial}}$  (a) y promedio del perfil,  $\vartheta_{\text{promedio}}$  (b) para las estaciones de sequo.

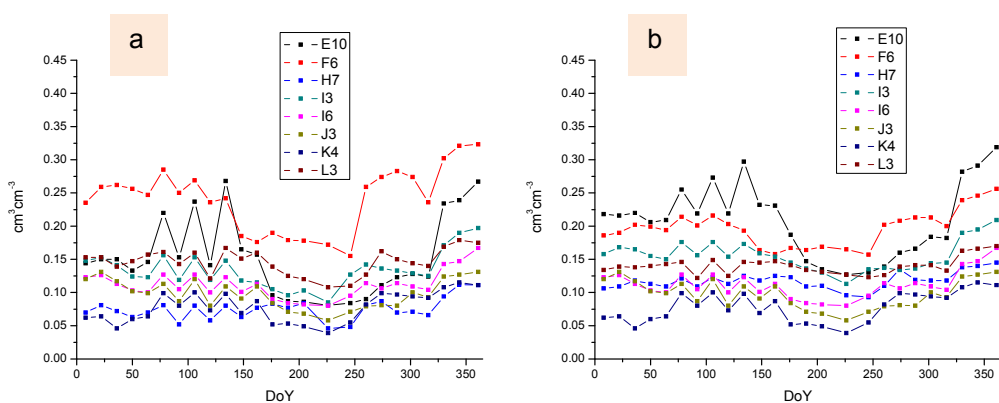


Figura 8-6. Humedad de suelo superficial,  $\vartheta_{\text{superficial}}$  (a) y promedio del perfil,  $\vartheta_{\text{promedio}}$  (b) para las estaciones de viña.

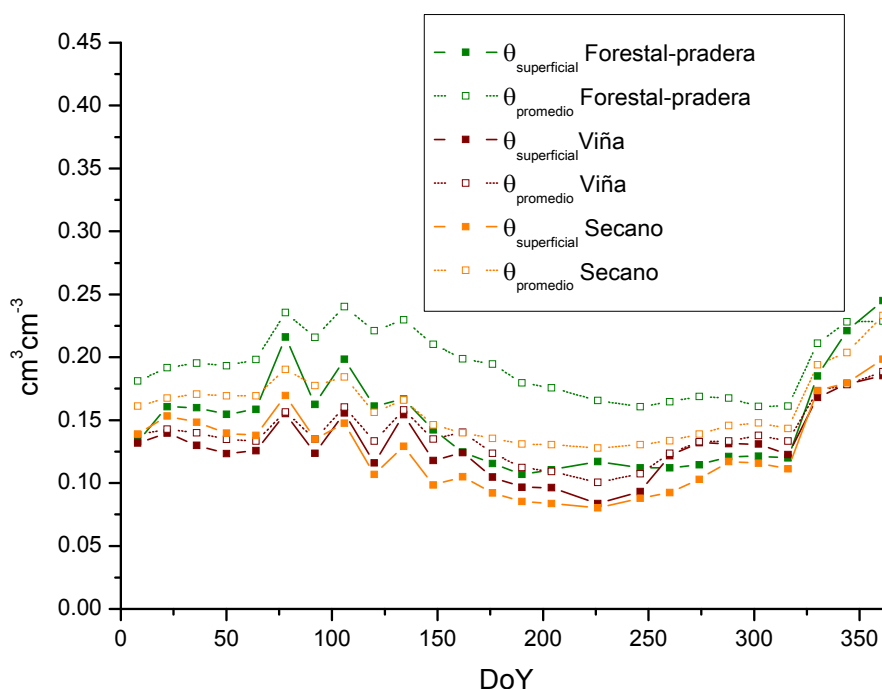


Figura 8-7. Humedad de suelo superficial,  $\vartheta_{\text{superficial}}$  y promedio del perfil,  $\vartheta_{\text{promedio}}$ , para la media de estaciones de cada clase.

Cabe hacer algunas observaciones sobre la clase forestal-pradera. La única estación propiamente forestal es H13, bajo cobertura de pinos. Esta estación presenta unos valores de humedad muy bajos, lo que es característico de este tipo de suelos forestales (Martínez-Fernández et al., 2007). H11 presenta un comportamiento anómalo debido a su proximidad a una parcela hortícola con riego, por lo que los valores de humedad no son representativos de esta clase. Por último, H9, K9 y M13 se han considerado como forestal-pradera ya que son estaciones localizadas en praderas permanentes junto a árboles de ribera. Están situadas en fondo de valle, y tienen una alta humedad todo el año debido a la proximidad del nivel freático y a su textura más fina que en los demás casos. Este efecto es especialmente patente en la humedad promedio del perfil, y algo menos en el nivel superficial, donde las pequeñas raíces de las especies pratenses realizan la extracción de agua para la evapotranspiración y donde la evaporación es mayor.

Los valores más altos de humedad, en términos generales, se dan, para forestal-pradera, en M13 (perfil medio), para secano en J12 (superficial y medio) y para viña en E10 y F6. Los mínimos se dan en H13 para forestal-pradera, L7 para secano y K4 para viña. En general, los valores más bajos de humedad se recogen bajo la cobertura de viña, y los de mayor variabilidad corresponden a las estaciones de secano. Respecto a las profundidades, en términos generales, la capa superficial es más sensible a los

eventos de precipitación, lo que se observa claramente en primavera y otoño. A pesar de recibir el aporte directo de agua, la presencia de agua en este horizonte es mucho más efímera, debido tanto a la evaporación superficial como a su mayor contenido de arena.

Existe una lógica variabilidad en la humedad a las cuatro profundidades de los sensores TDR. La porosidad, textura, contenido de materia orgánica y otros parámetros del suelo que influyen en su contenido de humedad son variables de unos suelos a otros, y dentro de la misma zona, a lo largo de los distintos horizontes. En la figura 8-8 se observan cuatro estaciones elegidas entre las de secano con los valores de humedad a lo largo de 2002 en las cuatro sondas de humedad. En la estación (a) se observa que hay un horizonte a 50 cm con mucha mayor capacidad de retención, como también ocurre en la estación (c) pero a 1 m. En la estación (b) hay una total variabilidad, mientras que en la (d) los valores en las cuatro sondas son más parecidos entre sí. Como cabría esperar, en el horizonte superficial hay menos humedad y más fluctuaciones, y en los horizontes más profundos, valores más altos de humedad y comportamiento más suavizado. Esta idea defiende la elección de los dos niveles del estudio, superficial y promedio del perfil.

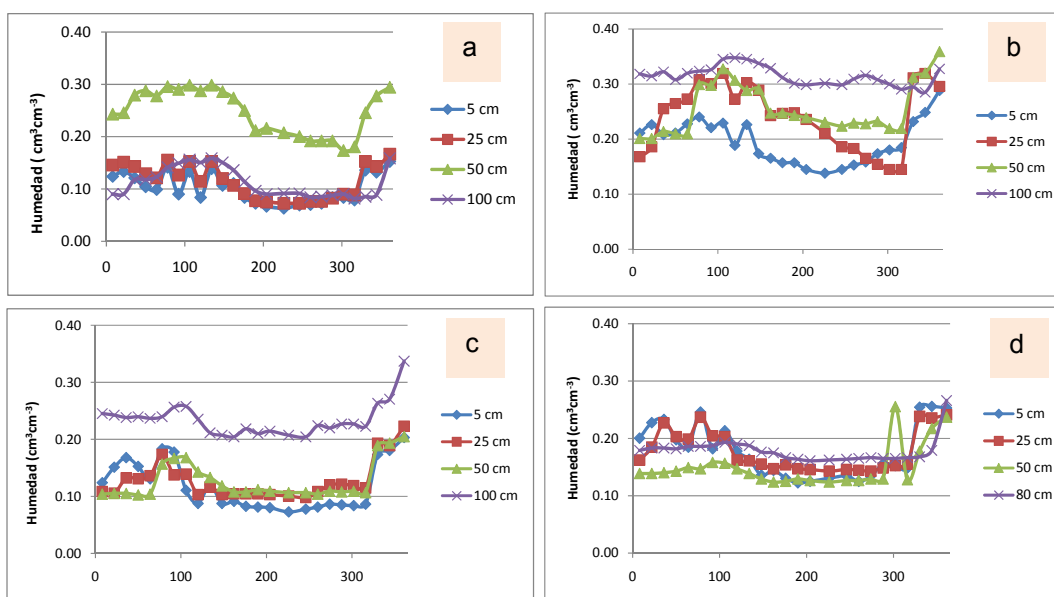


Figura 8-8. Comportamiento de la humedad a las cuatro profundidades del perfil de cuatro estaciones de secano. (a) F11, (b) J12, (c) J14 y (d) M9.

No se ha encontrado un patrón espacial de la humedad ligado al gradiente de precipitación. Se ha usado en el modelo, de forma justificada, una única estación de precipitación para toda la zona, pero el estudio climático muestra que existe un leve patrón diferencial de precipitación. El mapa de la humedad media del año (a nivel superficial, más influida por los eventos de precipitación a corto plazo que la promedio) no refleja ningún patrón coherente con la precipitación (figura 8-9). Se observa, sin

embargo, que los valores más altos se dan en la zona de mayor altitud, pero esto está más relacionado con las características edáficas que con los condicionantes climáticos.

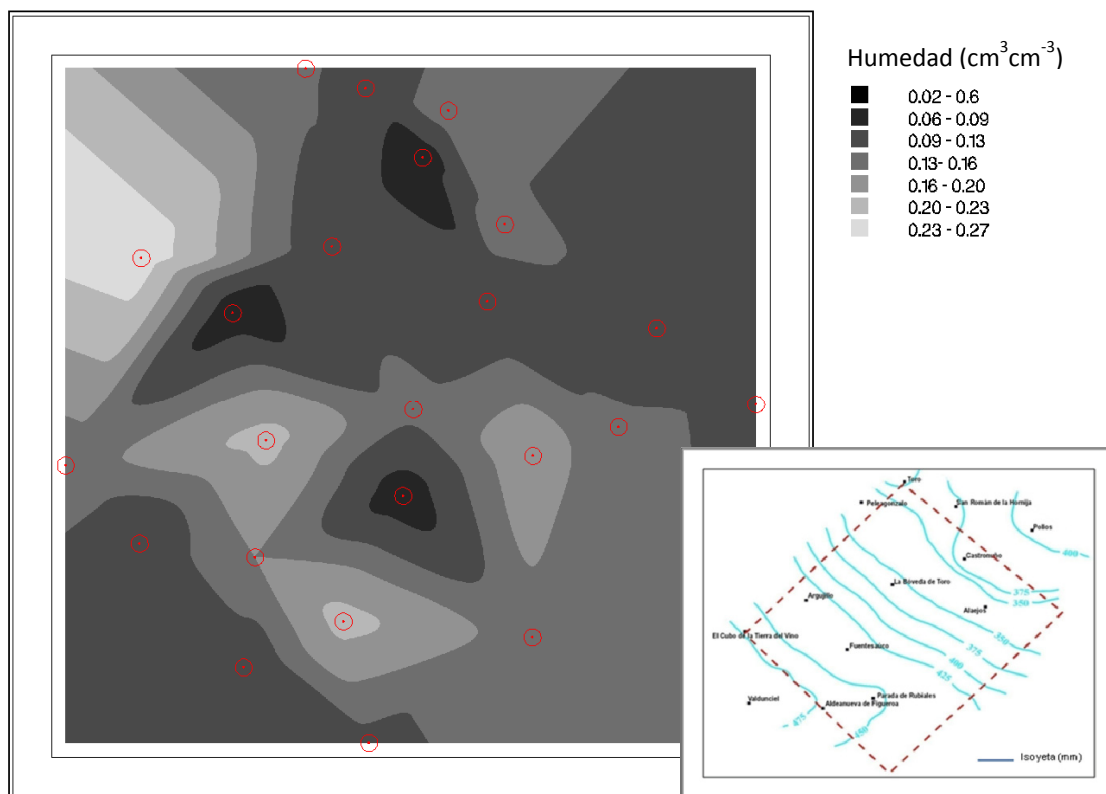


Figura 8-9. Mapa de humedad superficial para la media del año 2002 a partir de REMEDHUS. Se representa también el mapa de isoyetas descrito en la zona de estudio.

## 8.2. Resultados de HIDROMORE en las estaciones

Como resultado de la aplicación de HIDROMORE en la zona de estudio se obtienen gran cantidad de datos intermedios y finales del cálculo de evapotranspiración ajustada y humedad. En la tabla 8-4 se indican, para cada estación, los valores de los parámetros más relevantes del cálculo de humedad de suelo, junto con algunos de los valores de parámetros de suelo extraídos de la medida directa, ya indicados en el apartado 8.1, pero que por su relación con los parámetros intermedios del cálculo se indican nuevamente. Obsérvese que los valores de profundidad de raíces de las estaciones de secano, al ser variables, hacen que varíen también los valores limitantes TAW y RAW a profundidad de raíces a lo largo del ciclo. Los parámetros indicados se refieren a la clase que le ha asignado el modelo. Entre paréntesis se indica la clase real en el caso de que la asignación haya sido errónea.

RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE

Estación	E10		F11		F6		H7		H13	
Profundidad de valores	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.
Clase	Forestal (Viña)		Secano		Viña		Viña		Forestal-pradera	
Arena (%)	75.11	71.27	81.52	79.85	67.19	72.46	85.10	85.16	70.36	77.58
Limo (%)	16.35	10.50	11.97	9.74	13.70	9.21	9.64	7.51	11.45	7.78
Arcilla (%)	8.54	18.24	6.51	10.41	19.11	18.34	5.26	7.34	18.19	14.65
$\theta_{\text{saturación}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.410	0.386	0.406	0.387	0.324	0.329	0.418	0.386	0.424	0.438
$\theta_{\text{CC}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.088	0.157	0.083	0.093	0.229	0.167	0.060	0.085	0.158	0.124
$\theta_{\text{PM}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.028	0.074	0.028	0.035	0.111	0.096	0.03	0.043	0.075	0.070
TAW (mm)	120	166	18.2 a 49.5	19.1 a 52.2	118	71	30	42	30	108
RAW (mm)	66	91.3	10 a 27.2	10.5 a 28.7	64.9	39.1	16.5	23.1	16.5	59.4
TEW (mm)	7.4	12	6.9	7.6	17.4	11.9	4.5	6.4	12.1	8.9
REW (mm)	3	6	3	3	9	7	3	3	6	5
Profundidad raíces (m)	2		0.10 a 0.90		1		1		2	
Estación	H11		H9		I3		I6		J12	
Profundidad de valores	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.
Clase	Forestal-pradera		Forestal-pradera		Viña		Viña		Secano	
Arena (%)	79.70	78.49	19.78	44.27	90.22	84.45	89.81	85.61	60.94	61.25
Limo (%)	10.16	10.13	44.99	31.55	6.31	8.59	5.93	5.87	16.85	15.58
Arcilla (%)	10.14	11.38	35.23	24.18	3.47	6.96	4.26	8.53	22.21	23.18
$\theta_{\text{saturación}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.398	0.426	0.483	0.461	0.334	0.325	0.318	0.347	0.483	0.443
$\theta_{\text{CC}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.133	0.1345	0.305	0.235	0.078	0.100	0.062	0.085	0.236	0.227
$\theta_{\text{PM}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.06	0.066	0.205	0.153	0.019	0.039	0.025	0.052	0.096	0.121
TAW (mm)	146	137	200	164	37	33	37	33	46.2 a 126	35 a 95.4
RAW (mm)	80.3	75.4	110	90.2	20.4	18.2	20.4	18.2	25.4 a 69.3	19.2 a 52.2
TEW (mm)	10.3	10.2	20.3	15.9	5	5.9	5	5.9	18.8	16.7
REW (mm)	6	6	10	8	2	2	2	2	9	9
Profundidad raíces (m)	2		2		1		1		0.10 a 0.90	
Estación	J3		J14		K10		K9		K4	
Profundidad de valores	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.
Clase	Viña		Secano		Secano		Forestal-pradera		Viña	
Arena (%)	85.05	87.27	66.81	64.27	91.16	85.47	74.36	74.90	87.09	90.85
Limo (%)	11.26	9.06	20.98	19.64	5.71	9.90	15.00	12.51	9.27	4.02
Arcilla (%)	3.69	3.67	12.21	16.09	3.13	4.63	10.64	12.59	3.64	5.14
$\theta_{\text{saturación}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.364	0.367	0.541	0.420	0.394	0.369	0.481	0.446	0.330	0.416
$\theta_{\text{CC}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.063	0.053	0.141	0.163	0.041	0.07	0.181	0.189	0.052	0.047
$\theta_{\text{PM}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.016	0.022	0.041	0.075	0.022	0.027	0.137	0.095	0.021	0.034
TAW (mm)	47	31	33 a 90	29 a 79.2	6.3 a 17.1	14.2 a 38.7	88	188	31	13
RAW (mm)	25.9	17.1	18.2 a 49.5	16 a 43.6	3.4 a 9.4	7.8 a 21.3	48.4	103.4	17.1	7.2
TEW (mm)	5.5	4.2	12.1	12.6	3	5.7	11.3	14.2	4.2	3
REW (mm)	2	2	6	6	2	2	6	7	2	2
Profundidad raíces (m)	1		0.10 a 0.90		0.10 a 0.90		2		1	
Estación	L3		L7		M5		M13		M9	
Profundidad de valores	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.
Clase	Secano (Viña)		Secano		Viña (Secano)		Forestal-pradera		Secano	
Arena (%)	82.25	83.05	46.80	47.33	81.64	82.43	3.57	19.35	49.83	46.20
Limo (%)	6.44	7.18	20.78	19.72	8.31	7.13	32.04	36.40	24.89	27.78
Arcilla (%)	11.31	9.77	32.42	32.95	10.05	10.45	64.39	44.25	25.28	26.02
$\theta_{\text{saturación}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.427	0.383	0.542	0.511	0.357	0.408	0.424	0.438	0.519	0.512
$\theta_{\text{CC}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.125	0.119	0.300	0.290	0.100	0.095	0.364	0.344	0.226	0.238
$\theta_{\text{PM}} (\text{cm}^3\text{cm}^{-3})$	0.040	0.046	0.162	0.176	0.057	0.051	0.273	0.195	0.137	0.146
TAW (mm)	28 a 76.5	24 a 65.7	45.5 a 124.2	37.6 a 102.6	43	44	182	298	29.4 a 80.1	30.4 a 82.8
RAW (mm)	15.4 a 42.1	13.2 a 36.1	25 a 68.3	20.7 a 56.4	23.7	24.2	100.1	163.9	16.2 a 44.1	16.7 a 45.5
TEW (mm)	10.5	9.6	21.9	20.2	7.2	7	22.8	24.7	15.8	16.5
REW (mm)	5	5	10	10	5	5	11	12	9	9
Profundidad raíces (m)	0.10 a 0.90		0.10 a 0.90		1		2		0.10 a 0.90	

Tabla 8-4. Valores de los parámetros de suelo de entrada (porcentajes texturales, capacidad de campo, punto de marchitez y humedad a saturación) e intermedios (TAW, RAW, TEW, REW, profundidad de raíces) implicados en el cálculo de las estaciones, de las que se indica también la clase.

RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE

Estación	O7		Q8		N9	
Profundidad de valores	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.	5 cm	Prom.
Clase	Secano		Secano		Secano	
Arena (%)	78.84	74.38	86.07	66.60	62.46	55.38
Limo (%)	13.47	12.23	5.68	8.34	16.78	24.26
Arcilla (%)	7.69	13.40	8.25	25.06	20.76	20.36
$\theta_{\text{sat}} (\text{cm}^3 \text{cm}^{-3})$	0.512	0.459	0.515	0.467	0.215	0.268
$\theta_{\text{CC}} (\text{cm}^3 \text{cm}^{-3})$	0.076	0.118	0.075	0.194	0.091	0.146
$\theta_{\text{PM}} (\text{cm}^3 \text{cm}^{-3})$	0.021	0.060	0.036	0.125	0.558	0.530
TAW (mm)	18.2 a 49.5	19.1 a 52.2	12.9 a 35.1	22.8 a 62.1	40.9 a 111.6	40.3 a 109.8
RAW (mm)	10 a 27.2	10.5 a 28.7	7.1 a 19.3	12.5 a 34.2	22.5 a 61.4	22.1 a 60.4
TEW (mm)	6.6	8.8	5.7	13.2	17.0	19.5
REW (mm)	2	3	2	8	9	9
Profundidad raíces (m)	0.10 a 0.90		0.10 a 0.90		0.10 a 0.90	

Tabla 8-4 (Continuación).

Para cada estación se construye una gráfica de evolución anual con los resultados del balance de agua en cada estación (evapotranspiración ajustada, humedad de suelo y percolación) y algunos de los parámetros de entrada (precipitación y evapotranspiración de referencia). Los resultados individuales para cada estación se presentan en el anexo B. En las figuras 8-10, 8-11 y 8-12 se presenta la gráfica anual de los resultados para tres estaciones de diferentes clases: forestal-pradera, secano y viña respectivamente, calculados con los valores de los parámetros de suelo superficiales. La observación de estas figuras resulta de interés para comprender el funcionamiento hídrico de la zona. La precipitación (cuyo valor acumulado para 2002 es de 498 mm) se produce en los meses de primavera y otoño-invierno especialmente y presenta un período de práctica sequía en verano. La precipitación primaveral tiene un efecto consuntivo especialmente patente en la clase secano, coincidiendo con el período de crecimiento. Sin embargo, las lluvias otoñales e invernales tienen un efecto de acumulación de agua en el suelo, como se observa claramente en la curva de humedad (figura 8-11). Esa humedad será después consumida por las plantas para su crecimiento cuando empiece la primavera y suban las temperaturas. Los máximos de temperatura estivales producen máximos de evapotranspiración de referencia en estas fechas, que se ven corregidos en la evapotranspiración ajustada con valores más realistas (mínimos) en verano. En efecto, al estar el suelo seco en verano, la evapotranspiración ajustada es prácticamente nula, pues no hay ni evaporación de la capa superficial ni actividad vegetativa. Los únicos máximos en este período en la actividad evapotranspirativa corresponden a algún evento tormentoso de lluvia a finales de junio y a principios y finales de agosto. La percolación también es mínima en esta clase pues la circulación del agua se ve dificultada por la presencia de una textura más fina. La clase forestal-pradera (figura 8-10) presenta un comportamiento evapotranspirativo más constante que el resto y un mayor consumo de agua, traducido en muy poca variabilidad del contenido de humedad de suelo y una prácticamente nula percolación hacia horizontes más profundos. Sin embargo, la curva de humedad de la clase viña (figura 8-12) indica que, a igual precipitación, se produce una mayor percolación hacia horizontes profundos debido a un mayor contenido de arena en estos suelos, y por tanto el contenido de humedad es extremadamente bajo para esta clase. Respecto a los bajos valores de

evapotranspiración ajustada de esta clase en la época estival cabría explicarla por los discretos valores de NDVI en esta fecha y clase, achacables a la diseminación del marco de plantación y las particularidades de su cultivo en esta zona (pequeño tamaño de la cepa, poda en verde en verano, antigüedad de las plantas, etc.).

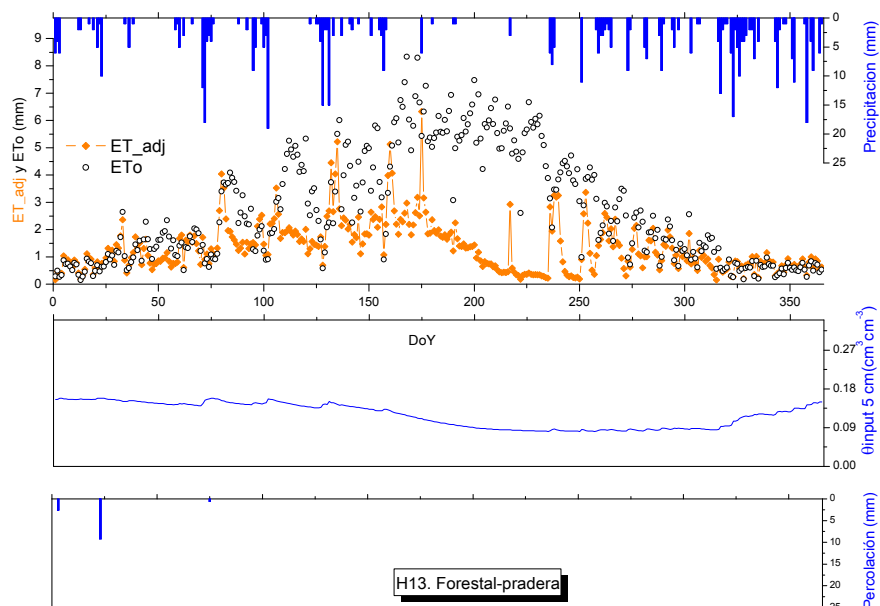


Figura 8-10. Resultados del balance de agua en una estación de forestal-pradera. Se representan la precipitación (barras verticales azules) evapotranspiración ajustada (naranja), evapotranspiración de referencia (negro), humedad estimada (línea azul) y percolación (barras verticales cuadro inferior).

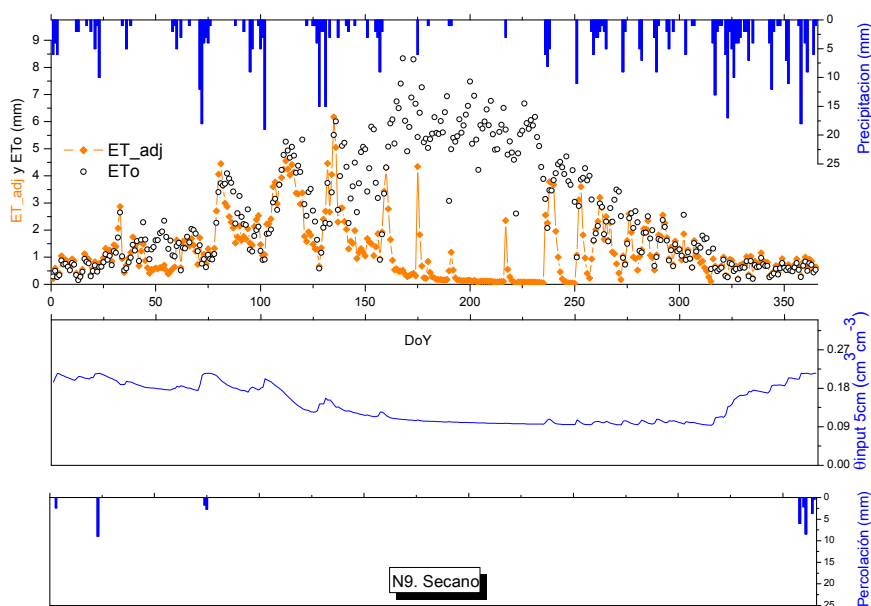


Figura 8-11. Resultados del balance de agua en una estación de secano. Misma simbología que la figura 8-10.

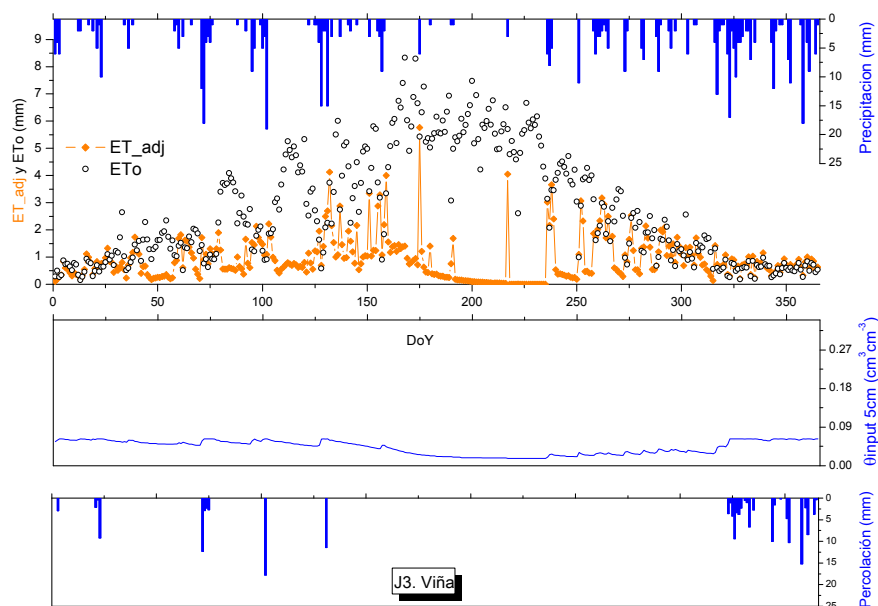


Figura 8-12. Resultados del balance de agua en una estación de secano. Misma simbología que la figura 8-10.

Los resultados de humedad estimada por el modelo en las estaciones REMEDHUS, de forma promediada para todo el año 2002, se muestran en la tabla 8-5. Se observan valores muy bajos, especialmente en las estaciones de viña. Las de forestal-pradera son las que más humedad presentan. La humedad obtenida con los valores superficiales es menor que la obtenida con los valores promedio para trece estaciones, similar en cinco y menor también en cinco, entre las cuales están incluidas las cuatro estaciones de forestal-pradera.

En las figuras 8-13, 8-14 y 8-15 se indican las curvas de  $\theta_{input5cm}$  y  $\theta_{input}$  promedio a lo largo del año de estudio de las estaciones agrupadas por clases. Una cuestión importante para el cálculo de HIDROMORE es la clase que resulta de la clasificación de las imágenes. Si la clase es errónea, varios de los parámetros intermedios del proceso lo serán también, especialmente la profundidad de raíces. 3 estaciones de las 23 han sido mal clasificadas: E10, que es viña y resulta forestal-pradera en HIDROMORE, L3 que es viña y resulta secano; y M5 que es secano y resulta viña. Esto es relevante en una comprobación puntual como la presente, por lo que se estudia su repercusión en el apartado de correlaciones y residuos, aunque preliminarmente se observa que las estaciones incorrectamente clasificadas no presentan un comportamiento anómalo dentro de la clase en la que van incluidas, salvo quizás E10 que presenta el valor más bajo de  $\theta_{input5cm}$  (figura 8-13a), lo que se explica porque es viña y tiene menos contenido de humedad que el forestal. Las otras dos, L3 y M5 (figuras 8-14 y 8-15), no parecen revelar un comportamiento destacable.



El aspecto de las curvas de evolución de humedad estimada en 2002 es similar dentro de una misma clase, y la curva se comporta igual con valores *input* a 5 cm que con valores *input* promedio, salvo por un desfase constante debido a los diferentes límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  en los dos niveles (los valores de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  de las estaciones son los límites superior e inferior respectivamente de las curvas de humedad).

	Clase	$\theta_{input5cm}$ ( $cm^3 cm^{-3}$ )	$\theta_{input\ promedio}$ ( $cm^3 cm^{-3}$ )
<b>E10</b>	Viña	0.06	0.12
<b>F11</b>	Secano	0.05	0.06
<b>F6</b>	Viña	0.18	0.14
<b>H7</b>	Viña	0.05	0.07
<b>H13</b>	Forestal-pradera	0.12	0.10
<b>H11</b>	Forestal-pradera	0.10	0.11
<b>H9</b>	Forestal-pradera	0.25	0.19
<b>I3</b>	Viña	0.06	0.08
<b>I6</b>	Viña	0.05	0.07
<b>J12</b>	Secano	0.15	0.16
<b>J3</b>	Viña	0.04	0.04
<b>J14</b>	Secano	0.10	0.13
<b>K10</b>	Secano	0.03	0.05
<b>K9</b>	Forestal-pradera	0.16	0.14
<b>K4</b>	Viña	0.04	0.04
<b>L3</b>	Viña	0.09	0.09
<b>L7</b>	Secano	0.22	0.22
<b>M5</b>	Secano	0.08	0.08
<b>M13</b>	Forestal-pradera	0.31	0.27
<b>M9</b>	Secano	0.17	0.18
<b>N9</b>	Secano	0.15	0.20
<b>O7</b>	Secano	0.05	0.09
<b>Q8</b>	Secano	0.05	0.15

Tabla 8-5. Humedad estimada media del año 2002 de las estaciones a los dos niveles de estudio ( $\vartheta_{input5cm}$  y  $\vartheta_{input\ promedio}$ ).

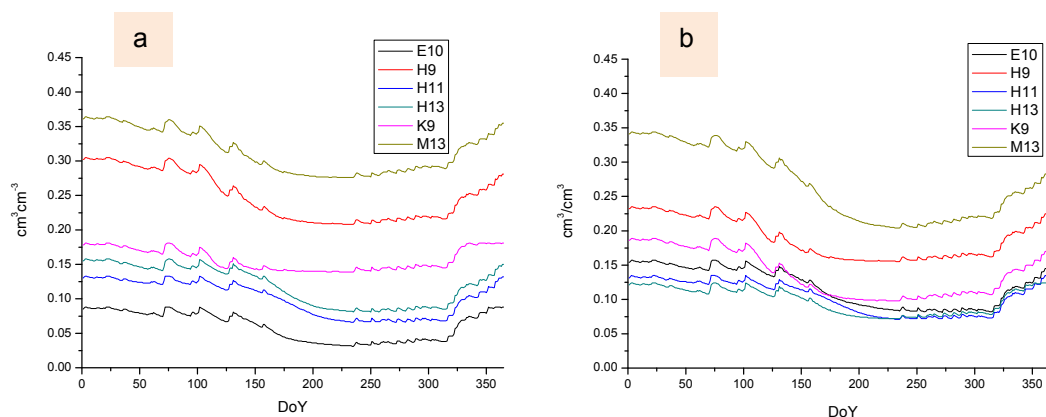


Figura 8-13. Humedad estimada  $\vartheta_{input5cm}$  (a) y humedad estimada  $\vartheta_{input promedio}$  (b) para las estaciones de forestal-pradera.

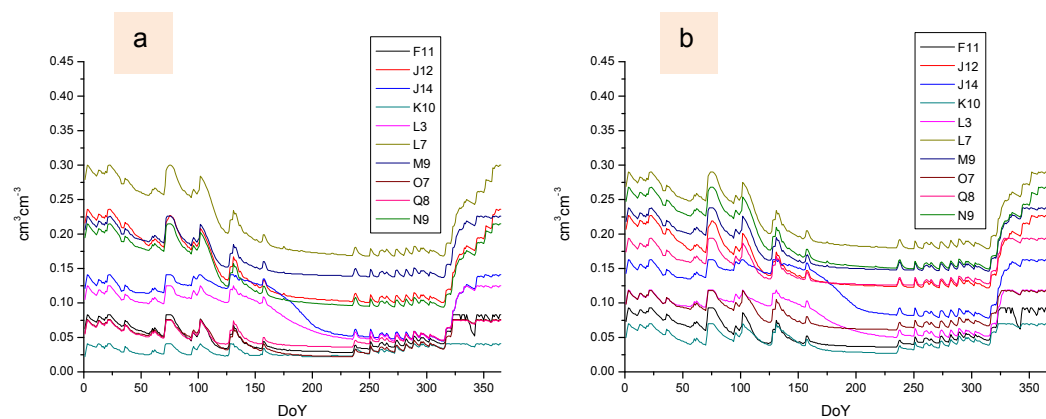


Figura 8-14. Humedad estimada  $\vartheta_{input5cm}$  (a) y humedad estimada  $\vartheta_{input promedio}$  (b) para las estaciones de secano.

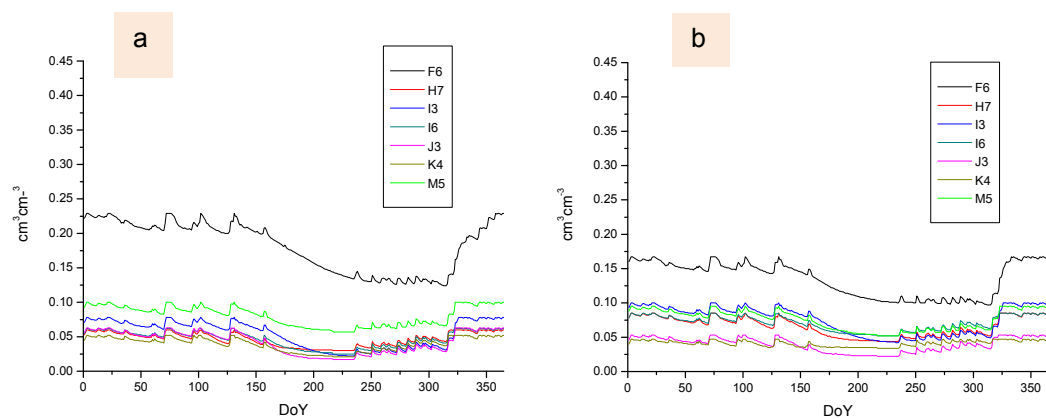


Figura 8-15. Humedad estimada  $\vartheta_{input5cm}$  (a) y humedad estimada  $\vartheta_{input promedio}$  (b) para las estaciones de viña.

En la figura 8-16 se presentan las curvas para la media de las estaciones de cada clase. No se han incluido las incorrectamente clasificadas. En la descripción del comportamiento de la humedad estimada anual por clases, se observa que los mayores valores de humedad son para la cobertura forestal-pradera, que además es menos sensible a los eventos de precipitación y presenta un comportamiento uniforme en su contenido de agua. El secano presenta un comportamiento más variable que se muestra especialmente en primavera, debido a la mayor evapotranspiración en esta época por su actividad vegetativa y sobre todo debido a la variabilidad de la profundidad de raíces. Por su parte, la clase viña es la que menor contenido de humedad presenta en términos absolutos, pues como ya se ha indicado, en estos suelos se pierde agua por percolación debido a la baja capacidad de retención de agua, causada a su vez por el alto contenido de arena; aunque es más estable aún que la cobertura forestal-pradera en el mantenimiento de un volumen uniforme humedad a lo largo del año. Los valores más altos de humedad, son, para forestal-pradera H9; para secano L7 y para viña, F6. Los mínimos son H11 para forestal-pradera, K10 para secano y J3 para viña.

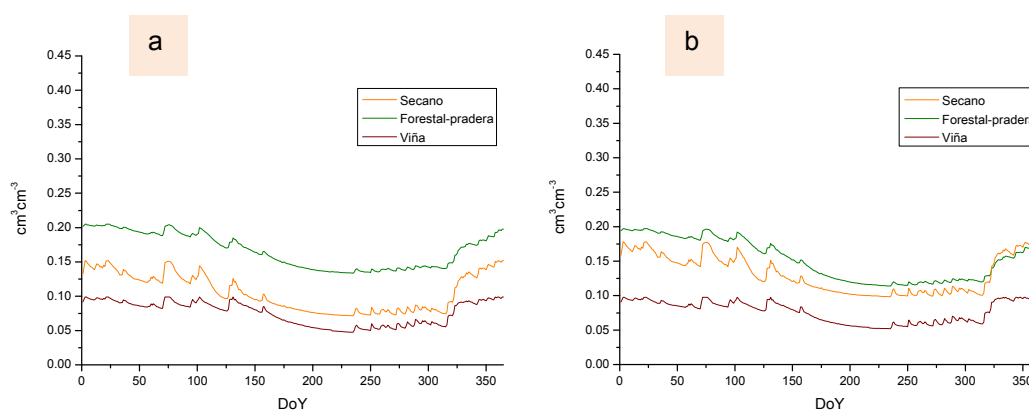


Figura 8-16. Humedad estimada  $\vartheta_{input5cm}$  (a) y humedad estimada  $\vartheta_{input promedio}$  (b) para cada clase.

Es interesante estudiar los potenciales factores de variación de la humedad estimada desde la perspectiva del cálculo que hace HIDROMORE, ya que aparentemente hay uniformidad dentro de cada clase y cabría preguntarse cuál es el parámetro que decide dicho comportamiento. Por una parte, los valores de suelo de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  son variables para cada estación, pero actúan casi exclusivamente como límites superior e inferior de la humedad de suelo a efectos de su cálculo. La evapotranspiración sería el otro factor variable en la ecuación de balance diario, del que se extrae la humedad. Efectivamente, cada estación presenta un uso consuntivo de agua diferente derivado de su diferente cobertura vegetal, expresado ésta en unas curvas particulares de evolución del NDVI y en los parámetros asignados a partir del mapa de clases. En la figura 8-17 se indican las curvas de  $K_{cb}$  estimado a partir del NDVI para varias estaciones. En (a) se observa la evolución del  $K_{cb}$  típica para cada clase,

linealmente relacionada con el NDVI. Nótese que la clase forestal-pradera presenta una curva que en realidad pertenece al ciclo vegetativo del pastizal y vegetación pratense, que como se ha dicho, se ha englobado como forestal-pradera. Estas curvas podrían explicar la diferente evapotranspiración en cada clase, y por extensión, el diferente contenido de humedad en cada una. Sin embargo, en la figura 8-17 (b) se observan tres estaciones que presentan una evolución del  $K_{cb}$  anómala para la clase a la que pertenece, comparando con la figura 8-17 (a). L3 presenta una evolución similar a la viña pero es seco en HIDROMORE (es en realidad viña, y ha sido mal clasificada). Por su parte, E10 y H11 son de forestal-pradera en HIDROMORE pero el aspecto de sus curvas de  $K_{cb}$  no se corresponde a un comportamiento típico de esta clase. Sin embargo, estas tres estaciones anómalas en cuanto al  $K_{cb}$  presentan una evolución de humedad coherente con la clase que se le ha asignado, y por tanto con el resto de estaciones del mismo, como se comprueba en las gráficas de humedad estimada. En conclusión, no parece que sea el  $K_{cb}$ , y por tanto tampoco la diferente evapotranspiración ajustada de cada clase, los que produzcan las diferencias de humedad entre una clase y otra y la uniformidad dentro de cada una.

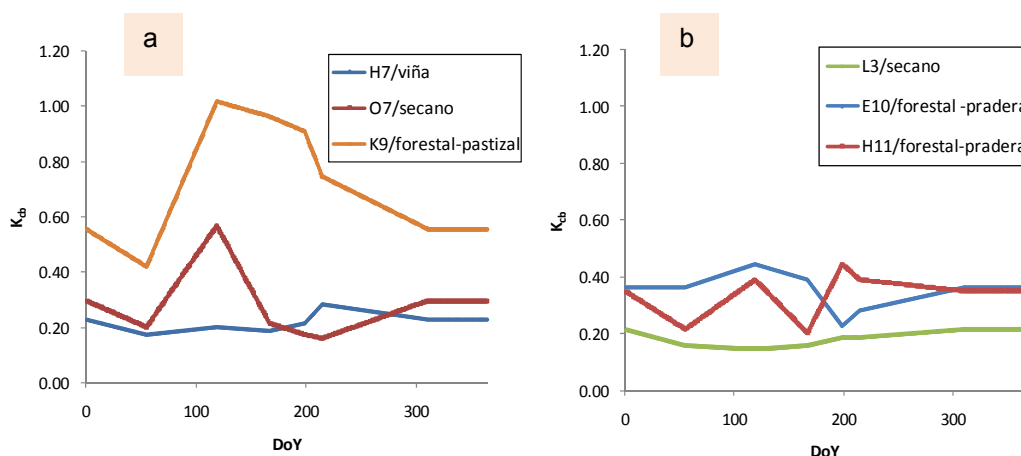


Figura 8-17. Comportamiento típico de las curvas de  $K_{cb}$  para las tres clases (a) y casos de comportamiento anómalo (b).

Siguiendo con los potenciales factores que producen similar comportamiento de humedad dentro de cada clase, se podría citar asimismo la percolación, diferente para cada clase y similar dentro de ella, al igual que la humedad. Pero al calcularse la percolación como un excedente de la humedad, no se puede considerar como causa de este efecto.

Puesto que la humedad se calcula a partir de la diferencia de la  $\theta_{CC}$  (humedad volumétrica) con el agotamiento (lámina de agua), la clave del cálculo de la humedad de suelo volumétrica pasa por transformar la lámina de agotamiento a  $\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$  mediante un valor de profundidad de raíces para cada clase, como ya se explicó:

$$\theta = \theta_{cc} \pm \frac{D_r(mm)}{Z_r * 1000(mm)} \quad [58]$$

donde  $\theta$  es el contenido de humedad resultante del modelo,  $\theta_{CC}$  es el contenido de humedad a capacidad de campo,  $D_r$  es la lámina de agotamiento y  $Z_r$  la profundidad de raíces en metros. Al ser  $Z_r$  de 2 m para forestal-pradera, 1 m para viña y variable entre 0.10 y 0.90 m para secano, resulta que el agotamiento de forestal-pradera es al menos dos veces menor que el de viña y el de secano, y que el de viña a su vez es menor que el de secano; por lo que de esas diferencias se derivan a su vez las diferencias de humedad de una clase con las otras:

$$\text{Si } D_{r \text{ forestal}} < D_{r \text{ viña}} < D_{r \text{ secano}} \text{ entonces } \theta_{\text{forestal}} > \theta_{\text{viña}} > \theta_{\text{secano}} \quad [59]$$

Esta relación explicaría los valores diferentes de cada clase y la similitud dentro de las estaciones de cada una, así como la mayor variabilidad de la curva de humedad del secano debido a la variabilidad de profundidad de raíces durante su período vegetativo. Sin embargo, contradice aparentemente los resultados de HIDROMORE medios por clase, que indican que la humedad del secano es mayor que la de la viña. Ello se podría explicar fácilmente porque la humedad se calcula como la diferencia del agotamiento hasta  $\theta_{CC}$ , y en las estaciones de viña éste toma valores excepcionalmente bajos: H7, I3, I6, J3 y M5 tienen valores por debajo de  $0.10 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  en ambos niveles. Por su parte, F6, que tiene valores más altos, toma consecuentemente valores más altos de humedad.

## ***8.3. Análisis de humedad estimada vs. humedad observada en las estaciones***

### ***8.3.1. Análisis cualitativo***

La comparación entre valores de humedad estimada por el modelo y valores observados se realiza a los dos niveles de estudio, es decir,  $\theta_{\text{input5cm}}$  se compara con  $\theta_{\text{superficial}}$  y  $\theta_{\text{input promedio}}$  se compara con  $\theta_{\text{promedio}}$  (tabla 8-6).

		HUMEDAD OBSERVADA	
		$\theta_{\text{superficial}}$	$\theta_{\text{promedio}}$
HUMEDAD ESTIMADA	$\theta_{\text{input5cm}}$	Análisis	
	$\theta_{\text{input promedio}}$		Análisis

Tabla 8-6. Combinación de humedad estimada vs. humedad observada para el estudio de resultados.

En la figura 8-18 se representan los resultados estación a estación de humedad estimada,  $\theta_{\text{input5cm}}$  y  $\theta_{\text{input promedio}}$ , junto a la humedad observada al nivel superficial,  $\theta_{\text{superficial}}$ , y promedio del perfil,  $\theta_{\text{promedio}}$  respectivamente. Se representan también los valores de  $\theta_{\text{CC}}$ ,  $\theta_{\text{PM}}$  y  $\theta_{\text{saturación}}$  en ambos niveles. Los rangos de presentación del contenido de humedad para todas ellas oscilan entre 0 y  $0.60 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ .

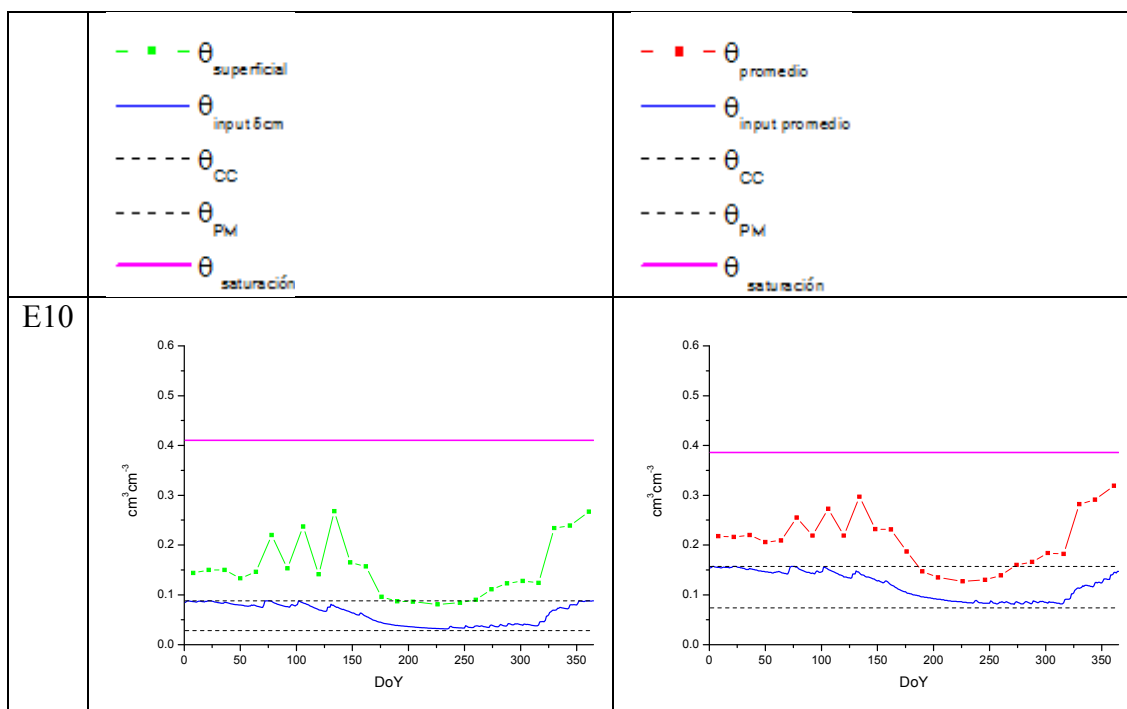


Figura 8-18. Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{\text{CC}}$ ,  $\vartheta_{\text{PM}}$  y  $\vartheta_{\text{saturación}}$  en los dos niveles de la estimación.

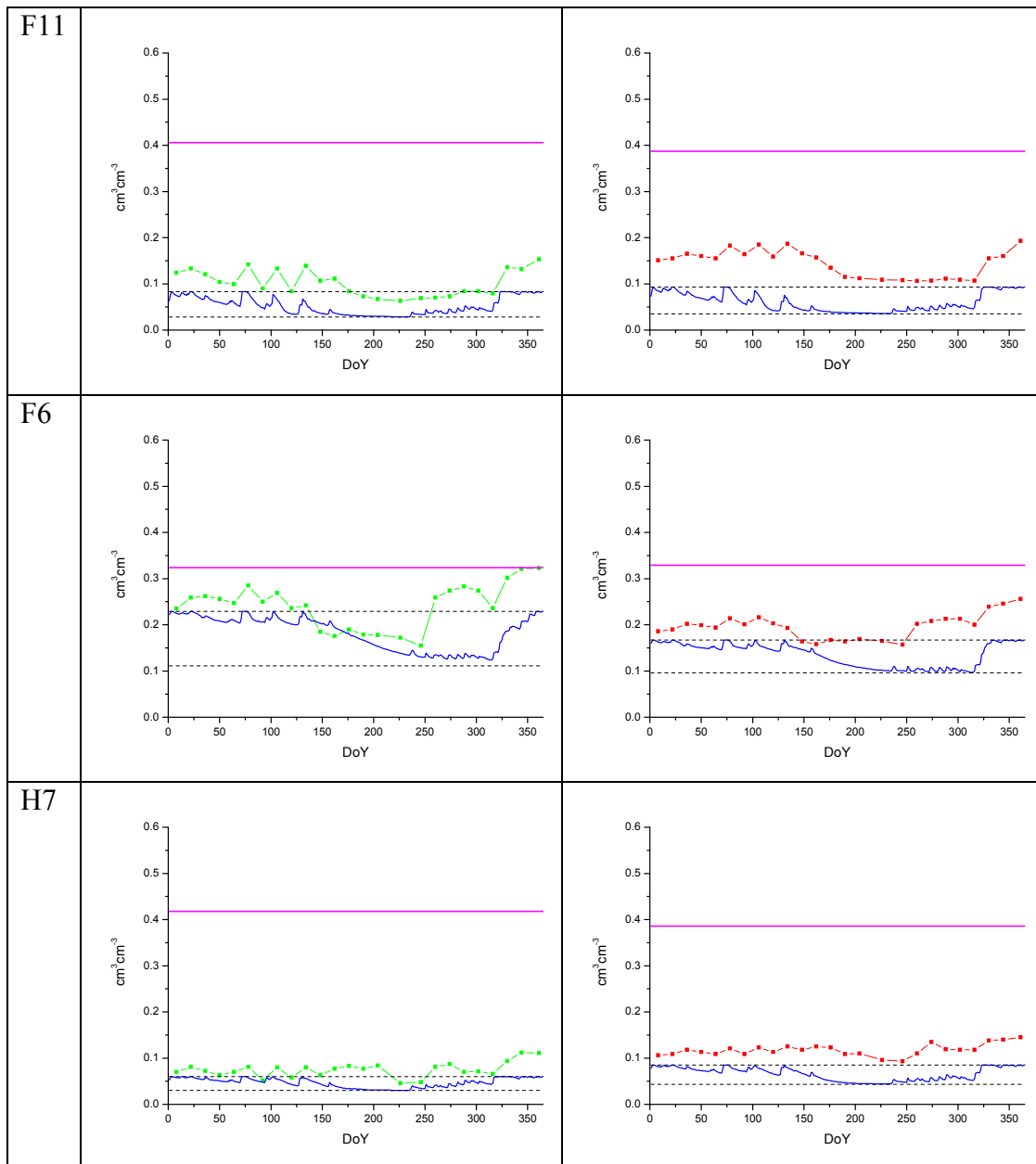


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{CC}$ ,  $\vartheta_{PM}$  y  $\vartheta_{\text{saturación}}$  en los dos niveles de la estimación.

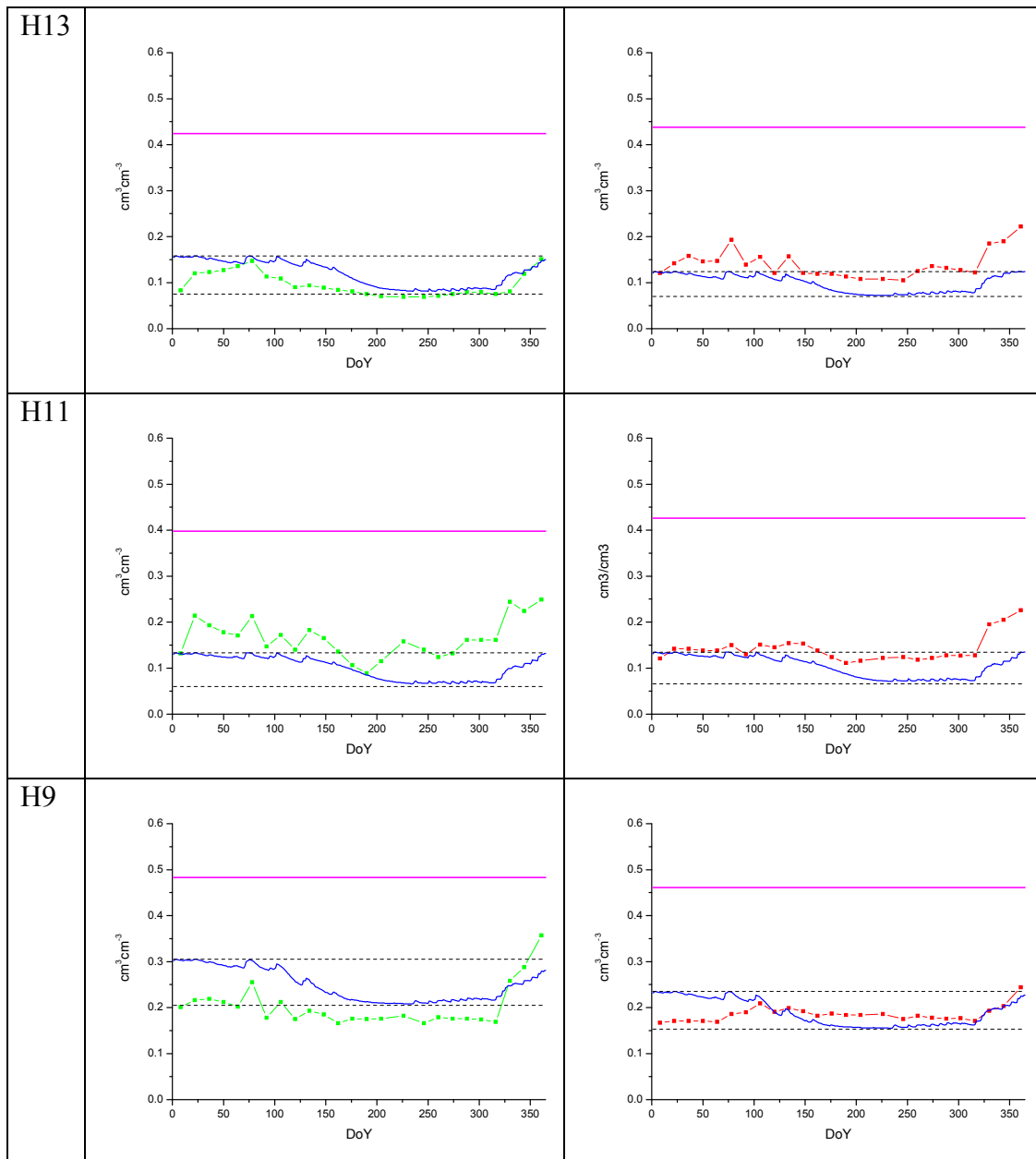


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{\text{CC}}$ ,  $\vartheta_{\text{PM}}$  y  $\vartheta_{\text{sat}}$  en los dos niveles de la estimación.



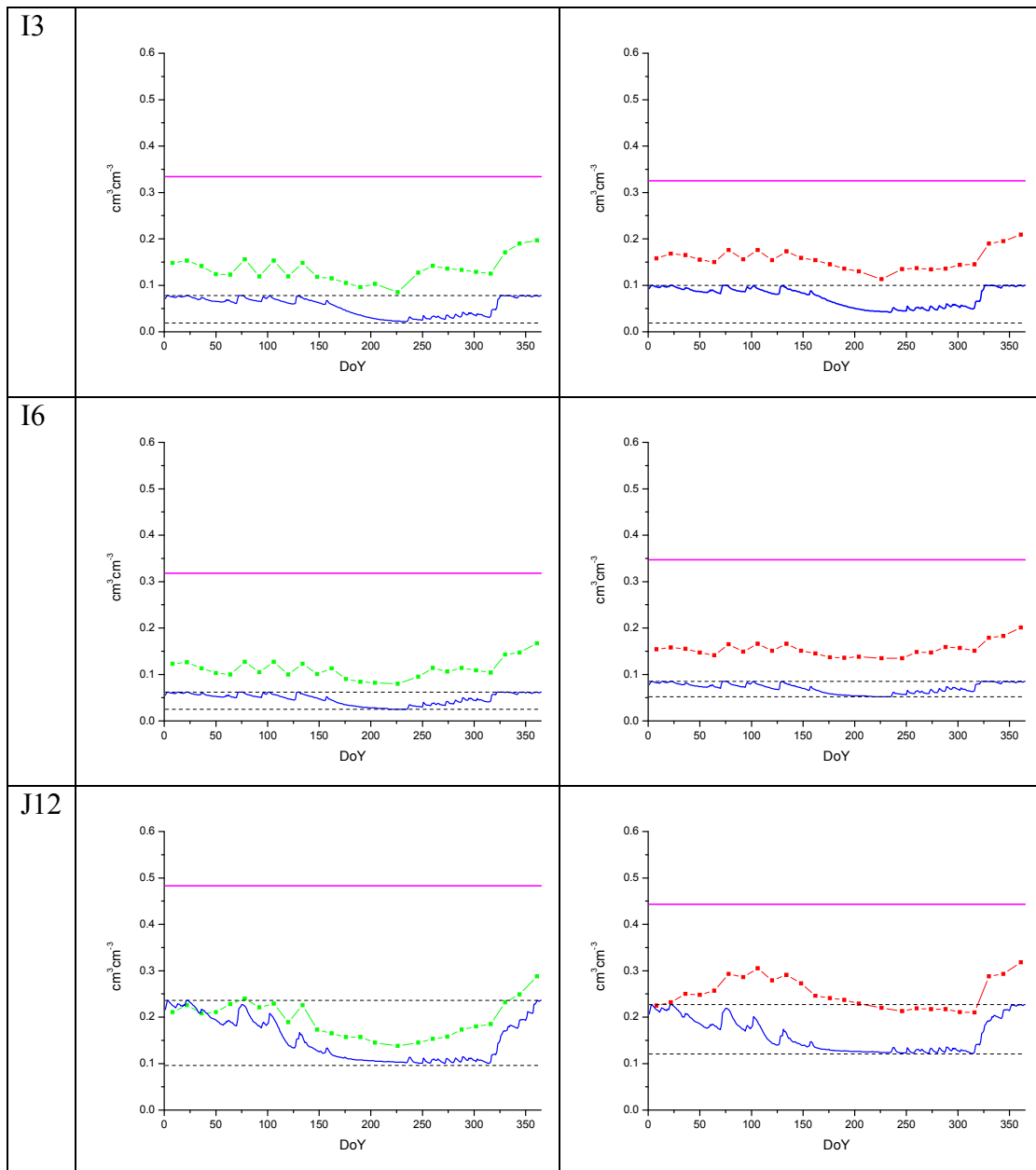


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{\text{CC}}$ ,  $\vartheta_{\text{PM}}$  y  $\vartheta_{\text{sat}} \text{ saturación}$  en los dos niveles de la estimación.

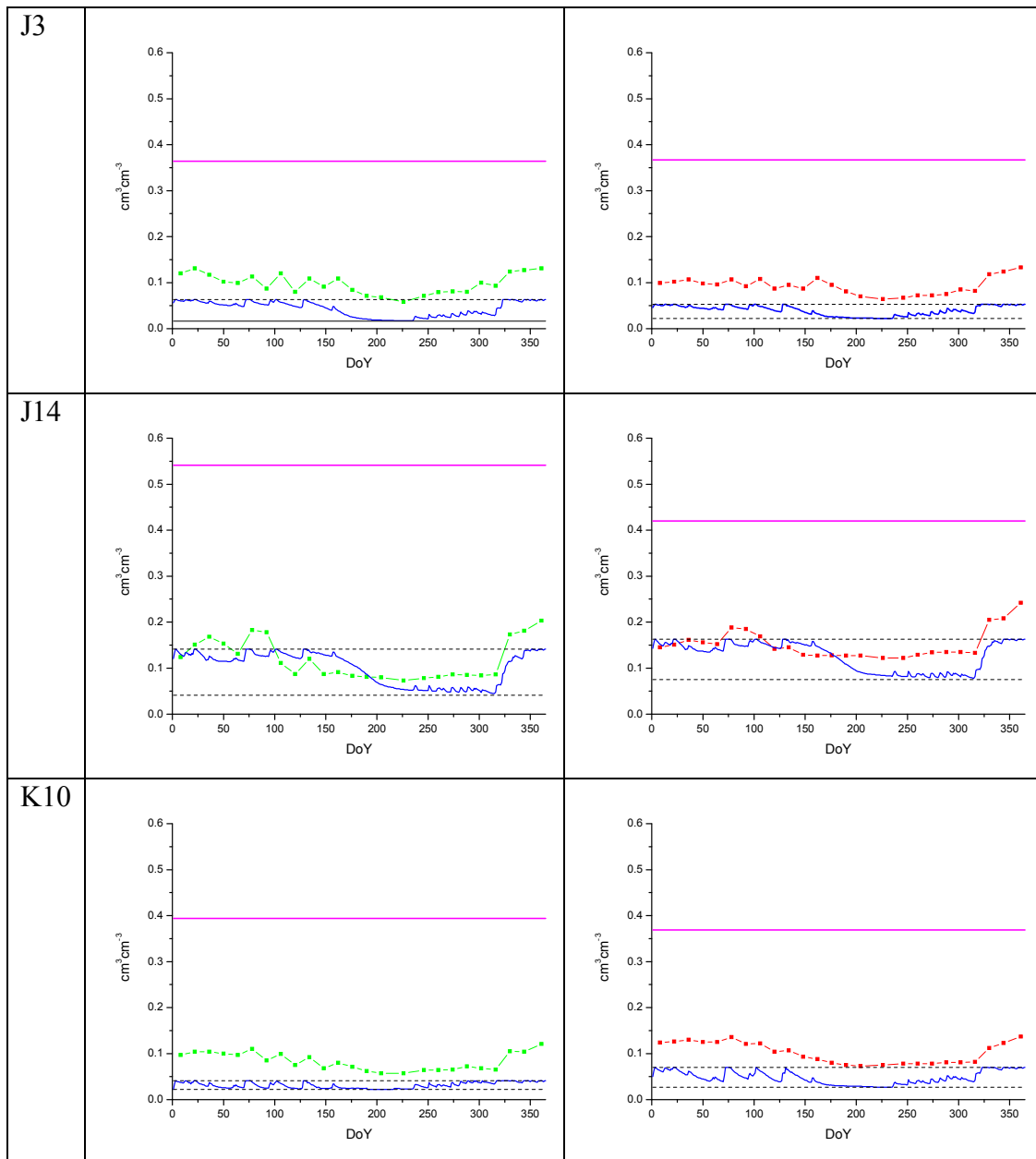


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{CC}$ ,  $\vartheta_{PM}$  y  $\vartheta_{\text{saturación}}$  en los dos niveles de la estimación.

RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE

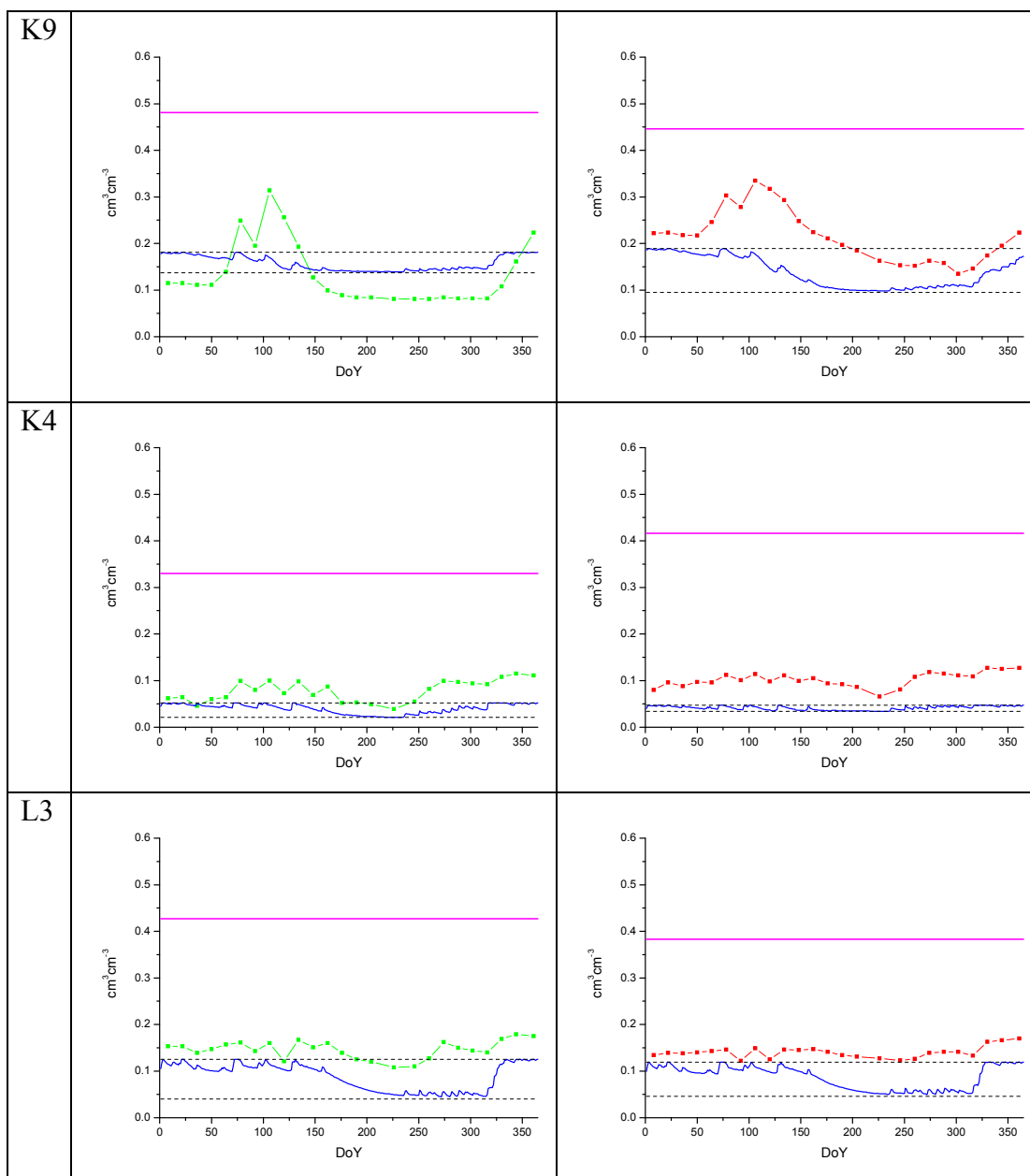


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{CC}$ ,  $\vartheta_{PM}$  y  $\vartheta_{\text{saturación}}$  en los dos niveles de la estimación.

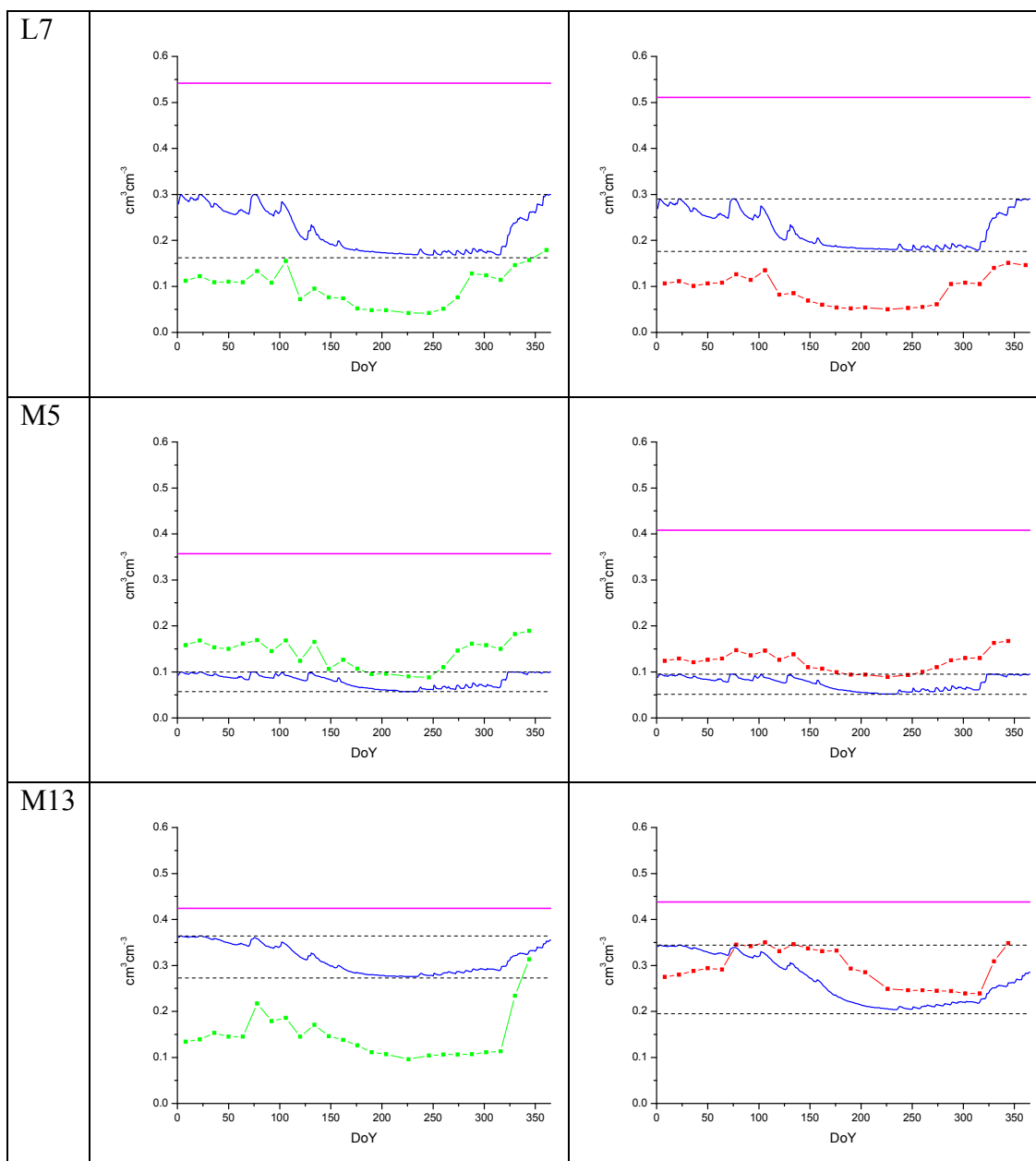


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{\text{CC}}$ ,  $\vartheta_{\text{PM}}$  y  $\vartheta_{\text{sat}} \text{sat}$  en los dos niveles de la estimación.

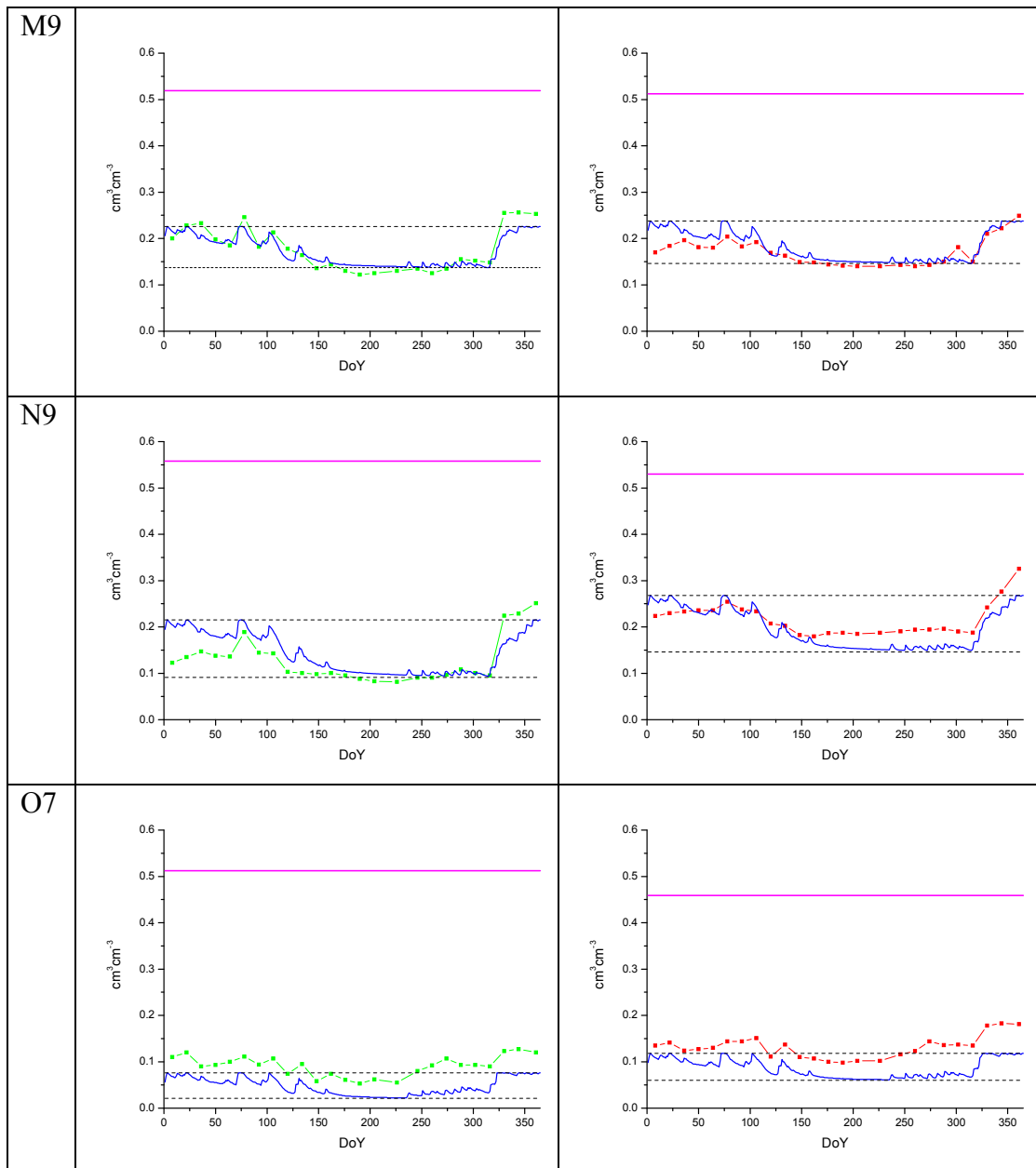


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{CC}$ ,  $\vartheta_{PM}$  y  $\vartheta_{\text{saturación}}$  en los dos niveles de la estimación.

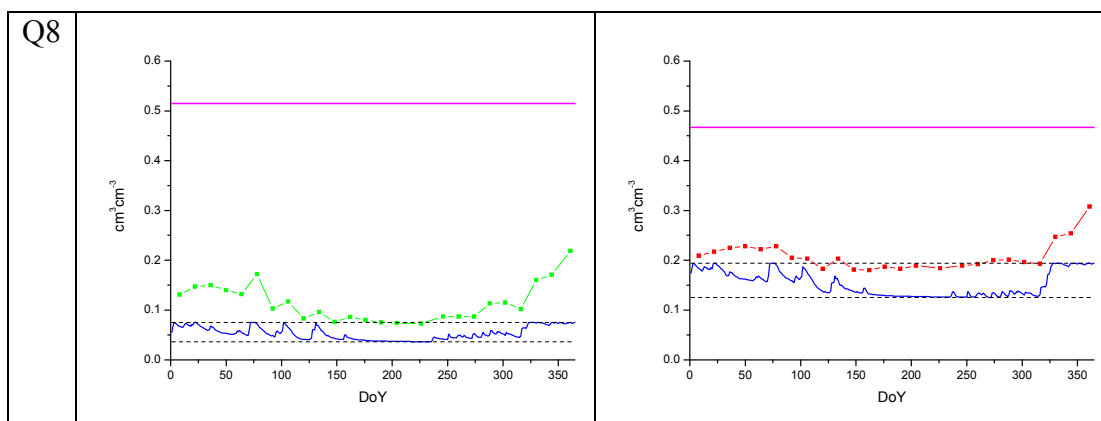


Figura 8-18 (continuación). Resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002, estación a estación. Se indican también  $\vartheta_{CC}$ ,  $\vartheta_{PM}$  y  $\vartheta_{saturación}$  en los dos niveles de la estimación.

Un dato importante para tener en cuenta es que la observación directa de humedad es quincenal (25 observaciones en 2002), y la estimada tiene un intervalo diario, por lo que se espera que la variabilidad de la curva de humedad estimada sea mayor que la de la observada. El comportamiento relativo de la tasa de humedad es bien descrito por HIDROMORE en la mayoría de estaciones a los dos niveles. Las mayores diferencias entre el comportamiento de ambas curvas se encuentran en F6, H7, H13 y H11 al nivel superficial; en H9, M13 y J12 en el nivel promedio, y en J14 y K9, en las que las curvas se cruzan en ambos niveles. Como era de esperar, entre las anteriores están incluidas las 5 estaciones consideradas como forestal-pradera, debido a sus particulares características.

Respecto a los valores de humedad, 16 estaciones presentan un mayor contenido de humedad observada que estimada en los dos niveles a lo largo prácticamente de todo el ciclo. Para 16 estaciones de 23, por tanto, HIDROMORE subestima el valor de humedad respecto a la humedad observada a los dos niveles. Sólo en una estación (L7) la humedad HIDROMORE es más baja. En el resto (6 estaciones, 3 de ellas de forestal-pradera) hay variaciones en los dos sentidos, aunque en 3 estaciones esas variaciones se dan sólo en uno o dos registros a lo largo del año. En el apartado de residuos se desarrollará el estudio numérico de las variaciones entre los valores de la humedad observada y la estimada.

El establecimiento de los límites superior ( $\theta_{CC}$ ) e inferior ( $\theta_{PM}$ ) de contenido de humedad en el suelo resulta artificioso en varios aspectos. En suelos con poca disponibilidad teórica de agua para las plantas, bien por un muy bajo TAW (Q8, O7 y M5) o por un porcentaje de arena muy alto en los dos niveles (K4, K10, J3 e I6), el contenido de humedad estimada oscila en un rango muy restringido, pudiendo llegar a un margen de sólo  $0.05 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  de oscilación a lo largo del año, lo que resulta

insuficiente para describir la humedad observada. Cuando el agotamiento es mayor que el agua disponible, el modelo asigna el contenido de humedad a  $\theta_{PM}$ . Como éste toma valores muy bajos debido a las características de estos suelos, el límite inferior de humedad del modelo está muy por debajo del mínimo de humedad observada (ocurre en 16 estaciones). En cuanto a los valores más altos de humedad, el modelo se queda corto en la estimación de la humedad al tener el límite de  $\theta_{CC}$ , lo que ocurre, al menos en algún momento del año, en 22 estaciones. El suelo puede tener una cantidad de agua retenida mayor que el límite de  $\theta_{CC}$ , como ocurre prácticamente en todo el ciclo en 12 estaciones. En algunos casos extremos (F11, K4, K10, J3, I6 y K9), este límite superior ni siquiera llega al mínimo de humedad observada a lo largo del año. Este hecho es especialmente relevante cuando se considera el perfil medio.

A la vista de las curvas anuales de ambas humedades, estimada y observada, parece crítico el establecimiento de unas condiciones iniciales de contenido de humedad. Sin embargo, aun suponiendo unas condiciones de arranque del modelo coincidentes con la humedad observada en ese momento (caso de F6, H7, H13 a 5 cm, y H11, J12 y K4 en el promedio), el desfase entre la curva del modelo y la observada se seguiría produciendo debido a los límites superior e inferior del modelo, como ya se ha explicado. Requieren mención especial los perfiles J14 y M9, en los que las curvas de humedad observada y estimada prácticamente coinciden y se mueven en los mismos rangos. Precisamente la estación J14 ha sido reseñada en anteriores trabajos como la estación representativa de la humedad de la zona, con un comportamiento temporal muy estable (Martínez-Fernández y Ceballos, 2005).

Al igual que en apartados anteriores, se han agrupado las estaciones por clases y se ha estudiado el comportamiento de humedad estimada y humedad observada por cada clase promediada. Se han incluido exclusivamente las correctamente clasificadas. En forestal-pradera (figura 8-19) se han incluido H13, H11, H9, K9 y M13. Esta clase presenta un mayor contenido de agua a profundidad de raíces que en la zona superficial, como ya se dijo. En relación a la modelización que hace HIDROMORE de ambos niveles, la anomalía aquí estriba en que ocurre al contrario: según el modelo, el suelo acumula más agua cuando se consideran los valores superficiales que cuando se consideran los valores promedio. HIDROMORE sobreestima el contenido de humedad superficial debido a que ignora el comportamiento del sustrato herbáceo de esta cobertura, que extrae agua prácticamente todo el año en el nivel superficial.

En secano (figura 8-20) se han incluido F11, J12, J14, K10, L7, M9, N9, O7 y Q8. Esta clase presenta un comportamiento típico con unos valores de humedad mayores a nivel promedio que a nivel superficial. HIDROMORE caracteriza muy bien la humedad superficial, tanto en la forma de la curva como en los valores; y subestima ligeramente la humedad promedio.

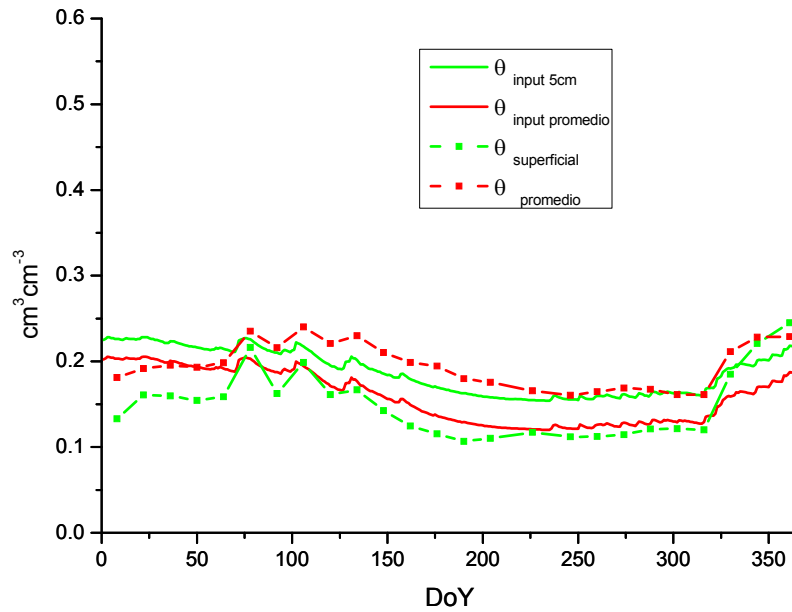


Figura 8-19. Humedad observada ( $\vartheta_{\text{superficial}}$  y  $\vartheta_{\text{promedio}}$ ) y humedad estimada ( $\vartheta_{\text{input5cm}}$  y  $\vartheta_{\text{input promedio}}$ ) a lo largo de 2002 para la clase forestal-pradera a los dos niveles de estudio.

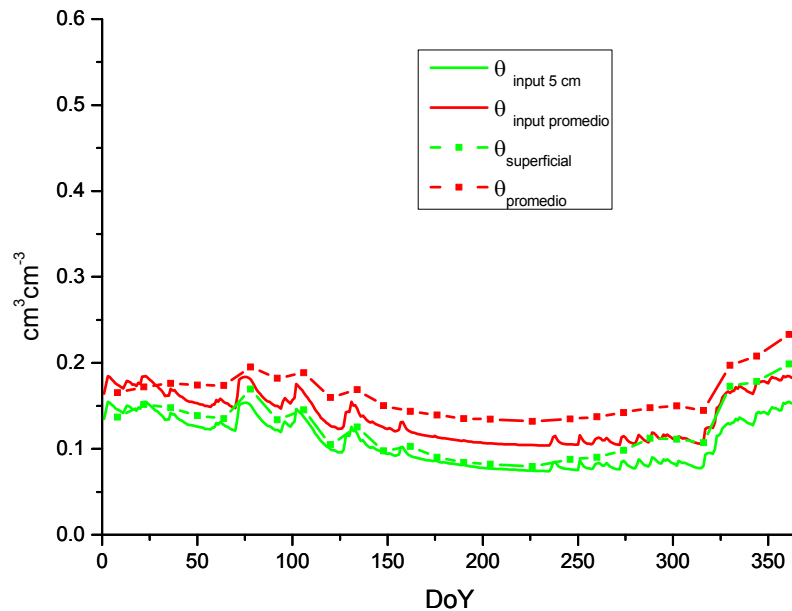


Figura 8-20. Humedad observada ( $\vartheta_{\text{superficial}}$  y  $\vartheta_{\text{promedio}}$ ) y humedad estimada ( $\vartheta_{\text{input5cm}}$  y  $\vartheta_{\text{input promedio}}$ ) a lo largo de 2002 para la clase seco a los dos niveles de estudio.



Para la clase viña (figura 8-21) se han incluido F6, H7, I3, I6, J3, K4. La media de humedad observada a ambos niveles es muy similar para esta cobertura. Similar comportamiento presenta la humedad estimada por HIDROMORE, muy parecida con los valores al nivel superficial y en el promedio; pero los valores de humedad estimada son más bajos que los de la observada.

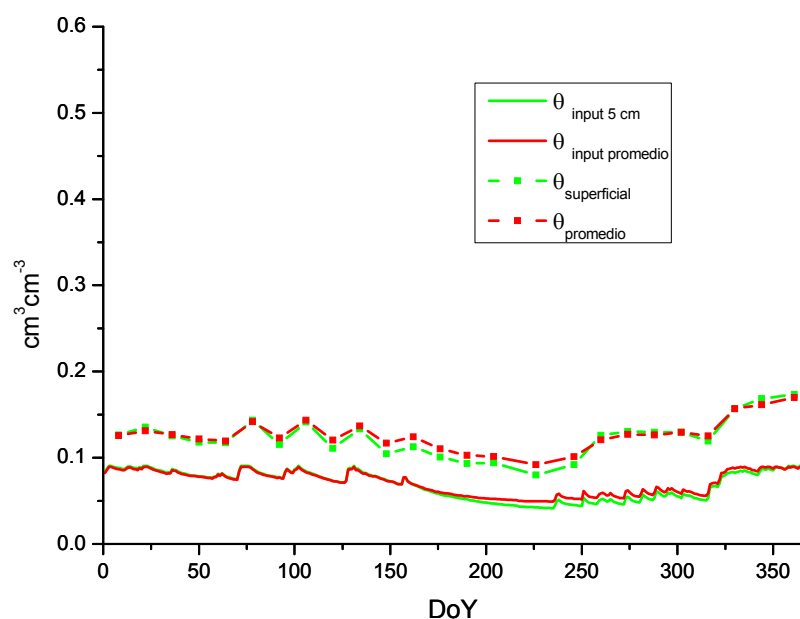


Figura 8-21. Humedad observada ( $\vartheta_{superficial}$  y  $\vartheta_{promedio}$ ) y humedad estimada ( $\vartheta_{input5cm}$  y  $\vartheta_{input promedio}$ ) a lo largo de 2002 para la clase viña a los dos niveles de estudio.

También se ha calculado la media global de las 20 estaciones anteriores (figura 8-22). HIDROMORE obtiene muy buenos resultados en la caracterización de la humedad media de las estaciones. La caracterización del comportamiento a los dos niveles de profundidad es muy buena, y los valores, si bien son ligeramente subestimados por el modelo a nivel promedio, son casi coincidentes en el nivel superficial. Por tanto, se puede decir que el modelo estima y caracteriza bien la humedad media de la zona de estudio, tanto en sus valores como en su comportamiento.

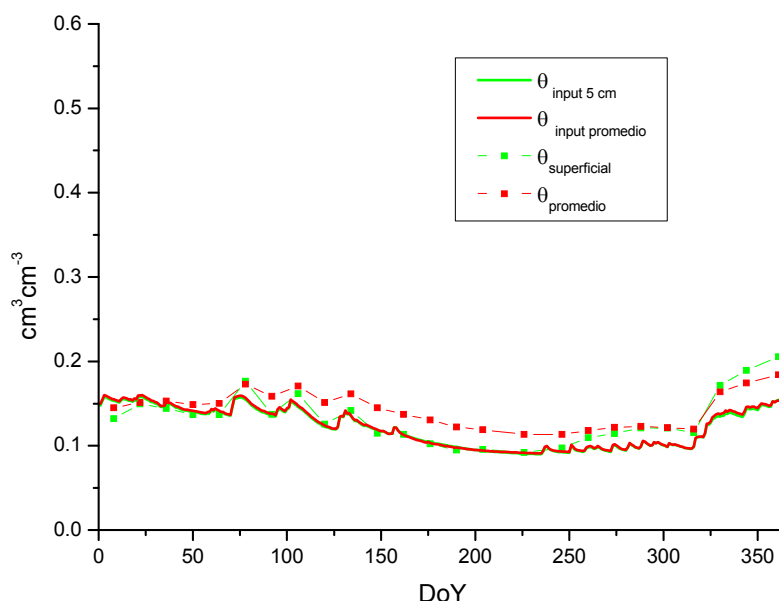


Figura 8-22. Humedad observada ( $\vartheta_{superficial}$  y  $\vartheta_{promedio}$ ) y humedad estimada ( $\vartheta_{input5cm}$  y  $\vartheta_{input promedio}$ ) a lo largo de 2002 para la media de 20 estaciones a los dos niveles de estudio.

### 8.3.2. Análisis de correlación e índice de concordancia

El estudio de correlación se realiza entre los valores de humedad estimada y los observados a los dos niveles de estudio.  $\vartheta_{superficial}$  frente a  $\vartheta_{input5cm}$  y  $\vartheta_{promedio}$  frente a  $\vartheta_{input promedio}$ . Se han tomado las 25 fechas del año 2002 para las que se dispone de datos de humedad observada y se han comparado con el resultado de HIDROMORE en esos mismos días. Como se ha visto, existe una subestimación de la humedad por parte del modelo (lo que se estudiará numéricamente en un apartado posterior), pero el coeficiente de correlación, junto con el diagrama de dispersión, ayudará a observar el grado de linealidad y similitud entre los dos conjuntos de datos.

Los valores de R de todas las estaciones se encuentran resumidos en la figura 8-23 y la tabla 8-7. Además, en la figura 8-24 se agrupan los coeficientes de correlación de cada estación por clases. Como puede observarse, los valores de correlación son medio-altos (mayores de 0.60) en la mayoría de los casos. Los casos peores se producen en las estaciones de forestal-pradera, en concreto H11, H9 (a nivel promedio, ésta es la peor estación), K9 y M13. También resultan valores bajos en 2 estaciones de viña, especialmente en F6 (donde a nivel superficial es la peor estación) y H7. Los mejores valores corresponden a las estaciones de secano, destacando M9 con valores cercanos a la unidad. La correlación es mejor en el nivel superficial en 11 casos, mejor en el

promedio en 10 y en dos casos es igual. Las estaciones mal clasificadas, E10, L3 y M5, no parecen resentirse de ese error en cuanto a la correlación.

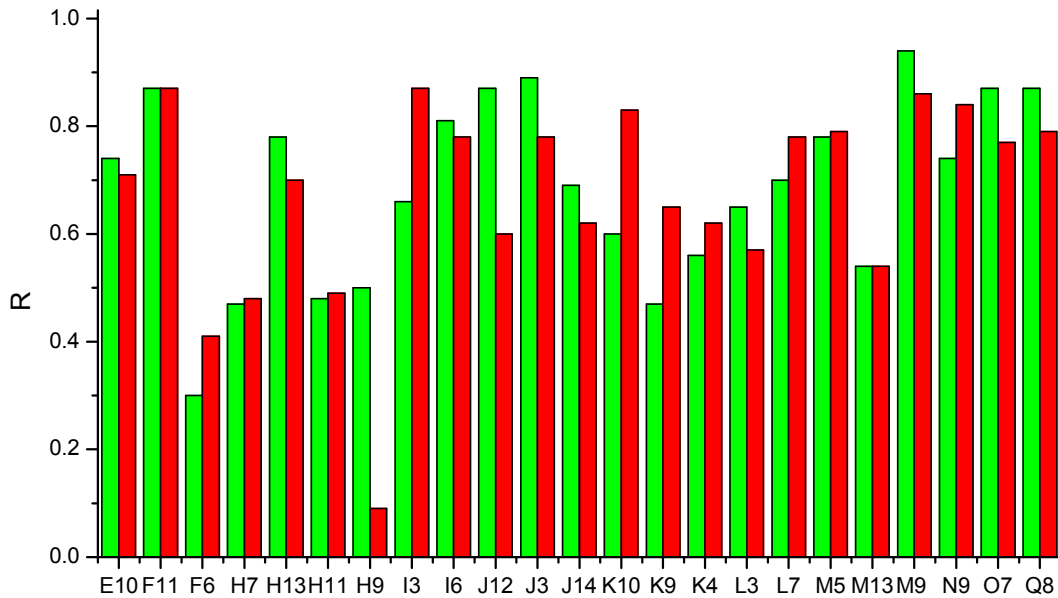


Figura 8-23. Coeficientes de correlación en las estaciones. Barras verdes,  $\vartheta_{superficial}$  vs.  $\vartheta_{input5cm}$  y barras rojas,  $\vartheta_{promedio}$  vs.  $\vartheta_{input promedio}$ .

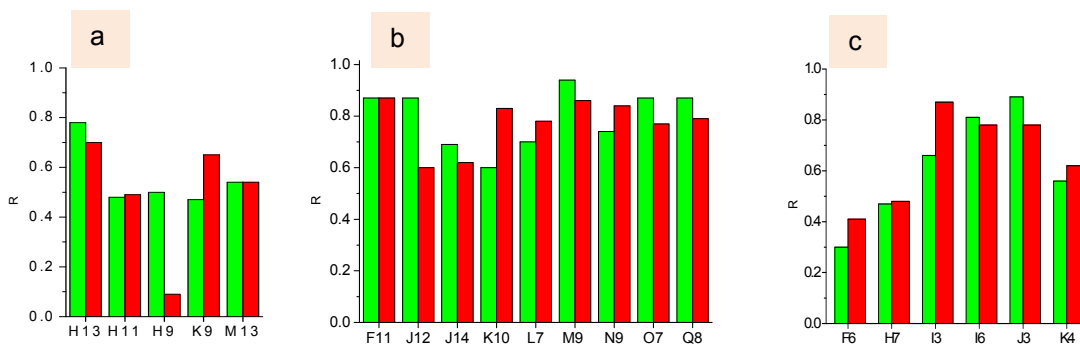


Figura 8-24. Coeficientes de correlación de las estaciones a los dos niveles de estudio agrupadas en forestal-pradera (a), secano (b) y viña (c). Barras verdes,  $\vartheta_{superficial}$  vs.  $\vartheta_{input5cm}$  y barras rojas,  $\vartheta_{promedio}$  vs.  $\vartheta_{input promedio}$ .

Estación	Clase real	Clase estimada	R <sub>5cm</sub>	R <sub>promedio</sub>
E10	Viña	Forestal-pradera	0.74	0.71
F11	Secano	Secano	0.87	0.87
F6	Viña	Viña	0.30	0.41
H7	Viña	Viña	0.47	0.48
H13	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.78	0.70
H11	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.48	0.49
H9	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.50	0.09
I3	Viña	Viña	0.66	0.87
I6	Viña	Viña	0.81	0.78
J12	Secano	Secano	0.87	0.60
J3	Viña	Viña	0.89	0.78
J14	Secano	Secano	0.69	0.62
K10	Secano	Secano	0.60	0.83
K9	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.47	0.65
K4	Viña	Viña	0.56	0.62
L3	Viña	Secano	0.65	0.57
L7	Secano	Secano	0.70	0.78
M5	Secano	Viña	0.78	0.79
M13	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.54	0.54
M9	Secano	Secano	0.94	0.86
N9	Secano	Secano	0.74	0.84
O7	Secano	Secano	0.87	0.77
Q8	Secano	Secano	0.87	0.79
<b>Media R estaciones forestal-pradera</b>			0.55	0.49
<b>Media R estaciones secano</b>			0.79	0.77
<b>Media R estaciones viña</b>			0.62	0.66
<b>Media R todas las estaciones</b>			0.68	0.67

Tabla 8-7. Coeficientes de correlación de la humedad estimada vs. la humedad observada en las estaciones a los dos niveles de estudio y media de dichos valores por clases y totales.

En la media de R por clases, se observa que los valores más altos pertenecen a las estaciones de secano, con una media de R de 0.79 para los valores superficiales y de 0.77 para los promedio. Le sigue viña y por último forestal-pradera, de la que se sabe que agrupa estaciones con diferente comportamiento. Por profundidades, las correlaciones son mejor en el nivel superficial para forestal-pradera y secano y mejor en el promedio para viña. La media de correlaciones de todas las estaciones es muy

parecida a nivel superficial que al promedio (0.68 y 0.67 respectivamente). No obstante, se detecta una importante dispersión de valores de correlación entre las diferentes estaciones.

En cuanto al índice AI, en la tabla 8-8 y las figuras 8-25 y 8-26 se recogen los valores calculados para cada estación y los valores medios por clases y totales. El valor de AI es en general inferior al coeficiente de correlación, pero es más uniforme, ya que no hay valores muy bajos. Los valores oscilan entre 0.24 y 0.95.

Estación	Clase real	Clase estimada	AI <sub>5cm</sub>	AI <sub>promedio</sub>
E10	Viña	Forestal-pradera	0.50	0.53
F11	Secano	Secano	0.55	0.41
F6	Viña	Viña	0.50	0.40
H7	Viña	Viña	0.45	0.28
H13	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.74	0.55
H11	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.48	0.51
H9	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.54	0.45
I3	Viña	Viña	0.37	0.35
I6	Viña	Viña	0.36	0.24
J12	Secano	Secano	0.76	0.42
J3	Viña	Viña	0.46	0.38
J14	Secano	Secano	0.78	0.66
K10	Secano	Secano	0.40	0.48
K9	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.46	0.55
K4	Viña	Viña	0.50	0.29
L3	Viña	Secano	0.41	0.27
L7	Secano	Secano	0.39	0.35
M5	Secano	Viña	0.65	0.70
M13	Forestal-pradera	Forestal-pradera	0.31	0.69
M9	Secano	Secano	0.95	0.88
N9	Secano	Secano	0.83	0.88
O7	Secano	Secano	0.55	0.55
Q8	Secano	Secano	0.60	0.57
<b>Media AI estaciones forestal-pradera</b>			0.51	0.55
<b>Media AI estaciones secano</b>			0.65	0.58
<b>Media AI estaciones viña</b>			0.44	0.32
<b>Media AI todas las estaciones</b>			0.55	0.50

Tabla 8-8. Valores de AI de la humedad estimada frente a la humedad observada en las estaciones a los dos niveles de estudio y media de dichos valores por clases y totales.

El AI está más relacionado con la diferencia absoluta en los valores observados y los estimados (residuos), por lo que cuando ésta es grande, aún siendo un comportamiento similar, el AI es bajo. Por ello tienen un AI especialmente bajo I6, I3, L7 y M13. También es relevante el hecho de que el AI es mejor a nivel superficial en 15 estaciones de las 23, y la media también es mejor a nivel superficial (0.55 frente a 0.50). Por clases, los valores más altos de AI vuelven a corresponder a la clase secano, seguido de forestal-pradera y viña, lo que difiere de los resultados de la correlación por clases, en los que resultaba mejor correlación en las estaciones de viña que las de forestal.

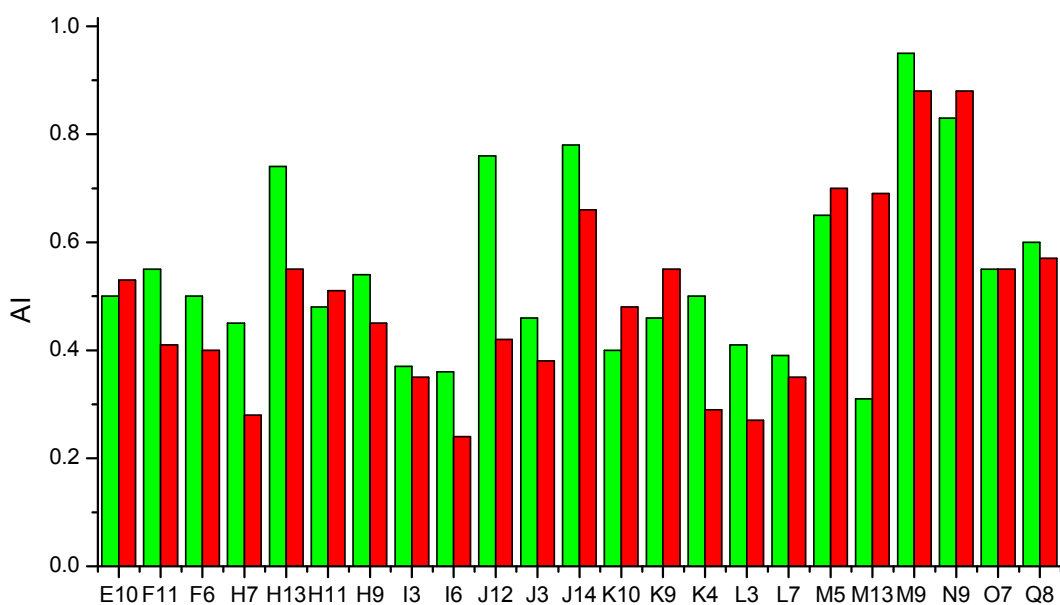


Figura 8-25. Valores de AI en las estaciones. Barras verdes,  $\vartheta_{superficial}$  vs.  $\vartheta_{input5cm}$  y barras rojas,  $\vartheta_{promedio}$  vs.  $\vartheta_{input promedio}$ .

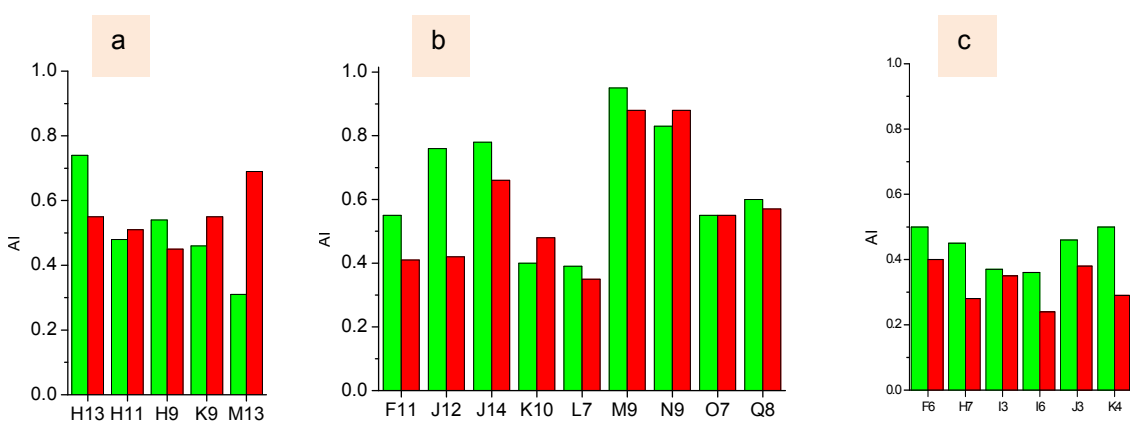


Figura 8-26. Valores de AI de las estaciones a los dos niveles de estudio agrupadas en forestal-pradera (a), secano (b) y viña (c). Barras verdes,  $\vartheta_{superficial}$  vs.  $\vartheta_{input5cm}$  y barras rojas,  $\vartheta_{promedio}$  vs.  $\vartheta_{input promedio}$ .

Se ha estudiado también la correlación y el índice de concordancia de la media de las humedades por clases y totales, (tabla 8-9). Se han excluido para ello las estaciones mal clasificadas. Tal y como se había detectado en el análisis cualitativo, al hacer la media de las humedades se ratifican los buenos resultados de HIDROMORE. En efecto, de forma global, la correlación entre la humedad estimada y la observada es de 0.82 para los valores superficiales y de 0.90 para los promedio (figura 8-27). El índice AI es de 0.90 para los superficiales y de 0.82 para los promedio. Estas cifras aún mejoran si se considera sólo la media de la cobertura secano, obteniéndose una correlación de 0.91 y 0.89 para superficial y promedio respectivamente y un AI de 0.92 para ambos niveles. También las medias de forestal-pradera y viña son buenas en cuanto a la correlación, aunque en menor medida que el secano (0.74 y 0.70 para el primero y 0.68 y 0.77 para la segunda). El AI es peor para la viña (0.48 y 0.42) que para la forestal-pradera (0.64 en ambos niveles).

	Correlación de la media de estaciones		AI de la media de las estaciones	
	5 cm	Promedio perfil	5 cm	Promedio perfil
<b>Forestal-pradera</b>	0.74	0.70	0.64	0.64
<b>Secano</b>	0.91	0.89	0.92	0.92
<b>Viña</b>	0.68	0.77	0.48	0.42
<b>Todas</b>	0.82	0.90	0.90	0.82

Tabla 8-9. Coeficiente de correlación y AI de la media de humedad en la zona de estudio, por clases y total.

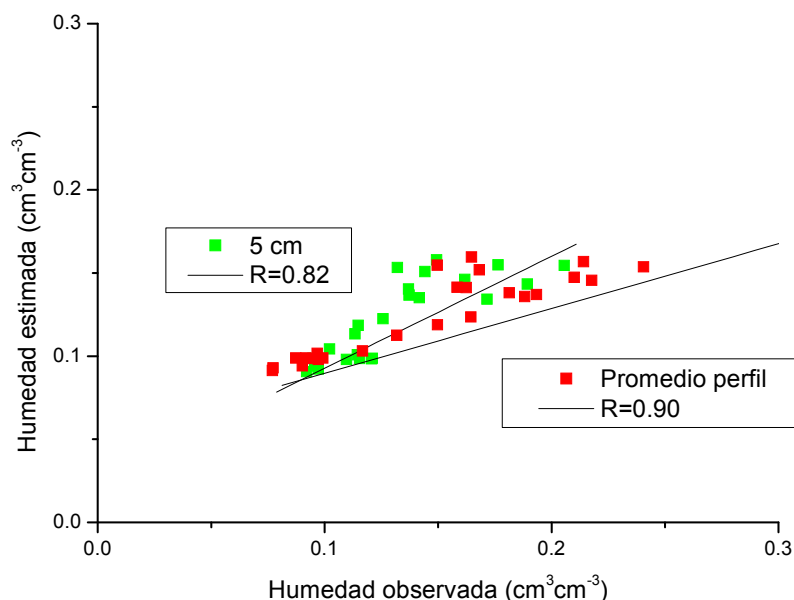


Figura 8-27. Ajuste lineal y valores de correlación de los resultados de humedad observada y humedad estimada a lo largo de 2002 para la media de las estaciones a los dos niveles de estudio.

Como se deduce de este estudio, HIDROMORE caracteriza muy bien el comportamiento de la humedad a escala global de la zona de estudio y especialmente la humedad de la cobertura de secano, la más abundante y característica de la zona. Además, con respecto a los dos niveles de profundidad de trabajo, la correlación indica que el modelo describe mejor el comportamiento de la humedad promedio del perfil, pero el índice de concordancia manifiesta que los valores se ajustan ligeramente más al nivel superficial, probablemente debido a los valores más bajos de humedad en este nivel.

### **8.3.3. Análisis de residuos**

Para mejorar la comprensión de los resultados de la estimación de la humedad del suelo con el modelo se ha hecho un estudio estadístico y cualitativo de las diferencias entre las series de humedad obtenidas en cada estación a las dos profundidades. El fundamento teórico de este estudio, como se citó en el capítulo 7, se basa en las recomendaciones de la WMO y el ASCE *Task Committee*. Se calculan los residuos para cada estación y fecha de observación a nivel superficial y el promedio, y a partir de los mismos se obtiene, para cada estación (tabla 8-10) la siguiente información:

- Media absoluta de los residuos.
- Media acumulativa de los residuos.
- Media cuadrática de los residuos (RMSE).
- Sentido del residuo (positivo o negativo) en las 25 observaciones.
- Valores máximo y mínimo del residuo (en valor absoluto).

En primer lugar, se observa que el error medio cuadrático es pequeño en cada estación y serie anual, lo que indica que los residuos de cada serie en cada estación son poco variables en torno a la media de los mismos. La mayor variabilidad del sentido de los residuos respecto a la media se produce en la estación K9, donde se producen residuos positivos y negativos a lo largo de la serie (la humedad observada está por debajo de la humedad estimada en algún período y por encima en otro), y en menor medida en M13, por la misma razón pero menos pronunciada (figura 8-28). Como ya se había dicho, estas estaciones presentan un comportamiento anómalo por la presencia del nivel freático.



RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE

ESTACIÓN		M <sub>abs</sub> cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	M <sub>acu</sub> cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	RMSE cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	Sentido		Máx cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>	Mín cm <sup>3</sup> cm <sup>-3</sup>
					n°obs.>0	n°obs.<0		
E10	5cm	0.090	0.090	0.045	25	---	0.179	0.051
	Promedio	0.090	0.090	0.040	25	---	0.174	0.042
F11	5cm	0.049	0.049	0.015	25	---	0.074	0.027
	Promedio	0.083	0.083	0.022	25	---	0.122	0.055
F6	5cm	0.061	0.058	0.010	23	2	0.153	0.010
	Promedio	0.061	0.061	0.029	25	--	0.115	0.018
H7	5cm	0.023	0.023	0.015	25	--	0.053	0.004
	Promedio	0.051	0.051	0.014	25	--	0.077	0.024
H13	5cm	0.025	-0.025	0.018	--	25	0.073	0.007
	Promedio	0.041	0.041	0.021	25	--	0.076	0.000
H11	5cm	0.062	0.062	0.037	25	--	0.145	0.000
	Promedio	0.037	0.036	0.027	24	1	0.091	0.007
H9	5cm	0.058	-0.048	0.041	3	22	0.105	0.011
	Promedio	0.025	-0.005	0.032	13	9	0.066	0.000
I3	5cm	0.079	0.079	0.020	25	--	0.119	0.053
	Promedio	0.080	0.080	0.011	25	--	0.109	0.061
I6	5cm	0.064	0.064	0.013	25	--	0.105	0.047
	Promedio	0.083	0.083	0.010	25	--	0.116	0.067
J12	5cm	0.043	0.041	0.025	22	3	0.081	0.009
	Promedio	0.089	0.089	0.032	25	--	0.133	0.009
J3	5cm	0.054	0.054	0.010	25	--	0.069	0.032
	Promedio	0.053	0.053	0.012	25	--	0.080	0.035
J14	5cm	0.031	0.016	0.031	17	8	0.062	0.006
	Promedio	0.030	0.024	0.028	18	7	0.002	0.079
K10	5cm	0.051	0.051	0.016	25	--	0.080	0.028
	Promedio	0.053	0.053	0.014	25	--	0.080	0.033
K9	5cm	0.059	-0.024	0.061	6	19	0.069	0.017
	Promedio	0.076	0.076	0.043	25	--	0.171	0.027
K4	5cm	0.038	0.038	0.019	24	1	0.063	0.005
	Promedio	0.061	0.061	0.013	25	--	0.080	0.032
L3	5cm	0.057	0.057	0.023	25	--	0.106	0.018
	Promedio	0.052	0.052	0.021	25	--	0.088	0.019
L7	5cm	0.124	-0.124	0.036	--	25	0.178	0.046
	Promedio	0.131	-0.131	0.027	--	25	0.179	0.074
M5	5cm	0.060	0.060	0.022	25	--	0.093	0.031
	Promedio	0.047	0.047	0.013	25	--	0.072	0.030
M13	5cm	0.167	-0.167	0.043	--	25	0.228	0.018
	Promedio	0.047	0.026	0.046	20	5	0.098	0.007
M9	5cm	0.015	0.003	0.019	13	12	0.049	0.003
	Promedio	0.017	-0.014	0.018	22	3	0.057	0.000
N9	5cm	0.030	-0.018	0.034	5	20	0.082	0.002
	Promedio	0.026	0.017	0.024	20	5	0.041	0.002
O7	5cm	0.043	0.043	0.011	25	--	0.068	0.021
	Promedio	0.045	0.045	0.016	25	--	0.070	0.016
Q8	5cm	0.061	0.061	0.028	25	--	0.144	0.030
	Promedio	0.054	0.054	0.018	25	--	0.114	0.023

Tabla 8-10. Residuos en las estaciones para el año de estudio. Se indican la media absoluta de los mismos, la acumulada, el RMSE, el sentido y los residuos máximo y mínimo.

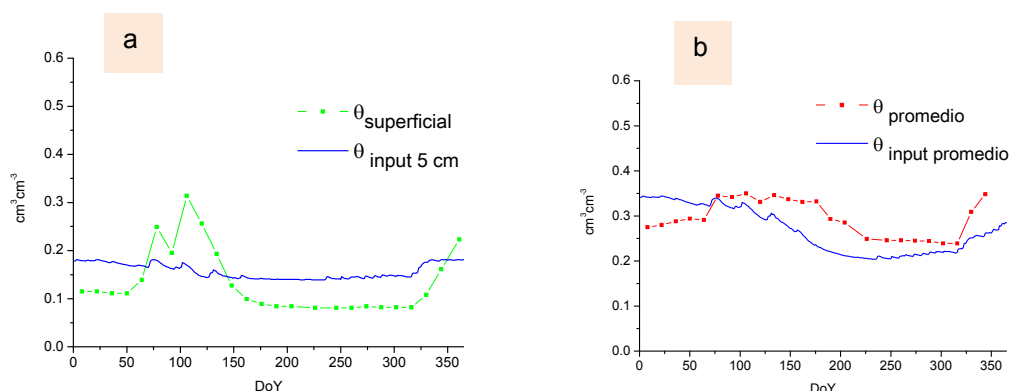


Figura 8-28. Los dos casos de mayor variabilidad del sentido de los residuos: K9 al nivel superficial (a), y M13 al nivel promedio (b).

Los residuos varían más en el nivel superficial (14 estaciones), aunque la diferencia es pequeña. El promedio de la media absoluta para todas las estaciones a ambos niveles es igual ( $0.06 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ), igual que el de RMSE ( $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). Por lo que respecta a los valores de los residuos por estaciones, el mayor desfase entre la humedad observada y la humedad estimada se produce en las estaciones M13 (a nivel superficial  $0.17 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ) y L7 (superficial  $0.12 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  y promedio  $0.13 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ ). En el caso de M13, es posible explicar tanto la fuerte distancia entre humedad estimada y observada como el valor inferior de ésta respecto a la primera, por el hecho de que el modelo considera esta estación como cobertura forestal, con raíces de 1 m. En la realidad sucede que, pese a contar con cobertura arbórea, predomina una capa superficial de pasto y vegetación de pradera que consume gran cantidad de agua prácticamente todo el año en este nivel, y que no es contemplada por el modelo. En L7 el modelo sobreestima la humedad debido a que es una de las pocas estaciones con un alto  $\theta_{CC}$  debido al también alto contenido de arcilla (más del 30 % a lo largo de todo el perfil). Sin embargo, la humedad observada resulta más baja debido a la escasa profundidad del suelo de este perfil, que apenas sobrepasa los 40 cm de profundidad.

También conviene analizar las estaciones en las que se produce una subestimación o sobrestimación del modelo respecto a la humedad observada. En 11 estaciones el modelo subestima la humedad observada en el total de las 25 observaciones del año, tanto a nivel superficial como a nivel promedio. En otras 4 estaciones se subestima en todas las observaciones menos dos o tres al nivel superficial. Sólo en una estación (L7) el modelo sobreestima la humedad observada, tanto a nivel superficial como a nivel promedio, como ya se ha visto. En el resto se producen residuos en los dos sentidos y sólo en dos (J14 y M9, de secano) hay un número relevante de observaciones en las que se sobreestima la humedad observada.

En 4 estaciones (tres de ellas forestal-pradera) se producen estimaciones por encima y por debajo, tendiendo a subestimar la humedad promedio y a sobreestimar la superficial. En el caso extremo de H13 (forestal-pradera también) todas las

observaciones superficiales son sobreestimadas por el modelo, sucediendo a la inversa para la humedad promedio. Según esto, en la mayoría de estaciones de secano y viña el modelo ofrece valores más bajos que los valores observados a los dos niveles. Sólo 3 estaciones en total de las 23 pueden considerarse total o parcialmente por debajo del valor observado. En el caso de forestal-pradera, existe una fluctuación por encima y por debajo en ambos niveles a lo largo del año.

La diferencia numérica entre los valores de humedad estimados por el modelo y los valores observados se puede evaluar con el RMSE. Las fluctuaciones del RMSE oscilan entre 0.01 y 0.06 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup>. El promedio es 0.02 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> tanto a nivel superficial como al nivel promedio del perfil. Si se compara la curva media de humedad estimada vs. humedad media observada para todas las estaciones, el RMSE disminuye hasta 0.017 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> para los 5 cm y de 0.011 cm<sup>3</sup>cm<sup>-3</sup> para el promedio del perfil. Este dato corrobora la idea de que la media de humedad estimada en las estaciones describe correctamente el comportamiento de la media de humedad observada, pero además indica que es un buen estimador de su valor.

### 8.3.4. Análisis de sensibilidad con los parámetros $\theta_{cc}$ y $\theta_{PM}$

En los apartados anteriores se han comparado valores estimados por el modelo y valores observados a los dos niveles de estudio: humedad estimada con los valores superficiales de los parámetros de suelo ( $\theta_{input5cm}$ ) frente a humedad observada superficial ( $\theta_{superficial}$ ), y humedad estimada con los valores promedio de los parámetros ( $\theta_{input\ promedio}$ ) frente a la humedad observada en el promedio del perfil ( $\theta_{promedio}$ ). Se ha realizado, también, un análisis de sensibilidad (tabla 8-11) que relaciona la humedad resultante del modelo introduciendo únicamente el valor superficial de  $\theta_{cc}$  y  $\theta_{PM}$  en las estaciones frente a la humedad observada en el promedio del perfil. De esta forma se estudia el papel de la heterogeneidad de las propiedades del suelo a lo largo del perfil, es decir, si la media de dichos valores es representativa de todo el perfil o es suficiente con los valores superficiales, mucho menos costosos de adquirir. Dicho de otra manera, se trata de sopesar si la potencial optimización de los resultados justifica la inversión de coste para la obtención de parámetros a varias profundidades de suelo.

		HUMEDAD OBSERVADA	
		$\theta_{superficial}$	$\theta_{promedio}$
HUMEDAD ESTIMADA	$\theta_{input5cm}$		Análisis sensibilidad
	$\theta_{input\ promedio}$		Análisis

Tabla 8-11. Combinación de humedad estimada vs. humedad observada para el estudio de sensibilidad.

Se ha recalculado el coeficiente de correlación con el nuevo supuesto. En la tabla 8-12 se indican los nuevos valores de R obtenidos al relacionar la humedad estimada con el *input* a 5 cm de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  y la humedad observada promedio. Puesto que previamente se había obtenido el R con el *input* de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  promedio del perfil y la humedad observada promedio, dichos valores se indican también en la tabla. Se observa que de las 23 estaciones, en 17 de ellas el uso de los valores de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  ajustados al perfil medio mejora la correlación con la humedad observada promedio (diferencia >0), mientras que en 5 empeora ligeramente y en una permanece constante. Los porcentajes de mejora sobrepasan el 30% en H11, J3 y O7, y la media general es de una mejora en la correlación del 10%.

Humedad observada $\theta_{promedio}$	Humedad estimada		DIFERENCIA
	$\theta_{input\ promedio}$	$\theta_{input\ 5\ cm}$	
	R		
	(a)	(b)	
E10	0,71	0,82	-0,11
F11	0,87	0,75	0,12
F6	0,41	0,47	-0,06
H7	0,48	0,43	0,05
H13	0,70	0,55	0,15
H11	0,49	0,34	0,15
H9	0,09	0,09	0,00
I3	0,87	0,70	0,17
I6	0,78	0,48	0,30
J12	0,6	0,55	0,05
J3	0,78	0,68	0,10
J14	0,62	0,73	-0,11
K10	0,83	0,95	-0,12
K9	0,65	0,59	0,06
K4	0,62	0,40	0,22
L3	0,57	0,47	0,10
L7	0,78	0,70	0,08
M5	0,79	0,73	0,06
M13	0,54	0,47	0,07
M9	0,86	0,87	-0,01
N9	0,84	0,77	0,07
O7	0,77	0,53	0,24
Q8	0,79	0,76	0,03

Tabla 8-12. Coeficientes de correlación entre  $\vartheta_{input\ promedio}$  vs.  $\vartheta_{promedio}$  (a) y entre  $\vartheta_{input5cm}$  vs.  $\vartheta_{promedio}$  (b). La diferencia positiva indica la mejora entre el supuesto (a) y el (b).

A la luz de estos datos parece comprometido afirmar que la introducción de datos promedio del suelo en HIDROMORE mejore sustancialmente la caracterización de la humedad promedio del perfil, estimada dicha mejora en términos del coeficiente de correlación. Lo que varía con la introducción de los datos promedio son, en la práctica, los límites de humedad, por lo que no es de extrañar que no haya una mejora sustancial de la correlación. Sin embargo, sí deberían disminuir los residuos o diferencias entre humedad estimada y humedad observada. En la tabla 8-13 se expresan los residuos para ambos casos. Aquí, un valor negativo expresa que el uso de valores promedio hace disminuir el residuo.

Humedad observada $\theta_{promedio}$	Humedad estimada		DIFERENCIA ( $cm^3 cm^{-3}$ )
	$\theta_{input\ promedio}$	$\theta_{input\ 5\ cm}$	
	Residuo ( $cm^3 cm^{-3}$ )		
	(a)	(b)	
E10	0.09	0.15	-0.06
F11	0.08	0.09	-0.01
F6	0.06	0.03	0.03
H7	0.05	0.07	-0.02
H13	0.04	0.03	0.01
H11	0.04	0.04	0.00
H9	0.03	0.07	-0.04
I3	0.08	0.10	-0.02
I6	0.08	0.11	-0.02
J12	0.09	0.10	-0.01
J3	0.05	0.05	0.00
J14	0.03	0.05	-0.02
K10	0.05	0.07	-0.02
K9	0.08	0.06	0.02
K4	0.06	0.06	0.00
L3	0.05	0.05	0.00
L7	0.13	0.13	0.00
M5	0.05	0.04	0.01
M13	0.05	0.04	0.01
M9	0.02	0.01	0.01
N9	0.03	0.07	-0.04
O7	0.05	0.08	-0.04
Q8	0.05	0.15	-0.10

Tabla 8-13. Residuos entre  $\vartheta_{input\ promedio}$  y  $\vartheta_{promedio}$  (a) y entre  $\vartheta_{input5cm}$  y  $\vartheta_{promedio}$  (b). La diferencia negativa indica que el residuo es menor en el supuesto (a) que el (b).

Los valores de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  a nivel superficial suelen ser más bajos que en el promedio, por lo que la humedad estimada con ellos fluctúa a su vez por límites más bajos. Sin embargo, ya se vio que el contenido de humedad en el promedio del perfil es mayor que a nivel superficial, por lo que los residuos ahora deben ser mayores. Se observa que en 12 estaciones el uso de los valores de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  ajustados al perfil medio hace que el residuo sea menor, es decir, que en 12 estaciones mejora la estimación de la humedad promedio, pero en 5 se mantiene igual y en 6 incluso empeora ligeramente. Por tanto tampoco parece claro que el computar los valores promedio de los parámetros de suelo contribuya decisivamente a una mejor estimación de los valores de humedad promedio, aunque exista una ligera mejora.

## ***8.4. Información espacial resultante***

HIDROMORE también extrae información distribuida, en forma de mapas, de los valores de los parámetros resultantes del balance hídrico y de algunos parámetros intermedios. El formato de tales mapas es un formato *raster* genérico con la base espacial de las ortoimágenes procedentes de Landsat ETM+ remuestreadas a píxeles de  $25 \times 25 \text{ m}^2$ . En cada píxel se indica el valor del parámetro en forma de número digital (con resolución radiométrica tipo flotante). El intervalo temporal del parámetro indicado en el mapa se puede elegir entre varias opciones: valor puntual diario, valor acumulado mensual y/o valor acumulado anual. Los parámetros que se han estudiado son evapotranspiración ajustada, percolación y riego, en sus valores acumulados mensuales y anuales. Por lo que respecta a la precipitación, al haberse tomado una única estación meteorológica, HIDROMORE no genera un mapa interpolado de valores de precipitación. No existe tampoco mapa de escorrentía, ya que no se ha considerado escorrentía superficial en la aplicación.

### ***8.4.1. Mapas de resultados acumulados anuales***

HIDROMORE permite obtener un mapa de evapotranspiración ajustada con valores de mm de agua acumulada por cada píxel a lo largo de 2002 (figura 8-29). Se ha comprobado de forma efectiva que el mapa de evapotranspiración ajustada arroja los mismos valores acumulados en los píxeles de las estaciones que sendos archivos puntuales. Para ello se utilizan herramientas de superposición de la capa vectorial de estaciones sobre el mapa, extrayendo el valor del parámetro en los píxeles de las estaciones y comparando con el acumulado de la tabla resultante para cada estación.

El análisis visual del mapa indica que los cultivos que más evapotranspiración ajustada producen son los de regadío, seguidos de forestal-pradera. Ello queda patente en los valores de evapotranspiración ajustada extraídos del mapa mediante herramientas SIG y el mapa de clases usado en la aplicación (tabla 8-14).

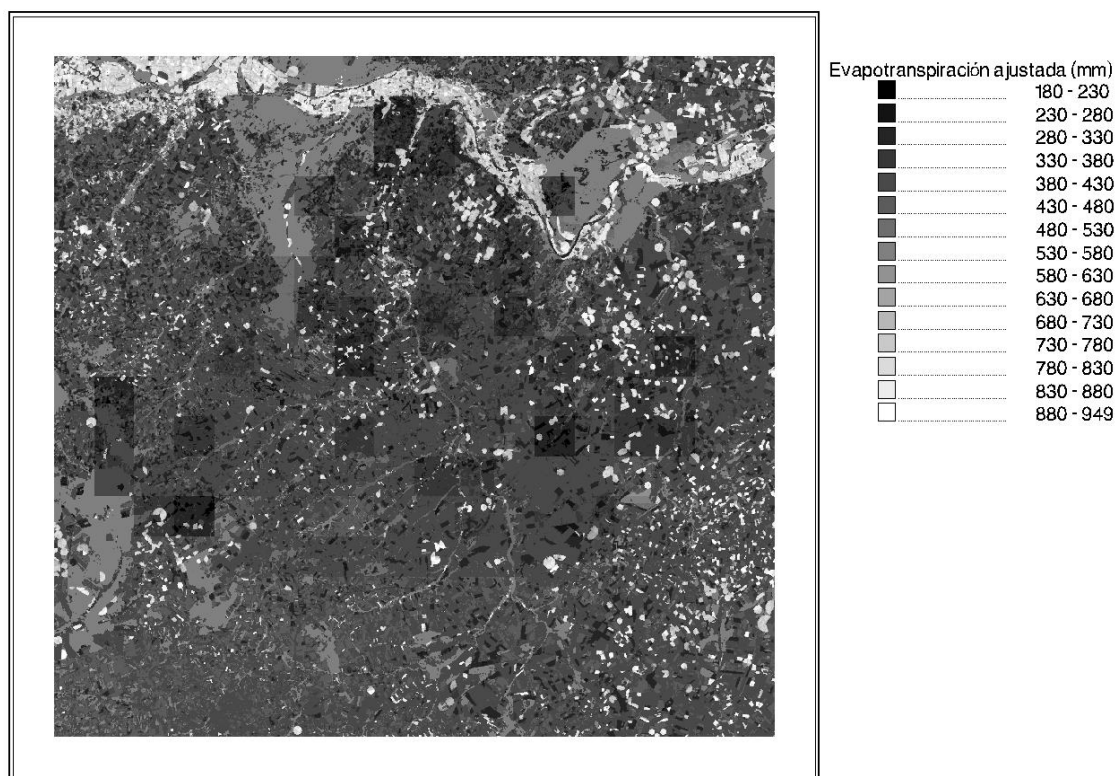


Figura 8-29. Mapa de evapotranspiración ajustada acumulada en 2002 resultante de HIDROMORE.

Clase	Evapotranspiración ajustada (mm)
<b>FORESTAL-PRADERA</b>	533.3
<b>REGADÍO</b>	809.1
<b>SECANO</b>	413.4
<b>VIÑA</b>	327.6

Tabla 8-14. Valores de la evapotranspiración ajustada acumulada en 2002 según los resultados del modelo para las clases forestal-pradera, regadío, secano y viña procedentes del mapa de clases usado en la aplicación.

Se ha obtenido asimismo el mapa de percolación con valores en mm de agua acumulada por cada píxel a lo largo de 2002 (figura 8-30). Se ha comprobado, análogamente a la evapotranspiración ajustada, que los valores de percolación en el

mapa coinciden con los de las tablas de las estaciones. La clase que menos percolación produce en el suelo es forestal-pradera, seguido de secano. Los cultivos de viña y regadío presentan una percolación mucho mayor (en el caso de la primera ya había quedado patente en el estudio puntual estación a estación), debido a que no tienen actividad vegetativa en los períodos de más lluvia y a ser cultivos de ciclo más corto, por lo que el suelo queda desnudo más tiempo y en el momento de mayor precipitación. Además, estas clases coinciden con suelos más arenosos y/o pedregosos, que favorecen la percolación, elegidos tradicionalmente por el agricultor en las terrazas de los cursos fluviales o que han sido desechados para otros cultivos más exigentes (en el caso de la viña). Los valores totales de percolación para cada clase se presentan en la tabla 8-15.

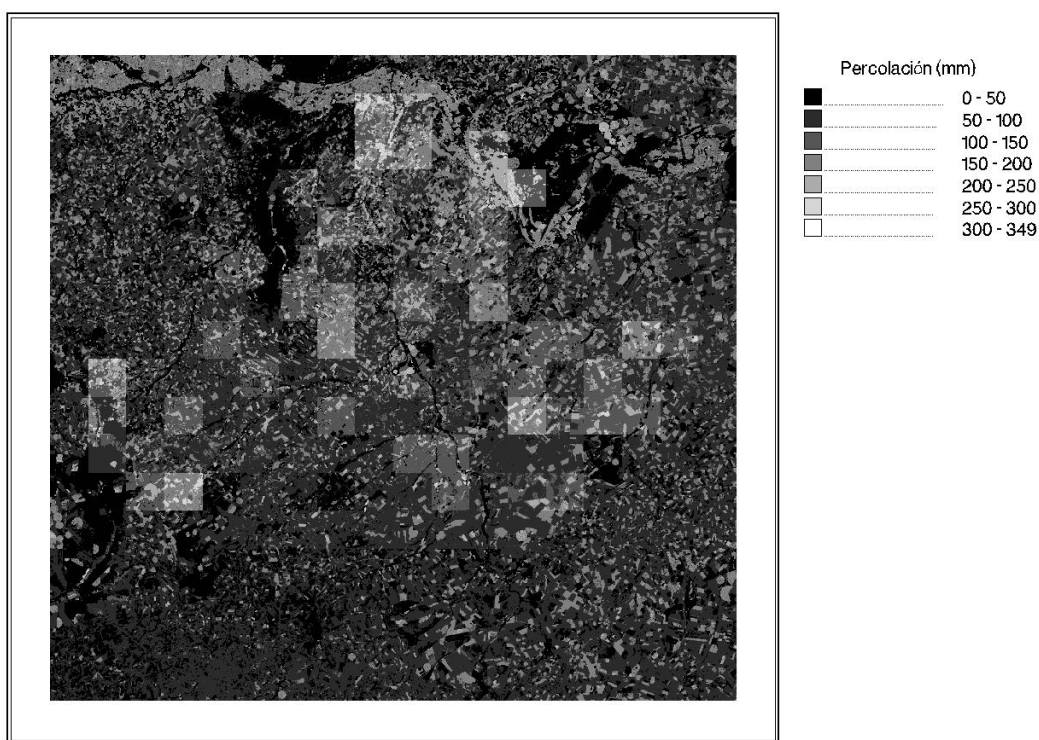


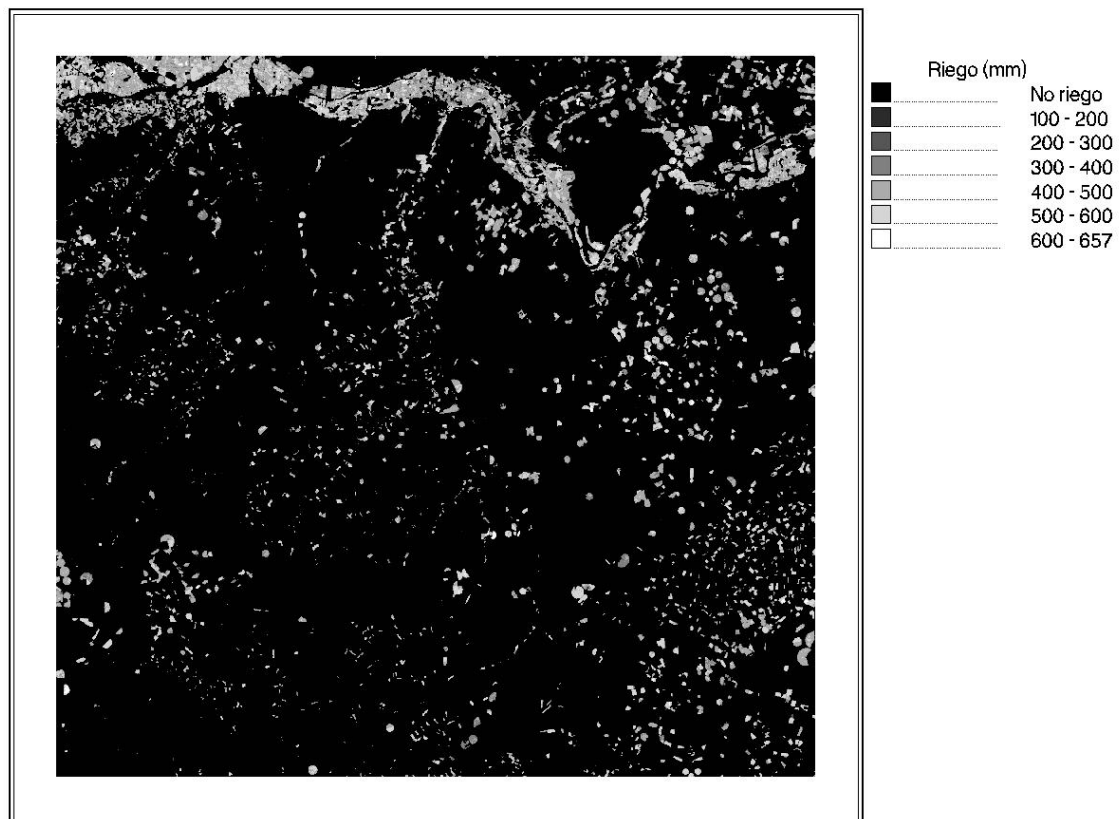
Figura 8-30. Mapa de percolación acumulada anual en 2002 resultante de HIDROMORE.

Clase	Percolación (mm)
<b>FORESTAL-PRADERA</b>	9.0
<b>REGADÍO</b>	183.4
<b>SECANO</b>	69.3
<b>VIÑA</b>	165.0

Tabla 8-15. Valores de la percolación acumulada en 2002 según los resultados modelo para las clases forestal-pradera, regadío, secano y viña procedentes del mapa de clases usado en la aplicación.



Uno de los objetivos de HIDROMORE es convertirse en una herramienta para la gestión del agua de riego. Para ello se contemplan las condiciones de estrés hídrico para la planta y la aplicación indicará las necesidades de riego para mantener el estado vegetativo adecuado. Al proporcionar información distribuida, además, se puede obtener esa información sobre cualquier parcela. El mapa de riego resultante de HIDROMORE coincide espacialmente con la distribución de la clase regadío procedente de la clasificación, que se toma como *input*. El resto de píxeles de otras clases aparecen con valor nulo. Los valores acumulados anuales de cada píxel de regadío se presentan en la figura 8-31. El valor máximo de riego acumulado es de 656 mm y el mínimo 75. La media es de 458 mm. Nótese que los valores de agua de riego propuestos por HIDROMORE no se traducen en percolación, debido a que FAO56 establece un máximo de aportación de agua que llega al límite del RAW. Ello se traduce en un uso más ajustado del agua del riego, sin que se produzcan pérdidas inútiles por un exceso de agua.



*Figura 8-31. Mapa de agua de riego acumulada en 2002 resultante de HIDROMORE. Sólo tienen valores los píxeles de la clase regadío.*

Desde un punto de vista crítico, es importante señalar la fuerte dependencia de estos mapas con la distribución de los valores de suelo  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ , que a su vez

determinan el TAW, RAW, TEW y REW. Estos valores se distribuyen espacialmente en forma de cuadrícula de  $3 \times 3 \text{ km}^2$ , discordante con la resolución espacial de los mapas. El resultado cartográfico produce por tanto un efecto visual de ‘cuadrículado’ derivado de esa distribución. En efecto, en bastantes cuadros de la malla, el TEW y el TAW son muy bajos (por poca diferencia entre  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  o por valores muy bajos de ambos en el nivel superficial), por lo que resulta una evapotranspiración ajustada muy baja, coincidente con una percolación alta (figura 8-32). Este aspecto reitera la idea de la dependencia del modelo con los valores  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ ; y además, al tratarse de una aplicación distribuida, de la elección de la unidad mínima de suelo, que provoca el fuerte teselado de los mapas resultantes.

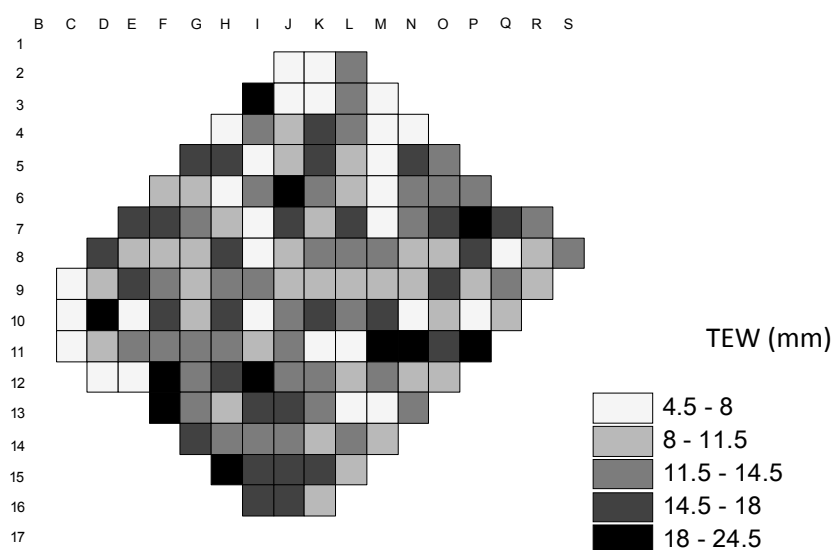
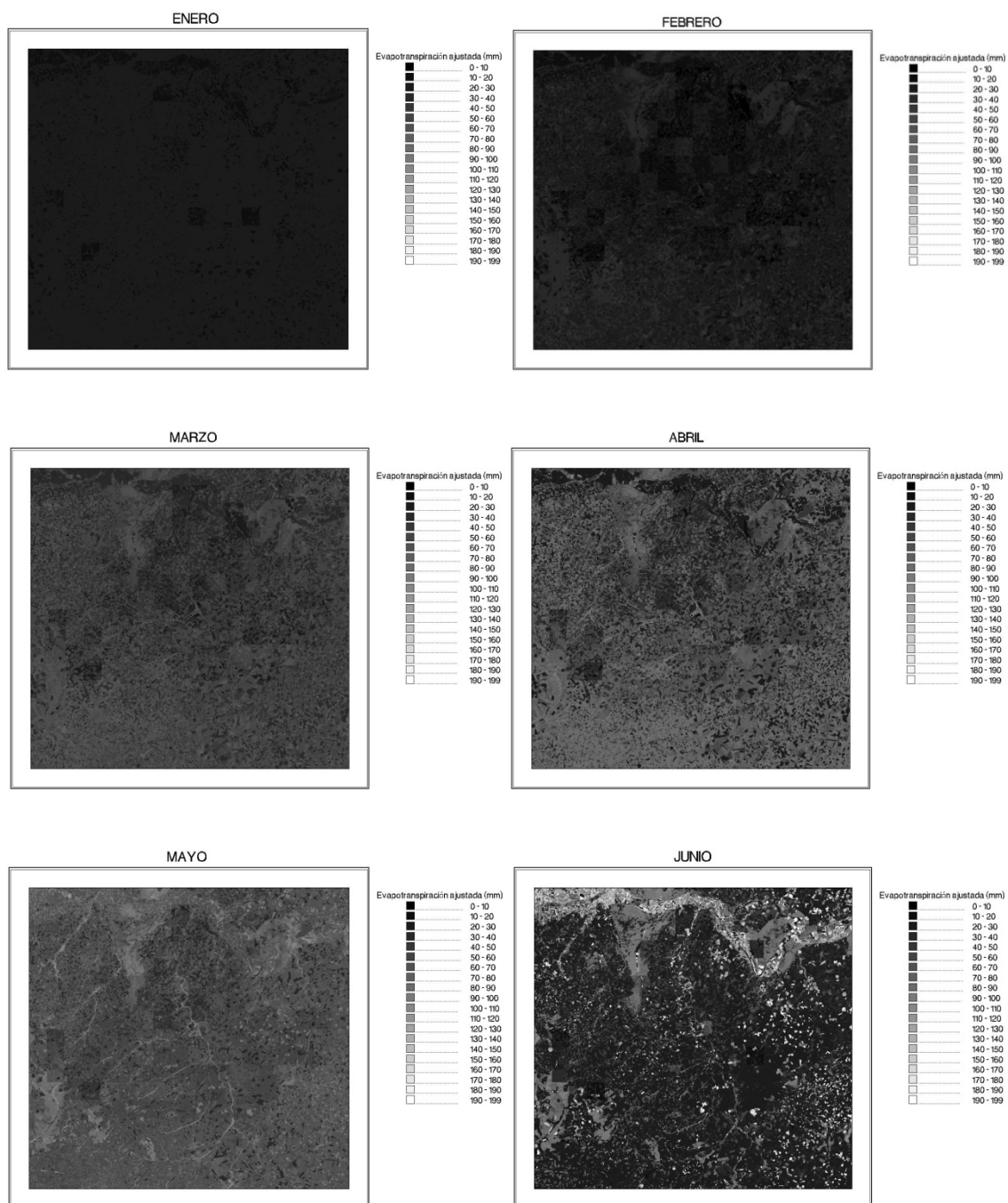


Figura 8-32. Valores distribuidos de TEW con el muestreo de malla  $3 \times 3 \text{ km}^2$ .

### 8.4.2. Mapas de resultados acumulados mensuales

Para cada mes resulta un mapa de evapotranspiración ajustada acumulada mensual (figura 8-33). El color negro de los meses de otoño e invierno indica la nula evapotranspiración en esos meses, con valores por debajo de los 20 mm. Se observan valores moderadamente altos para las zonas de secano durante la primavera (marzo, abril y mayo) y muy altos para los cultivos de regadío en verano (julio y agosto). Las zonas forestales presentan una evapotranspiración moderada pero constante durante un período más extenso, entre los meses de marzo a julio.

## RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE



*Figura 8-33. Mapas de evapotranspiración ajustada mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE.*

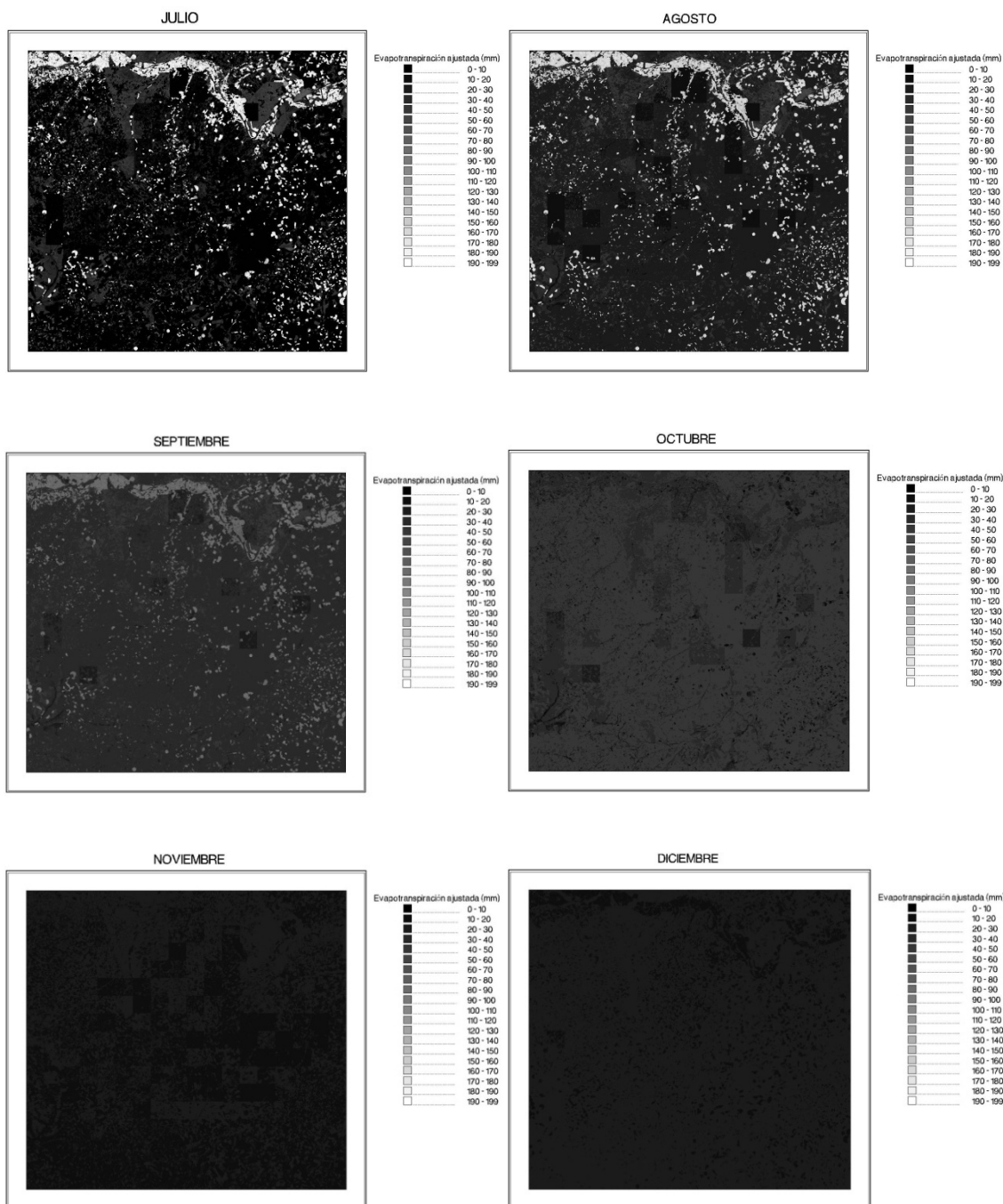


Figura 8-33 (continuación). Mapas de evapotranspiración ajustada mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE

En la figura 8-34 se indica la evolución de los valores de evapotranspiración ajustada para las clases de secano, regadío, viña y forestal-pradera mes a mes. Los valores se han extraído de estos mapas mediante herramientas SIG y los recintos del mapa de clases. La evolución de la curva anual de la evapotranspiración ajustada para

cada clase discriminada mediante este método es coincidente con los resultados estación a estación de HIDROMORE, salvo por el hecho de que la clase de regadío no se puede comparar con ninguna estación. Son precisamente las zonas de regadío las que resultan con una mayor evapotranspiración ajustada, coincidiendo con los máximos de temperatura veraniegos y la aportación de agua de riego. El máximo de evapotranspiración en esas fechas es mucho mayor que el resto de clases con ciclo espontáneo de crecimiento, que presentan un mínimo en la sequía estival. En concreto, es la viña la que menor evapotranspiración muestra. Resulta curioso que las mayores deficiencias hídricas de la vid se produzcan de finales de mayo en adelante, coincidiendo con la etapa de su desarrollo vegetativo. Las estrategias de supervivencia de estas plantas en una zona de escasas precipitaciones y suelos muy arenosos son diversas, favorecidas por un marco de plantación y una poda muy conservativos. Las raíces juegan un importantísimo papel de reserva de agua y mantenimiento del vigor en la época de déficit estival. Es práctica extendida en la zona, por otra parte, la poda en verde a finales de primavera e incluso en verano, es decir, la eliminación de parte verde y libre de la planta a favor del rendimiento y calidad de la uva. Se reduce el vigor de la planta pero se mejora la fructificación. Probablemente las especiales características de la viña se traducen en valores más amplios de profundidad y área de suelo explorable por las raíces que la profundidad contemplada en el modelo, lo que sugiere una mayor investigación en este cultivo tan adaptado a la situación de sequía.

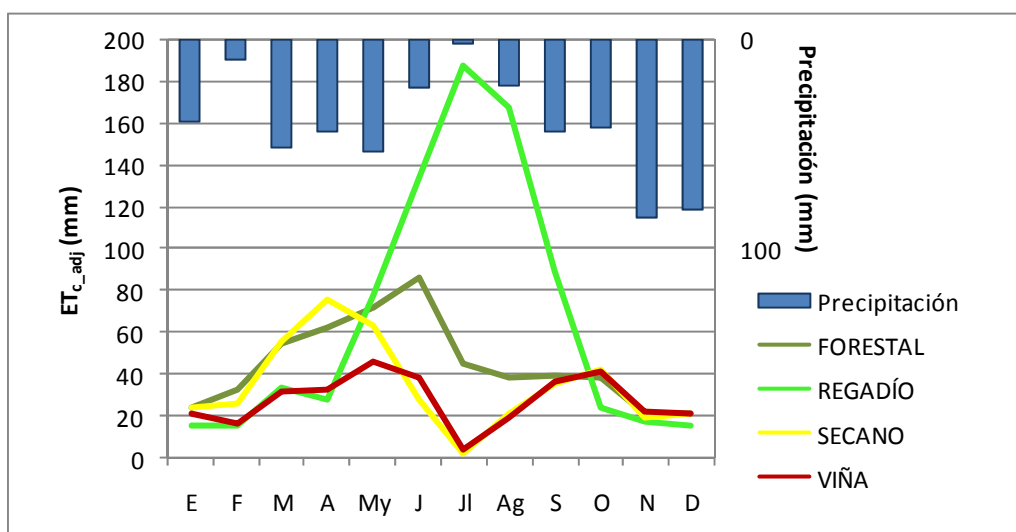


Figura 8-34. Evolución de la evapotranspiración ajustada mensual según los resultados del modelo para las clases forestal-pradera, regadío, secano y viña. Se indica también la precipitación mensual.

La clase forestal-pradera presenta un comportamiento similar al de la viña, con máximos de evapotranspiración a finales de primavera, pues, al igual que ella, las reservas de agua y una mayor penetración de raíces le permiten prolongar el período

vegetativo. La cantidad de agua evapotranspirada es algo mayor, debido a la mayor capacidad de retención de los suelos forestales. Además, no debe perderse de vista el hecho de que estas zonas conviven con herbáceas de pastizal y se sitúan en fondo de valle con humedad incluso en verano, lo que permite su actividad hasta fechas más avanzadas. El secano tiene un mayor adelanto temporal en los máximos de evapotranspiración, ya que estas plantas realizan su germinación y desarrollo merced a las lluvias primaverales, y su maduración y cosecha se producen entre el fin de la primavera y el comienzo del verano.

Los mapas de percolación acumulada mensual resultantes de HIDROMORE se indican en la figura 8-35. Al igual que en los mapas anteriores, el color negro indica escasa o nula percolación. Son mapas muy relacionados con la precipitación, ya que sólo se produce percolación cuando hay excedente de agua, coincidiendo con lluvias y escasa actividad vegetal. Puede resultar sorprendente la diferencia entre enero y diciembre, que es debida a que el mes de diciembre de 2001 fue excepcionalmente seco (2.4 mm en la estación de Villamor).

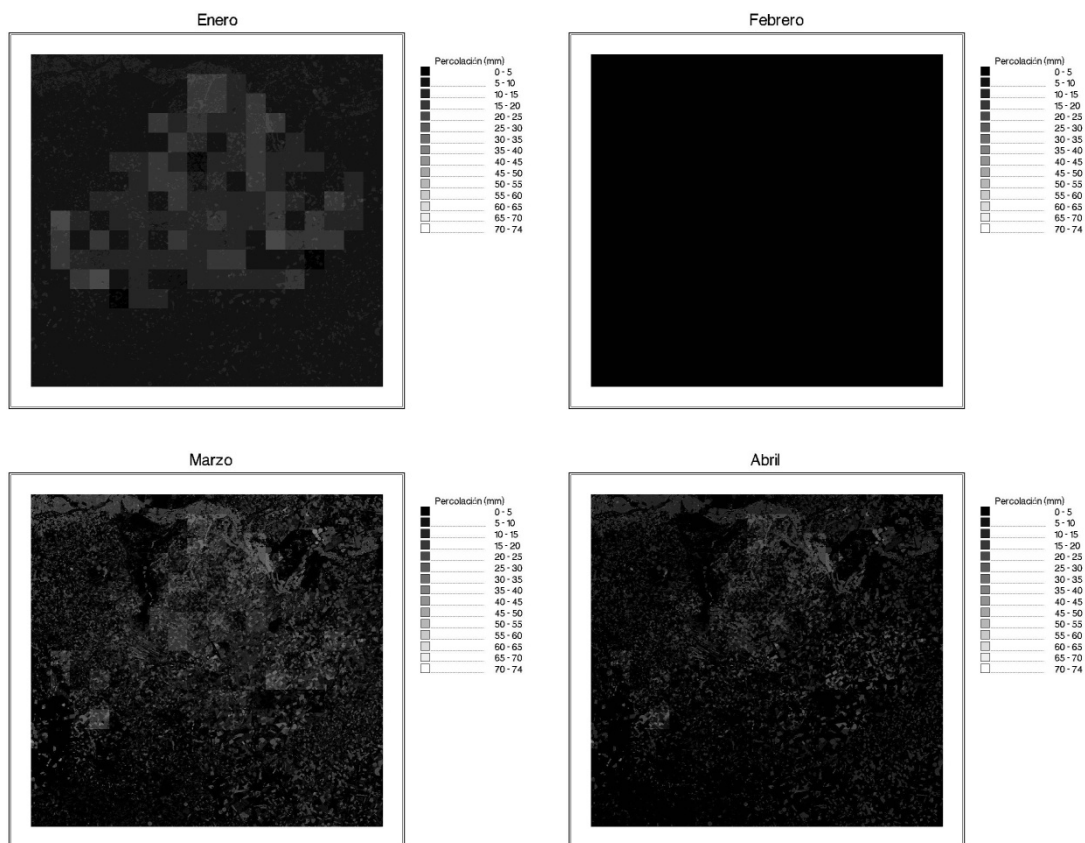


Figura 8-35. Mapas de percolación mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE.

## RESULTADOS DE LA APLICACIÓN DE HIDROMORE

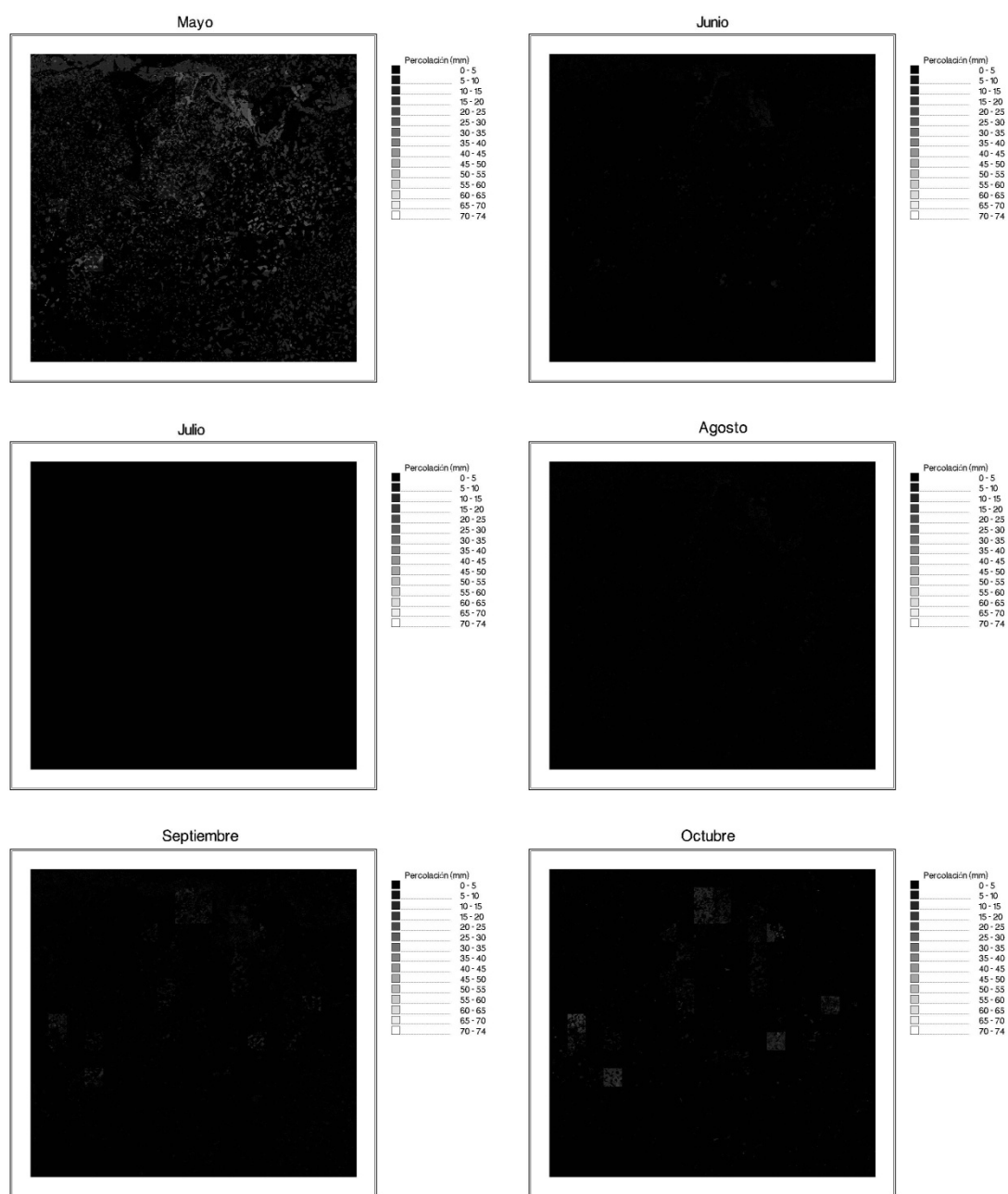


Figura 8-35 (continuación). Mapas de percolación mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE.

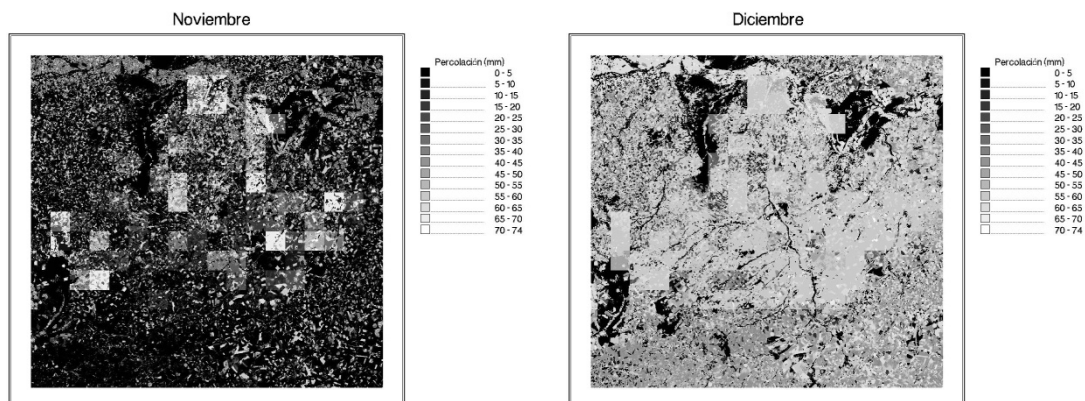


Figura 8-35 (continuación). Mapas de percolación mensual, de enero a diciembre de 2002, resultantes de HIDROMORE.

Los meses de invierno presentan una fuerte teselación debido a los valores de suelo. Como se ha explicado, la percolación se considera como la lámina de agua que excede a la capacidad de campo, representada ésta en el mapa de la figura 8-36.

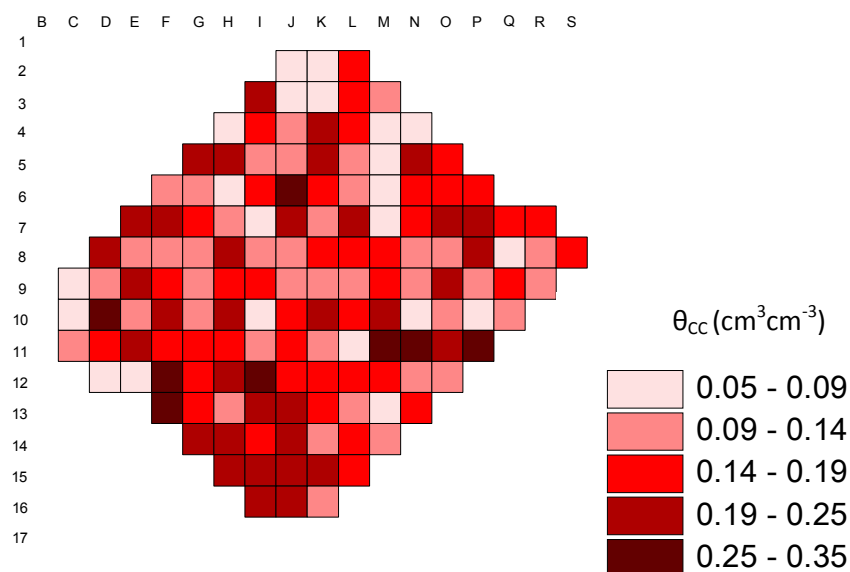


Figura 8-36. Valores distribuidos de  $\theta_{CC}$  superficial con el muestreo de malla  $3 \times 3 \text{ km}^2$ .

Los suelos con valores bajos de  $\theta_{CC}$  presentan una percolación alta asociada a la precipitación, que es fuerte en invierno, y además tienen en estas fechas nula cobertura vegetal. A igual precipitación, los suelos con baja  $\theta_{CC}$  producen mayor percolación. Algo similar ocurre en el mes de febrero pero a la inversa, ya que en este mes, para el



año de estudio, hay muy poca precipitación, por lo que los valores de percolación se encuentran entre 0 y 5 mm. En los meses de verano, por la ausencia de lluvias, los valores están también por debajo de este umbral. Obsérvense, por el contrario, los meses de noviembre y diciembre, también teselados pero con valores más altos de percolación debido a la mayor incidencia de la lluvia.

En la figura 8-37 se indica la evolución de los valores de percolación para las clases de secano, regadío, viña y forestal-pradera mes a mes. Como ya se había observado en los valores acumulados anuales, las coberturas con más percolación son las de regadío y viña, coincidiendo en el tiempo con los máximos de precipitación de los períodos de lluvias de primavera e invierno. La clase forestal-pradera, debido a su comportamiento vegetativo más uniforme y activo, a la interceptación del follaje y al tipo de suelo sobre los que se desarrolla, presenta los valores mínimos de percolación, constantes todo el año.

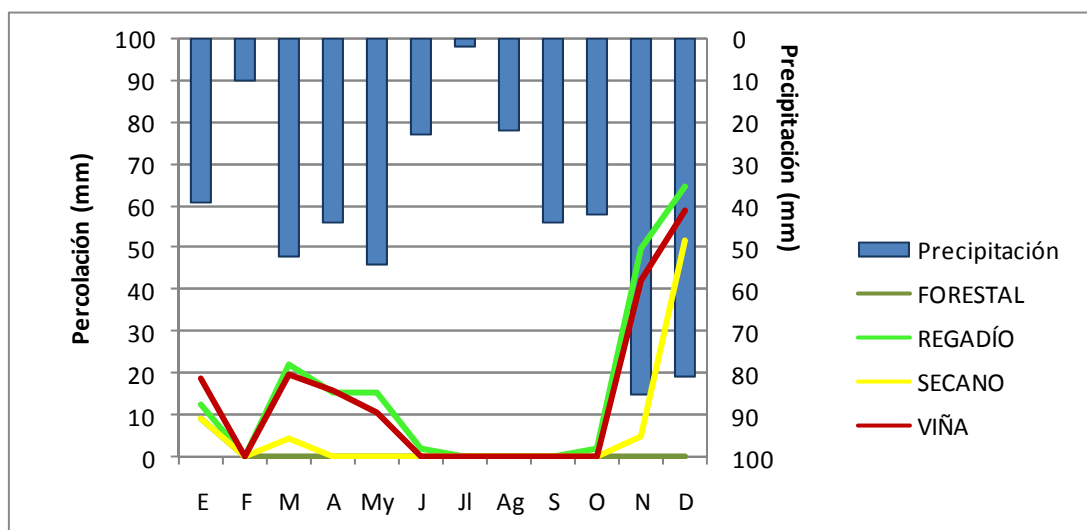


Figura 8-37. Evolución de la percolación mensual según los resultados HIDROMORE para las coberturas forestal-pradera, regadío, secano y viña. Se indica también la precipitación mensual.

Finalmente, al igual que con el resto de variables, HIDROMORE permite elaborar un mapa de aportación teórica de agua de riego mensual por cada píxel (figura 8-38). Como el calendario de riego veraniego para la zona se establece desde el 15 de mayo al 12 de septiembre, sólo existen mapas de riego para los meses comprendidos durante ese período. La aportación de riego se ha calculado según el balance hídrico para evitar el estrés del cultivo. En la figura 8-39 se indica la evolución de los valores acumulados mensuales de riego para la cobertura de regadío, donde se observa que las

mayores necesidades de agua se producen en el mes de julio, máximo de temperatura y rendimiento.

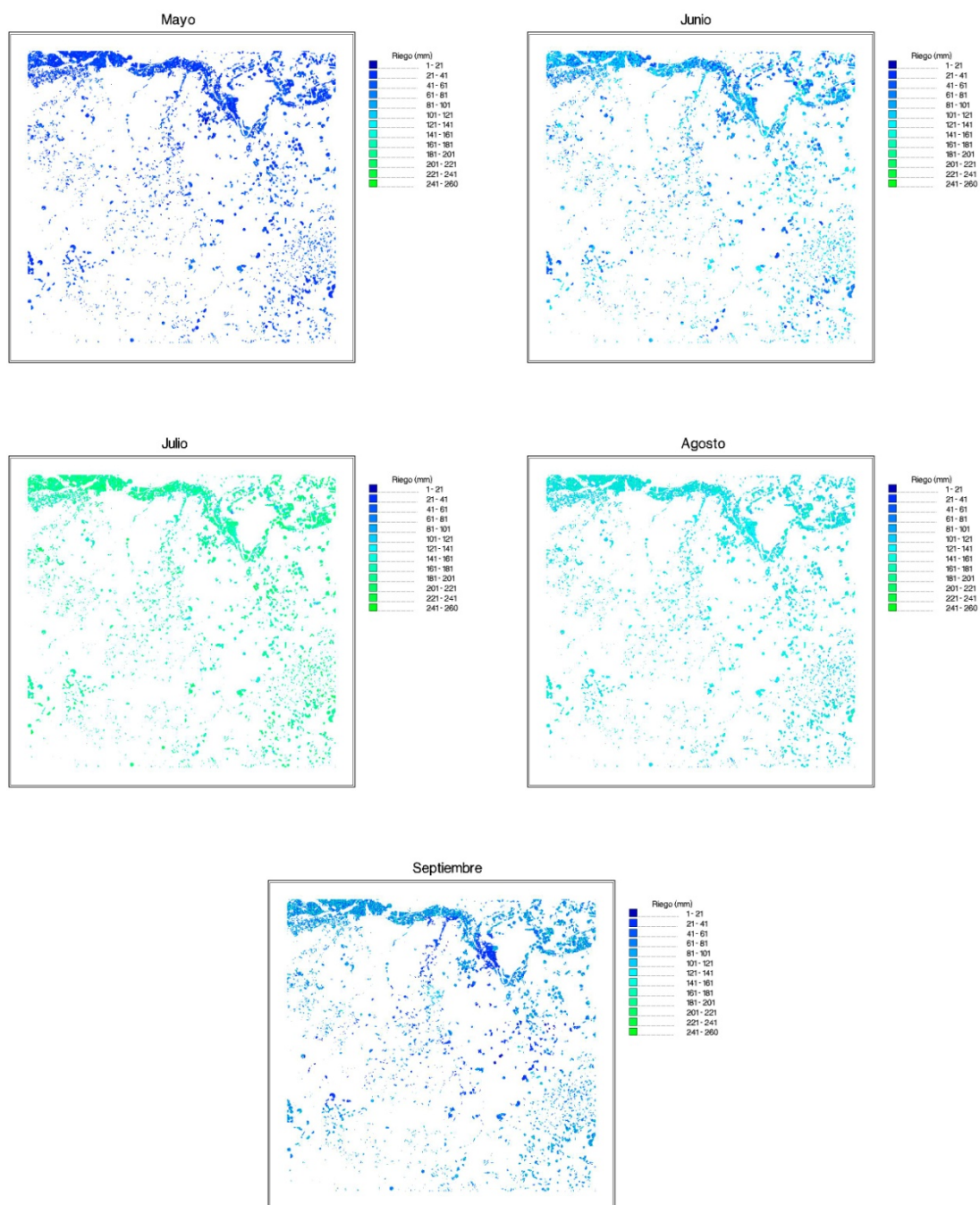


Figura 8-38. Mapas de riego MENSUAL de mayo a septiembre de 2002 resultantes de HIDROMORE.

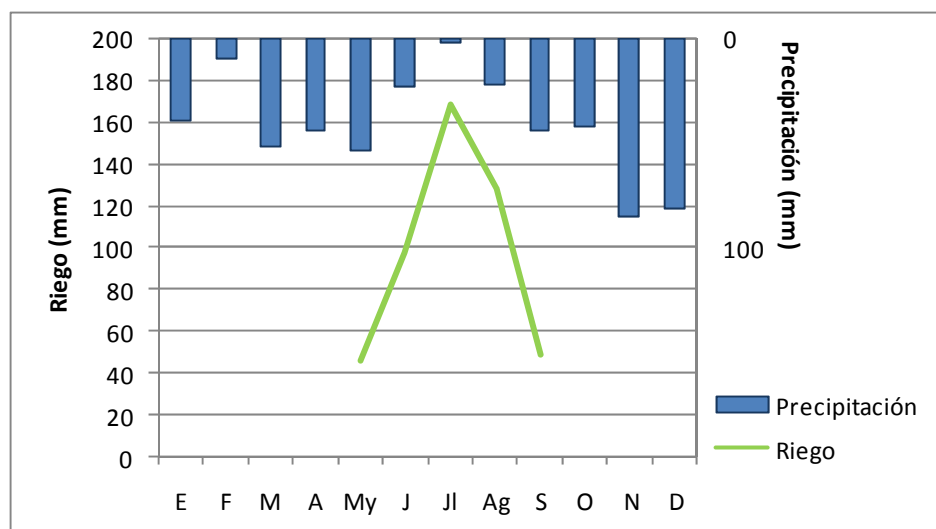


Figura 8-39. Evolución de la aportación de riego mensual (mm) según los resultados HIDROMORE para la clase de regadío. Se indica también la precipitación mensual.

## 8.5. Discusión

- El modelo FAO56 y la relación NDVI- $K_{cb}$ .

La combinación de un modelo hidrológico con métodos de teledetección ha sido el hilo conductor de este trabajo. En una gran cantidad de estudios se estima la evapotranspiración a escala regional a partir de modelos físicos que tienen en cuenta factores aerodinámicos y flujos de energía. Han sido utilizados, especialmente, Metric y SEBAL, a veces como paso previo de cálculo de evapotranspiración para un balance hídrico posterior (Allen et al., 2005). El objetivo compartido de muchos de estos trabajos consiste en utilizar la aplicación como herramienta para calcular ratios de riego e inferir agotamiento y recarga en las zonas regadas. En la presente aplicación se ha recurrido al modelo de coeficiente dual de FAO56 para estimar tasas diarias de evapotranspiración y humedad de suelo, en combinación con las imágenes Landsat ETM+, desde las que se estima el coeficiente de cultivo dual a través de su relación con el índice de vegetación y permiten operativamente la distribución espacial del balance. El método FAO56 se limita generalmente a aplicaciones con cultivos, aunque puede ser aplicado a vegetación natural con una mayor incertidumbre del coeficiente de cultivo (Allen et al., 2005). Esta afirmación es plenamente corroborada en los resultados del presente estudio: los mejores resultados en la caracterización y estimación de la

humedad de suelo se producen sobre coberturas agrícolas, especialmente las herbáceas de secano.

Es difícil establecer comparativas entre los resultados de evapotranspiración ajustada mediante modelos físicos, modelos de balance y la medida directamente mediante lisímetros u otro procedimiento de campo. Tampoco es fácil decidir cuál es mejor. Bastiaanssen et al. (2005), creadores del modelo SEBAL, establecen la precisión a escala diaria en un 85% respecto a la estimación directa en campo, y del 96% para escala anual. En un estudio comparativo, Allen et al. (2005) demuestran que la evapotranspiración ajustada predicha por el método FAO56 es entre un 30% y un 60% mayor para cultivos de regadío que la estimada por SEBAL. En el presente trabajo no se pretende comparar la precisión del sistema HIDROMORE frente a otros modelos, pero sí validar sus resultados de humedad de suelo respecto a medidas directas. Para aplicaciones operativas de manejo y gestión del agua, se recomienda el método FAO56 en muchos países (Courault et al., 2005), sin embargo, las condiciones de la cobertura vegetal y la atmósfera pueden variar muy rápidamente a lo largo de lapsos de tiempo muy cortos, y los coeficientes de cultivo han de contemplar también variaciones de las raíces y la planta. Por eso la integración de imágenes de satélite contribuye a mejorar la descripción de la evolución temporal de muchos parámetros del modelo. Además, como afirman Hunsaker et al. (2003), como el coeficiente de cultivo determinado por las imágenes refleja el desarrollo real de la planta, no es necesario hacer un ajuste de las curvas convencionales para adaptarlas a otras condiciones diferentes a las óptimas para las que fueron establecidas. Esto se ha comprobado en el presente trabajo al verificar un diferente comportamiento de las curvas del coeficiente basal para coberturas de una misma clase en diferentes zonas.

Las imágenes producen valores instantáneos correspondientes al momento del paso del satélite (Allen, 2000), por lo que pueden ser de utilidad en la descripción de los valores, también instantáneos, de los parámetros de vegetación y del consumo evapotranspirativo; pero también de su evolución. Los resultados son además en forma distribuida y pueden ser utilizados nuevamente en modelos sucesivos para calcular otros parámetros, como agua de riego, recarga de acuíferos o modelos de inversión.

Si bien la evolución del NDVI se relaciona con la evolución del  $K_{cb}$ , y la introducción de la serie multitemporal de índices mejora la descripción del mismo respecto a los valores tabulados de FAO56, algunos autores (Tasumi et al., 2005a) señalan que las variaciones de las curvas de  $K_{cb}$  son sustancialmente mayores que las del NDVI, especialmente en las fases inicial y de desarrollo. La repercusión de este efecto es mayor sobre la evapotranspiración que en la humedad, como ha quedado de manifiesto en la comparación de las curvas de humedad de suelo frente al coeficiente de cultivo. Una alta resolución temporal ayudaría a resolver este problema, si bien el equilibrio entre resolución temporal y espacial es compleja de resolver, ya que son difícilmente compatibles. La escala de aplicación de la metodología  $K_cET_0$  se restringe a la capacidad de extrapolación de los datos climáticos, fundamentalmente, y se puede extender hasta 100-200 km (Allen et al., 1998; Allen et al., 2005). La escala de la

presente aplicación se adapta perfectamente a esos límites y a la escala de las imágenes Landsat (aproximadamente equiparable a 1:100000), pero sería deseable un mayor nivel de distribución de los datos climáticos.

Cabe reseñar que el RMSE obtenido en la humedad media de la zona (2 vol%) mejora incluso los límites previstos para otro tipo de estimaciones de humedad de suelo mediante teledetección, como el programa SMOS (*Soil Moisture and Ocean Salinity, European Space Agency*), a la misma escala espacial que la presente. En éste, la precisión esperada en la determinación de la humedad se cifra en 4 vol% (Panciera et al., 2009).

En un trabajo sobre las relaciones entre NDVI, LAI y  $K_{cb}$  para trigo, Duchemin et al. (2006) explican que, pese a la saturación de NDVI para valores altos de LAI, este problema no es crítico para la estimación de la transpiración de la planta, y por tanto una relación lineal entre NDVI y  $K_{cb}$ , tal y como la usada en el presente trabajo, proporciona una buena precisión, que ellos estiman en un error del 15%. Los parámetros de la relación lineal NDVI- $K_{cb}$  pueden variar bastante debido a la inconsistencia en el NDVI. Er-Raki et al. (2007), en una aplicación del modelo FAO56 comparando los resultados de evapotranspiración ajustada tras aplicar los coeficientes basales tabulados frente a los coeficientes obtenidos con el NDVI, demuestran que es necesaria una calibración local de dicha relación, tras la cual la estimación mejora. Puesto que el establecimiento de relaciones estándar para todas las clases de coberturas vegetales es todavía un campo de investigación, se ha aplicado una única ecuación general para herbáceas derivada de la relación, transformada a gramíneas, de Bausch y Neale (1987). Esta relación ha sido evaluada, con radiometría de campo, en González-Piqueras (2006), y resulta adecuada, pues si bien el número de imágenes aquí usado es insuficiente para describir el comportamiento anual del coeficiente de cultivo, se ha encontrado una buena correlación entre los NDVIs procedentes de la serie Landsat y los NDVIs de campo de aquél. No obstante, es pertinente sugerir una mejor caracterización de la relación, que pasaría por una calibración local de la misma para los cultivos herbáceos y su extensión a otro tipo de coberturas (por ejemplo, leñosas).

Respecto a la calibración y corrección atmosférica de las imágenes, al igual que en otros trabajos (Guyot y Gu, 1994; Dinguirard y Slater, 1999), se ha encontrado una fuerte relación lineal entre NDVIs en el techo de la atmósfera y NDVIs terreno. A pesar de ello, el proceso de corrección es pertinente pues garantiza la consistencia entre observaciones campo y satélite, lo que redundará en un uso más seguro del  $K_{cb}$  procedente de las imágenes remotas (Duchemin et al., 2006).

- Rendimiento de la aplicación y del propio procedimiento de validación.

El coeficiente de correlación  $R$ , el *Agreement Index*, AI y el error medio cuadrático, RMSE son herramientas numéricas usadas frecuentemente en las aplicaciones de modelos hidrológicos para la validación y verificación de la calidad del

modelo. En una aplicación muy similar a la presente, que utiliza el modelo THESEUS (Wegehenkel, 2002; Wegehenkel y Kersebaum, 2005), la validación se realiza asimismo mediante la comparación con contenidos de agua procedentes de tres parcelas medidos con TDR. El coeficiente de correlación que encuentran es de 0.71 entre modelo y observación, con un error medio cuadrático de 3.11 vol%. Diekküger et al. (1995) establecen la calidad de los datos simulados del modelo con un RMSE entre contenidos de humedad observados y simulados entre 2 y 12.6 vol%. En otra similar aplicación, Zhang y Wegehenkel (2006) calculan contenido de agua de suelo y evapotranspiración a partir de un modelo de balance distribuido. Usando también el RMSE como herramienta de validación, obtienen un valor del mismo entre humedad observada (TDR y gravimétrica a lo largo de cinco años) y estimada entre 0.029 y 0.061  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ , valores totalmente coincidentes con los de este trabajo. También coinciden los valores que ellos obtienen de AI, entre 0.52 y 0.87, y de coeficiente de correlación (entre 0.39 y 0.77). En otros trabajos se repiten estos límites generales del RMSE y el AI entre modelo y observación: entre 0.01 y 0.13  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  para el primero y 0.26 y 0.78 para el segundo (Vanclooster y Boesten, 2000; Jalota y Arora, 2002).

En el estudio realizado en REMEDHUS se obtiene un rango de RMSE de todas las estaciones entre 0.01 y 0.06  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ , con una media total de 0.02  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$ . El coeficiente de correlación varía entre 0.30 y 0.90, con un valor para la media de humedad de todas ellas de 0.82 (superficial) y 0.90 (promedio del perfil de la estación). AI varía entre 0.28 y 0.95, con un valor para la media de humedad de las estaciones de 0.90 (superficial) y 0.82 (promedio del perfil de la estación). Todo ello indica que de la humedad estimada por HIDROMORE, a la luz de las cifras obtenidas en otros trabajos, se sitúa en un alto rango de calidad.

En términos generales, los resultados de humedad de HIDROMORE describen correctamente el comportamiento de la humedad estimada, pero con una subestimación de los valores respecto a la humedad observada. En promedio para todas las estaciones, el residuo entre humedad observada y estimada es de 0.06  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  tanto para la humedad superficial como la media del perfil y un RMSE de 0.02  $\text{cm}^3\text{cm}^{-3}$  para ambos niveles. En un trabajo previo realizado con HIDROMORE en Castilla-La Mancha con una estación lisimétrica de control (Rubio et al., 2004), esta subestimación de las tasas de contenido de agua de suelo e infiltración ya había sido observada. En aquél caso, la razón se explicaba porque el valor de agua irrigada nominal usada en el modelo era menor que los valores de riego reales. También en ese trabajo, tal y como ha ocurrido en el presente, se indica que las predicciones del modelo son insensibles al valor inicial asumido para la cantidad de agua almacenada en el suelo, y después de varios días del comienzo de la simulación (especialmente tras lluvias intensas, que tienen el efecto de “borrar la memoria” del proceso anterior) el contenido de agua evoluciona independientemente de los valores iniciales.

Son factibles varias apreciaciones sobre el propio proceso de validación. En primer lugar, hay que señalar que la variable diagnóstica que se usa en la verificación de HIDROMORE es la humedad de suelo de las estaciones REMEDHUS, que han

demostrado ser valores representativos del funcionamiento de la dinámica hidrológica de los suelos de la zona de estudio (Martínez-Fernández y Ceballos, 2003) y presentan una distribución espacial adecuada a la escala de aplicación, aunque su escala temporal sea diferente a la del modelo. Sin embargo, se ha observado que una estratificación de los valores de humedad a lo largo de las diferentes profundidades del perfil no redonda en una mejor verificación del modelo, ya que la variabilidad es grande. El valor promedio es adecuado para la comprobación y resulta representativo en lugar de las cuatro profundidades observadas. Por otra parte, del análisis de sensibilidad se desprende que el establecimiento de unos límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  ajustados a los valores promedio del perfil no mejora de forma relevante la estimación de humedad.

En segundo lugar, los datos de entrada de la aplicación tienen intervalo diario en los datos climáticos; pero los datos imagen están mucho más espaciados temporalmente, así como la humedad observada para la verificación. Sin embargo, el modelo produce estimaciones diarias de evapotranspiración y contenido de humedad. Datos diarios de observación de humedad contribuirían a una mayor robustez del estudio estadístico de los resultados del modelo (coeficiente de correlación, AI y residuos), y es una línea de investigación sobre la que se está trabajando actualmente mediante la instalación en la zona de estaciones de observación de humedad con intervalo horario.

En tercer y último lugar, pero no menos importante, hay que señalar que se ha procedido a comparar datos cuya escala espacial es diferente. Por un lado, el modelo simula humedad para un suelo homogéneo cuyo tamaño mínimo es de alrededor de 1 ha (considerando una geolocalización efectiva de 3x3 píxeles Landsat), en el que suponemos unas condiciones de precipitación y demanda evaporativa de la atmósfera iguales para toda la zona a partir de la única estación de Villamor. También la evolución de la cubierta vegetal es la descrita por la evolución de un parámetro derivado de los índices de vegetación a la escala espacial mínima de 1 ha. Sin embargo, los datos de humedad observados en los perfiles corresponden a una escala espacial de proximadamente 1 m<sup>2</sup>. Dada la localización de las estaciones en determinados tipos de cubierta puede que el perfil de raíces no sea equivalente al supuesto en la parametrización, así como pueden producirse variaciones locales de precipitación y temperatura.

▪ Resultados de humedad y relación con las clases y tipos de suelo.

En el ya citado estudio sobre la estabilidad espacio/temporal de las estaciones REMEDHUS durante varios años, Martínez-Fernández y Ceballos (2003) demuestran el considerable grado de consistencia espacial y temporal de la red. El comportamiento medio de la humedad es bastante homogéneo en todas ellas, con la salvedad de las estaciones de fondo de valle. La media de humedad estimada de todas las estaciones presenta, por tanto, un índice de correlación muy fuerte con la media observada de todas ellas, y mejora aún más cuando se agrupa la humedad de las estaciones de secano.

De forma general, en las estaciones se ha observado una humedad del suelo (especialmente en el promedio de todo el perfil) mayor que los límites de agua disponibles para la planta. Es decir, el suelo presenta superávit hídrico, expresado éste como mayor contenido de humedad de suelo que  $\theta_{CC}$  (Martínez-Fernández et al., 2007). Nueve estaciones presentan superávit hídrico durante todo el año, siete estaciones lo tienen todo el año salvo los meses de verano, dos estaciones en algún período más del año además de estos meses, y cuatro estaciones tienen una humedad situada en el citado intervalo. Sólo una estación presenta valores de humedad por debajo del intervalo marcado inferiormente por el contenido de agua en el punto de marchitez.

Como comprueban Eitzinger et al. (2002) al constatar una sobreestimación de la evapotranspiración ajustada mediante el modelo FAO56, el uso del agua que hacen las raíces debe ser estudiado detalladamente para no caer en la sobreestimación del valor de la transpiración de las plantas, ya que no todo el agua disponible a profundidad de suelo es aprovechable por ellas. Es probable que esta sobreestimación de la evapotranspiración ajustada redunde en unos valores de humedad estimada más bajos de los reales, como aquí ocurre. Sorprende en el presente estudio el hecho recurrente de que siendo una zona agrícola (viña y cereal) siempre exista un contenido de agua medio en el suelo que exceda el límite de marchitez para la planta. En otras palabras, pese a ser una zona semiárida, el depósito de agua siempre se mantiene con reservas, impidiendo el agotamiento total. En las estaciones de herbáceas, ello es justificable por dos razones. La primera, porque las raíces no llegan a consumir el agua a niveles profundos debido a su longitud más corta. La segunda, que en la estación seca no hay consumo de agua ya que las plantas se han cosechado y el suelo se labra para conservar el agua, con lo cual permanece un depósito constante de agua hasta el ciclo siguiente.

Precisamente esta situación ya había sido constatada en la zona de estudio en el trabajo de Martínez-Fernández et al. (2007) con herbáceas frente a coberturas de árboles y suelo desnudo. En efecto, en este estudio de varios años se comprueba que el suelo que mayor contenido de agua conserva a lo largo del año corresponde a la cobertura de herbáceas. Se podría concluir que el uso agrícola del suelo, paradójicamente, contribuye a una mayor conservación de humedad en zonas como la presente.

En relación con el viñedo es más complicado dar una explicación a este efecto. En una zona con déficit hídrico de varios meses, coincidente con la actividad vegetativa de las plantas, sucede que las plantas no llegan a agotar con sus raíces toda la humedad disponible. Una posible explicación a este hecho se relaciona con la geometría del tradicional marco extensivo de plantación de viñas en esta zona y el volumen de suelo explorable por las raíces. Todas las plantaciones de viña en las que se ha establecido una estación tienen un marco de vaso de  $3 \times 3 \text{ m}^2$  (figura 8-40). Ello induce a pensar que con esa distribución las raíces evitan la competencia de las plantas vecinas y no agotan el contenido de humedad del suelo, imprescindible para su desarrollo en las condiciones secas del verano. En otros estudios (Zeeman, 1977) se ha comprobado que los viñedos en secano son más resistentes a la sequía con filas separadas 3 m que con las filas separadas 1.5 m. Si las plantas estuvieran en espaldera, con menor espacio entre plantas



y raíces, el consumo sería mucho mayor, agotando el agua del suelo y necesitando probablemente un riego auxiliar.



Figura 8-40. Marco de plantación de viña en las estaciones E10 y H7.

La humedad observada presenta valores más altos que los estimados por el modelo, en términos generales. Cabría esperar, como resulta de la aplicación de un balance de agua, que este superávit de contenido de agua se tradujera en percolación hacia capas inferiores, pero se comprueba que el contenido de humedad se conserva en el suelo y tiene un efecto de depósito que se prolonga hasta el otoño. En la zona de estudio, este comportamiento se explica además por la presencia en algunos suelos de un horizonte arcilloso por debajo de 0.5 m de profundidad, que retiene el agua y frena su descenso. Este horizonte ha sido observado en numerosas estaciones en la instalación de las sondas de humedad y se corrobora por el análisis de la textura de los horizontes de cada perfil y el estudio edafológico de la zona. En general, salvo zonas de fondo de valle, los perfiles de suelo de esta zona presentan una heterogeneidad consistente en una textura más gruesa en las capas superiores y más fina en los horizontes medios e inferiores (Ceballos et al., 2005). Por tanto, se producen altas tasas de infiltración y bajas fuerzas de retención de agua en la parte superior y justo al contrario en el horizonte inmediatamente inferior.

El estudio de los resultados de la humedad estimada sugiere una diferente parametrización de los valores máximo y mínimo de humedad de suelo en el algoritmo de estimación de humedad. Es decir, tomar otros parámetros en lugar del contenido de agua a capacidad de campo y en el punto de marchitez, o, mejor aún, conseguir un cálculo de la humedad directo y no a través de la diferencia con unos valores límite. Como ejercicio heurístico se ha recalculado la humedad estimada de varias estaciones tomando los valores de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  reescalados a un valor más alto. En concreto, se ha aumentado en  $0.06 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ , valor empírico que resulta del promedio, para todas las estaciones, de los residuos entre humedad estimada y humedad observada. Tras el ajuste

de este factor, los residuos disminuirían y el valor de humedad estimada se aproximaría al de la observada hasta casi coincidir (figura 8-41). En los dos ejemplos, de viña y secano, los residuos pasan, para toda la curva anual, de  $0.09 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  y  $0.05 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  a  $0.04 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  y  $0.02 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$  respectivamente.

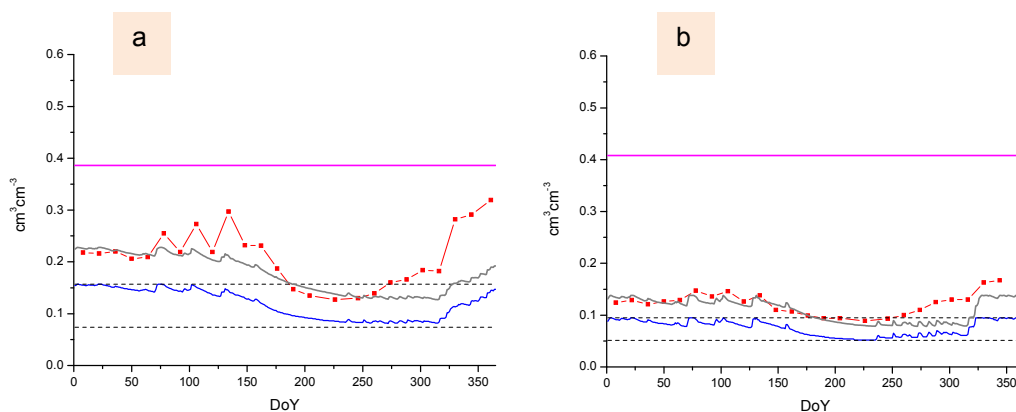


Figura 8-41. Resultado de humedad estimada tras la corrección de los valores de  $\vartheta_{CC}$  y  $\vartheta_{PM}$  (en sus valores promedio del perfil). Humedad observada, en rojo; humedad estimada original, en azul; humedad estimada corregida, en gris. Estaciones (a) E10, (viña) y (b) M5 (secano).

#### ▪ Resultados cartográficos

La aplicación produce mapas en los que prevalece la rápida interpretación del parámetro representado sobre cualquier otra capacidad semiótica cartográfica. Debido a su formato *raster* son simples, pero muy útiles en la comprensión de los valores y distribución espacial del parámetro hidrológico. Facilitan el estudio regional, pero también hacen posible, por su resolución, el aumento de escala hasta prácticamente la parcela.

Cabría reseñar dos aspectos mejorables de estos mapas. El primero es resolver la teselación que se produce como consecuencia de la distribución espacial de los datos de suelo. Si bien este efecto es elocuente en sí mismo al manifestar esa fuerte dependencia, el efecto estético es mejorable. Se podría recurrir a un suavizado mediante filtros de paso bajo, a una reclasificación de los valores numéricos o a una vectorización y/o interpolado. También se podría partir de un *input* de valores de  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura distribuidos a partir de un mapa de suelos, lo cual es metodológicamente complejo ya que los mapas de suelo se realizan mediante interpretaciones cualitativas. En cualquier caso es un paso complejo de resolver, pues estos valores no presentan un patrón espacial coherente y su variabilidad local es muy aleatoria y prolija. En la presente aplicación se ha preferido no manipular ni la cuadrícula *input* ni el resultado de los mapas.

Otra mejora, sobre la que se está trabajando actualmente, es la de incluir mapas de humedad de suelo con las mismas características que el resto de mapas. Asimismo se está implementando una aplicación en red que permitiría a un potencial usuario la lectura de los valores del balance en cualquier momento del ciclo y parcela de la zona de estudio.



## 9. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

Resulta difícil resumir en unas cuantas ideas las conclusiones del trabajo. La base de datos utilizada en la aplicación es diversa, desde el conjunto de imágenes y los mapas a los datos de suelo y climáticos. Los resultados también son variados, tanto puntuales como distribuidos espacialmente; y también lo son los diferentes enfoques del análisis de los mismos. Por ello se ha decidido agrupar las conclusiones en torno a las partes más relevantes de la aplicación, bien por la propia metodología, bien por el interés de los resultados.

### 9.1. Conclusiones parciales

a) *En cuanto a la base teórica del modelo, FAO56:*

El fundamento teórico tiene varios aspectos críticos que han quedado de manifiesto en la aplicación y la verificación de resultados:

1. En cuanto a la estimación de los valores de humedad, **los límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  del suelo**. Para convertir la lámina de agotamiento del modelo FAO56 en contenido de humedad es necesario establecer un límite superior e inferior de capacidad de almacenamiento de agua, que corresponden a  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  respectivamente. Tras el análisis de resultados, se infiere que:

- Los valores absolutos de humedad sobrepasan el límite de  $\theta_{CC}$  en algún momento del ciclo en 22 casos de los 23 estudiados. Además, en 12 casos, este límite superior se rebasa en todas las observaciones del año. Este efecto es más evidente para los valores de humedad promedio para el perfil, ya que hay más contenido de humedad que en el nivel superficial. En consecuencia, HIDROMORE subestima el valor de contenido de humedad de suelo en la mayoría de estaciones de la red, en especial en las estaciones de secano y de viña, donde los límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  son más restrictivos. El sistema supone que las cantidades de humedad que exceden a la  $\theta_{CC}$  se pierden por

percolación profunda o evapotranspiración, pero la realidad indica que esa humedad permanece en el suelo.

- Por debajo, los valores mínimos de humedad del modelo corresponden a  $\theta_{PM}$ , situación en la que el agotamiento es mayor que el agua disponible. Sin embargo, el contenido observado de humedad de suelo no llega a ser tan reducido como  $\theta_{PM}$ , lo que ocurre en 16 estaciones de las 23 estudiadas.
- El rango de oscilación entre los dos límites llega a ser excesivamente pequeño en suelos con un bajo TAW o con un porcentaje de arena muy alto, y no se corresponde con el rango de oscilación de humedad observada a lo largo del año.

2. En cuanto a la caracterización del comportamiento de humedad, es crítica **la profundidad de raíces** de la clase asignada por el mapa resultante de la clasificación. Se debe también a la imposición del agotamiento como una lámina de agua. Para convertir dicha lámina en contenido de humedad es necesario operar con la profundidad de suelo. Por tanto:

- La profundidad de suelo repercute en las oscilaciones de la curva de humedad como consecuencia de la variabilidad de la profundidad de raíces. Es, por tanto, una curva más variable en la clase seco y más uniforme en las de viña y forestal-pradera, ambas con raíces de tamaño uniforme en el modelo.
- La profundidad de suelo repercute en el valor de la humedad al ir la lámina de agotamiento dividida por la profundidad; por lo que a más profundidad, menos agotamiento y más humedad. La humedad de la cobertura forestal-secano es la que más contenido de agua presenta en HIDROMORE, ya que las raíces se suponen de 2 m.

Ambos aspectos, profundidad de raíces y límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ , producen una sinergia que puede enmascarar la errónea clasificación de alguna estación. Tres estaciones han sido mal clasificadas, pero sólo una de ellas se resiente de ese error a la hora de valorar la humedad que de ella resulta.

3. Las **condiciones iniciales** que establece HIDROMORE son estándar, es decir, se adoptan las condiciones indicadas por FAO56. Se considera que el contenido de humedad del día precedente al primer día del cálculo está cerca de la capacidad de campo, es decir, el agotamiento del día anterior al comienzo del cálculo es 0, lo que no es discordante con la fecha en la que empieza a operar el modelo, en enero. HIDROMORE también se podría inicializar con valores conocidos de humedad de suelo. Una alternativa operativa consistiría en comenzar el cálculo en condiciones de suelo seco, en el comienzo del año hidrológico, cuando el contenido de humedad se aproxima a 0 y el agotamiento es máximo. No obstante, la conclusión que revela el estudio de resultados es que el ajuste de las condiciones iniciales no mejoraría la

estimación de la humedad debido a que los límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  seguirían operando inmediatamente después del arranque del cálculo inicial.

4. El modelo no contempla condiciones hidráulicas específicas del perfil del suelo, como la presencia en la zona del horizonte arcilloso a partir de los 0.5 m, que explicaría las particulares condiciones de humedad en algunas estaciones. FAO56 trabaja con valores únicos de  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura.

*b) Respecto a los resultados de humedad del modelo en las estaciones REMEDHUS a los dos niveles de la estimación:*

- Los mayores valores de humedad son para las estaciones de forestal-pradera, menos sensibles a los eventos de precipitación y más uniformes en su contenido de agua a lo largo de todo el año. Esto coincide con los resultados de humedad observada en estas estaciones. Es importante reseñar que estas estaciones (salvo una de ellas) están localizadas en praderas permanentes junto a árboles de ribera en fondo de valle, y tienen una alta humedad todo el año debido a la proximidad del nivel freático.

- Las estaciones de secano presentan en los resultados de la aplicación un comportamiento más variable que se muestra especialmente en primavera. La variabilidad de la profundidad de raíces es determinante en esta clase, cuyos resultados coinciden con una similar variabilidad en la humedad observada.

- La clase viña es la que menor contenido de humedad estimada presenta, pues son estaciones que pierden más agua por percolación que el resto debido a su alto contenido de arena. Son estaciones muy estables, según el modelo, en el mantenimiento de un volumen uniforme (y bajo) de humedad a lo largo del año. Ambos resultados, menor contenido de agua y mayor uniformidad, se confirman en la observación.

- Los resultados de humedad no presentan un comportamiento especialmente diferenciado entre la humedad calculada con los valores de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  superficial o promedio del perfil de cada estación.

*c) Respecto al estudio comparativo de la humedad estimada con los valores de humedad observada:*

- Las estaciones con más bajo índice de correlación son las de forestal-pradera, debido a las fluctuaciones que presentan por su peculiar localización en fondo de valle y próximas al nivel freático. Les siguen las de viña, donde suele ocurrir que bajo una primera capa arenosa se encuentra un horizonte menos permeable que frena el drenaje y favorece la retención de agua, lo que no se ha contemplado en el modelo y podría ser la causa de la peor estimación de esa clase. Los mejores valores se producen en las estaciones de secano, clase que supone en torno al 70% de la zona de estudio. La media

de los valores de índice de correlación es de 0.68 para el nivel superficial y de 0.67 para el promedio del perfil del suelo. Sin embargo, el índice de correlación de la media de humedad de todas las estaciones resulta más alto: 0.82 para los valores superficiales y de 0.90 para los valores promedio; llegando a 0.91 y 0.89 para superficial y promedio respectivamente en la media de las estaciones de secano. A juzgar por estos resultados, **HIDROMORE caracteriza bien el comportamiento de la humedad a escala global de la zona de estudio y especialmente la humedad de la cobertura de secano.**

- La aplicación del índice de concordancia AI corrobora la anterior conclusión, pues si bien los valores de este estadístico oscilan entre 0.28 y 0.95, el valor para la media de humedad de todas las estaciones es muy alto: 0.90 (superficial) y 0.82 (promedio del perfil). Respecto a las clases, el AI es peor para viña (0.48 y 0.42) que para forestal-pradera (0.64 en ambos niveles), y es alto para secano (0.92 en ambos niveles). Este índice complementa los resultados obtenidos con la correlación respecto a los dos niveles de profundidad de trabajo. El análisis de correlación indica que el modelo describe mejor el comportamiento de la humedad promedio del perfil, pero el índice de concordancia manifiesta que los valores de humedad se ajustan más al nivel superficial.

- El análisis de residuos, calculados como la diferencia entre los valores de humedad estimada y la observada indican que **HIDROMORE subestima la humedad en la mayoría de estaciones de secano y viña** (15 estaciones). En el resto se producen estimaciones por encima y por debajo. El valor de este desfase para todas las estaciones, en términos de RMSE, es de 2 vol%, tanto para la humedad superficial como para la humedad media del perfil. Si se analiza la media de humedad de todas las estaciones, este diferencial disminuye hasta el 1.7 vol% en el nivel superficial y 1.1 vol% para el promedio.

- La repercusión del uso de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  superficial o promedio es estudiada mediante un análisis de sensibilidad con valores de ambos sólo al nivel superficial. Los resultados indican que el utilizar los valores promedio de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  no redundan de forma decisiva en una mejor estimación de los valores de humedad promedio. Ello se debe a que, en cualquier caso, el contenido de humedad observado no se restringe al límite impuesto de la capacidad de campo.

- El estudio de R, AI, RSME y residuos permiten validar los resultados de la aplicación, tal y como sugiere la revisión bibliográfica de aplicaciones similares. Los rangos obtenidos, además, indican que la calidad de la estimación de humedad es alta.

*d) Respecto a los resultados de los mapas:*

- Los mapas resultantes de cada parámetro ofrecen una valiosa información espacial que explica el balance en cualquier punto de la zona. En este sentido es especialmente relevante el mapa de riego, que sirve para calcular la cantidad de agua necesaria en los cultivos de regadío. HIDROMORE podría ser una herramienta eficaz para los



agricultores de la zona, para conocer en cualquier momento del ciclo vegetativo y en cualquier parcela las necesidades de agua de su cultivo. Se calcula el agua estrictamente necesaria para evitar el estrés hídrico (límite de agua fácilmente aprovechable por la planta) y en el momento en que es necesaria, por lo que se eliminan derroches inútiles que se traducirían en pérdidas por percolación o encharcamientos superficiales. Los mapas mensuales y diarios de estos parámetros, además, permiten hacer un seguimiento del balance hídrico más detallado en el tiempo.

- La clase que más evapotranspiración muestra es la de regadío, con un acumulado anual de 809 mm a lo largo de su ciclo vegetativo. A bastante distancia se encuentran la de forestal-pradera, con la suma de la evapotranspiración de los árboles más la del pastizal de fondo de valle. Las zonas en las que más percolación se produce son las de regadío y viña, tanto por ser suelos de textura más arenosa como por no presentar actividad vegetativa en las fechas de mayor precipitación.

- Los valores críticos vuelven a ser los límites de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$ . Los mapas tienen una fuerte dependencia con la distribución espacial de estos datos, especialmente cuando se produce en algún cuadro de la malla una escasa diferencia entre  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  o valores muy bajos de ambos. Estos cuadros producen discontinuidades muy evidentes con los píxeles de alrededor que se traduce en un aspecto teselado algo artificioso.

*e) Respecto a la propia metodología de verificación de la aplicación:*

- Se trabaja con valores quincenales de humedad observada frente a valores estimados diariamente. También la escala espacial es diferente. El modelo simula humedad mediante los valores de vegetación en el entorno de la resolución Landsat, los de suelo distribuidos en una malla de 3x3 km<sup>2</sup> y los de clima, uniformes para toda la zona. Sin embargo, los datos medidos en la estación corresponden a una escala espacial de aproximadamente 1 m<sup>2</sup>. Esta situación es intrínseca a las aplicaciones de modelización hidrológica mediante teledetección, y se ha asumido en el presente trabajo mediante el análisis exhaustivo de todos los datos implicados en el proceso de estimación y validación.

- La integración del formato *raster* con el vectorial en los resultados facilita el análisis. Es posible analizar puntualmente (en este caso en las estaciones REMEDHUS) tanto los valores resultantes de humedad, evapotranspiración y percolación como los valores intermedios del cálculo; pero además se puede hacer un estudio de la distribución espacial de los resultados en función de las coberturas derivadas de la clasificación. En ambos casos es factible el seguimiento de la evolución de los valores a lo largo de intervalos diarios, mensuales o anuales.

- Se ha utilizado como variable de control la humedad observada a dos niveles, superficial y promedio del perfil. En este último caso, el promedio resulta un valor más representativo que la descripción a lo largo de las cuatro profundidades. Si bien el estudio estadístico y la validación se han realizado en esos dos niveles, hay que reseñar

que es más consistente la comparación con la humedad observada promedio. Por un lado, porque la humedad superficial presenta mayor variabilidad local y volatilidad temporal, y por otro, porque HIDROMORE calcula siempre un contenido de humedad considerando el volumen de suelo a profundidad de raíces, aunque para ello pueda seleccionar los *input* de  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  a cualquier profundidad.

*f) Respecto al uso de teledetección:*

- El uso del NDVI mejora la descripción temporal y espacial de los parámetros de vegetación requeridos por el modelo, que de otra manera han de tabularse según las premisas de FAO56.
- El mapa de clases aporta parámetros anuales de la vegetación y los cultivos y designa el uso de regadío. El método de clasificación supervisada multitemporal de la serie de NDVIs, combinado con información auxiliar vectorial y de campo, ha resultado ser el método más adecuado para extraer el mapa de clases. Para la verificación del mismo ha resultado productiva la combinación de la estrategia multitemporal de segmentación de valores de NDVIs junto con la información vectorial de los recintos SIGPAC. El método de segmentación por sí sólo no arroja la precisión suficiente, especialmente porque resulta insuficiente para discriminar algunos tipos de clases (viña e improductivo). Sin embargo es un buen complemento en una estrategia híbrida de clasificación.
- La corrección radiométrica atmosférica aplicada muestra una fuerte linealidad entre las imágenes corregidas en el techo de la atmósfera y las corregidas en superficie fruto de dicha corrección; esto puede ser debido a su vez a la limpieza y nitidez de las imágenes utilizadas. Bajo estas condiciones se podrían utilizar como *input* las imágenes TOA, con ecuaciones ligeramente modificadas, para el cálculo del coeficiente de cultivo basal y otros parámetros.

## **9.2. Conclusiones finales**

1.- El aspecto principal de HIDROMORE es su carácter operacional, que permite la aplicación con pocos datos de entrada, bien generados a partir de observaciones con sensores remotos o bien medidos directamente por estaciones agrometeorológicas. Con estos datos HIDROMORE tiene capacidad de detectar estrés hídrico en la vegetación gracias al balance hídrico aplicado por el modelo y puede recomendar dosis de riego ajustadas estrictamente y con gran detalle espacial. Esta herramienta ha demostrado efectividad y precisión en su aplicación en la zona de estudio.

2.- El cálculo de humedad que realiza HIDROMORE representa un cambio de estado día a día, y esa tasa relativa se describe correctamente, pero el valor de humedad es, en términos generales, ligeramente subestimado. Ello es debido a que el cálculo sugerido por FAO56 establece los límites superior e inferior de contenido de humedad en  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PM}$  respectivamente. El  $\theta_{CC}$  es un límite muy restrictivo, ya que se ha demostrado que puede existir agua en el suelo por encima de la cantidad que pueden extraer las plantas.

3.- La aplicación caracteriza y estima la humedad media de la zona de estudio de forma precisa y ajustada. Los resultados son mejores en zonas de cultivos que en zonas de pradera, forestal o fondos de valle con vegetación espontánea. Puesto que la zona de estudio es mayoritariamente agrícola, los resultados son considerados buenos. La evapotranspiración ajustada y la percolación también se ajustan a la realidad de las clases estudiadas y a las características de los suelos y climatología de la zona.

4.- La descripción de los valores de  $\theta_{CC}$ ,  $\theta_{PM}$  y textura a diferentes profundidades mejora sólo ligeramente la estimación de los valores de humedad en el promedio del suelo, lo que no justifica, en este caso, la inversión de coste y tiempo en su obtención. HIDROMORE trabaja en cualquier caso a profundidad de raíces, parámetro que debe ser rigurosamente definido debido a su importancia en el cálculo de humedad.

5.- La información derivada de imágenes multiespectrales del coeficiente de cultivo basal espectral se integra en el modelo FAO56, que se aplica de forma espacialmente distribuida en HIDROMORE. Ello constituye un valor añadido importante, tanto por la caracterización espacial de los parámetros implicados en el cálculo como en la salida de productos cartográficos, complementarios a los valores puntuales.

### ***9.3. Propuestas de mejora y futuras líneas de investigación***

El cumplimiento de los objetivos planteados en este trabajo ha sido completo y se concluye con una impresión satisfactoria de la aplicación de HIDROMORE en la zona de estudio. En el camino se han ido despertando una serie de expectativas que pueden mejorar o completar una futura aplicación y que abren vías de investigación paralelas:

- Una cuestión poco definida que cabría intentar mejorar es la descripción de la profundidad de raíces y su efecto consuntivo de la humedad de suelo. Se ha demostrado que tiene un efecto decisivo en el cálculo de humedad, y sin embargo, su parametrización se realiza a partir de valores tabulados, poco realistas la mayoría de las veces, con el consiguiente falseamiento de su profundidad y el alcance de su actividad. Además urge realizar un estudio del consumo y reposición de agua que realizan a distintas profundidades del suelo y en el ciclo temporal de las plantas. En esta línea, en el seno Grupo de Investigación en Recursos Hídricos de la Universidad de Salamanca se están realizando dos estudios de la fisonomía y fisiología de las raíces de cobertura arbórea y pastizal.

- Otra cuestión sobre la que se han realizado suposiciones simplificadas es acerca de dos parámetros importantes del modelo: escorrentía superficial y percolación. Sobre la primera, se ha justificado conceptualmente su eliminación; pero paralelamente se está realizando un estudio y modelización de la misma en la cuenca del río Guareña, lo que podría ser aprovechado para introducir estos valores en el modelo en una futura aplicación. Respecto a la percolación, es un parámetro que añade una gran dificultad a la modelización debido al problema de su medición directa; pero se está intentando modelizar a partir de la instalación de una red propia de aforadores de caudal, piezómetros y sondas profundas de humedad, red complementaria a la de la Confederación Hidrográfica del Duero en la zona.

- Uno de los aspectos más provechosos de HIDROMORE es la inclusión de las imágenes remotas, siendo especialmente relevante la descripción o asimilación del coeficiente de cultivo basal a partir de las relaciones con el NDVI. Si bien se ha usado una ecuación universal para todas las coberturas vegetales de la zona, sería deseable ampliar y detallar nuevas relaciones NDVI- $K_{cb}$  específicas para otros cultivos de la zona. En el Instituto de Desarrollo Regional de la Universidad de Castilla-La Mancha, zona donde la producción vitícola es mayoritaria frente a otros cultivos, se está trabajando sobre viña actualmente.

- En el Instituto de Desarrollo Regional se está trabajando en la implementación, en el código de HIDROMORE, del mapa de humedad resultante. Esta variable es a menudo mal conocida, y especialmente en aplicaciones regionales, en las que es difícil obtener una distribución espacial de humedad. En la línea de investigación sobre cartografía de humedad también se está realizando un estudio del cambio de escala desde las observaciones puntuales de humedad al modelo distribuido, en paralelo con el potencial mapa derivado del modelo HIDROMORE. Este enfoque es particularmente apropiado en las tareas de calibración y validación que el grupo de trabajo realiza en el proyecto europeo del satélite SMOS (*Calibración/validación de las medidas obtenidas por el radiómetro MIRAS de la misión SMOS y generación de mapas humedad del suelo*

(contribución a MIDAS-5), ESP2007-65667-C04-04), ya que es necesario contar con un modelo de humedad a la escala del píxel del sensor (40 km).

- HIDROMORE está demostrando su continuidad y oportunidad en dos proyectos internacionales. Por un lado, DEMETER (*Demonstration of Earth observation Technologies in Routine irrigation advisory service*, EVG1-CT-2002-00078), un servicio de asesoramiento al regante apoyado desde satélite disponible en la red. Por otro lado, la metodología de observación terrestre de HIDROMORE se incorpora en el proyecto de gestión del agua en zonas de Europa y América Latina PLEIADES (*Participatory multi-Level EO-assisted tools for Irrigation water management and Agricultural Decision-Support*, FP6-2005-GLOBAL-4); proyecto para el desarrollo técnico y de investigación cofinanciado por la Comunidad Europea bajo el programa Desarrollo Sostenible, Cambio Global y Ecosistemas (contrato 037095). Además HIDROMORE es el núcleo de EBHE, *Evapotranspiración, Balance y Estrés Hídrico de la cubierta*, ref. CGL2008-04047, un proyecto recientemente aprobado del Plan Nacional de Ciencia Tecnología, que se centra en las cubiertas de viña y vegetación natural con el objetivo de evaluar el estrés hídrico.



## ANEXOS

---





## A. ESTUDIO DE LA VARIABILIDAD DE LAS ESTACIONES METEOROLÓGICAS EN LA ZONA DE ESTUDIO

Se dispone de datos de cinco estaciones de la AEMet (valores diarios de precipitación) dentro de la zona de estudio: Argujillo, Bóveda de Toro, Alaejos, Castronuño y Fuentesauco. También se tienen datos de la estación automática propia de Villamor (valores cada 10 minutos) y de las estaciones también automáticas de Granja y Cañizal, instaladas en 2007 por el grupo HIDRUS. La distribución espacial de dichas estaciones en la zona de estudio se observa en la figura A-1

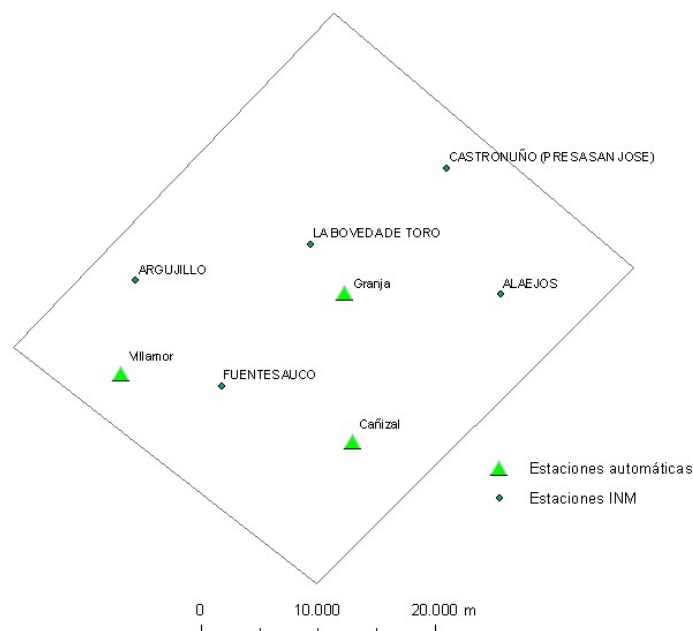
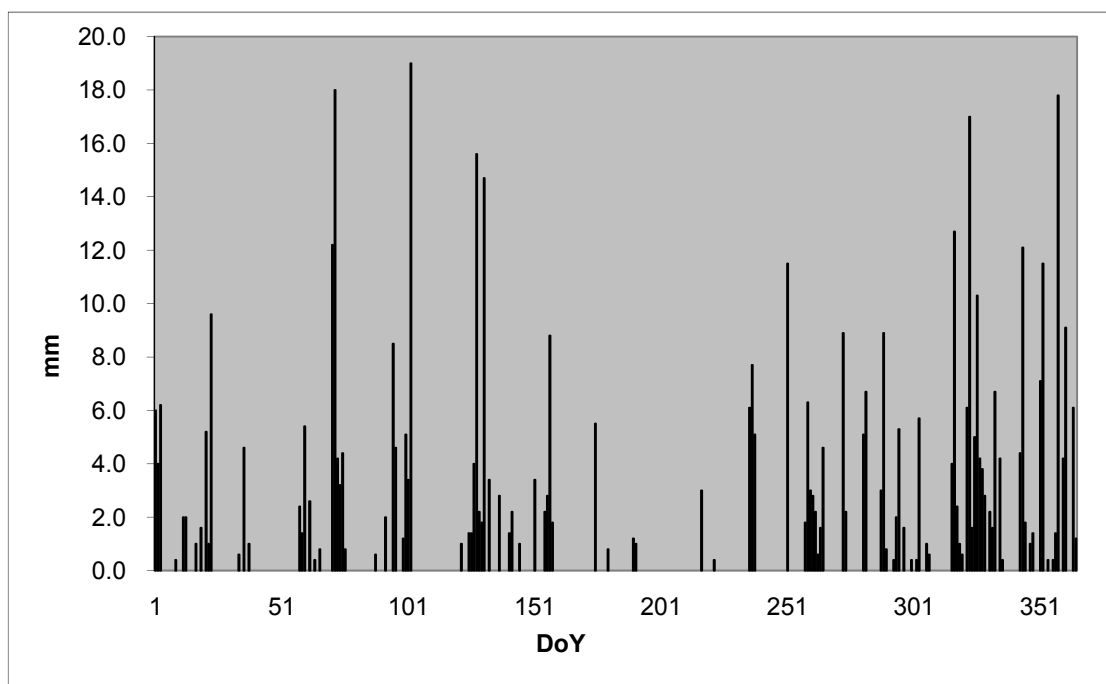


Figura A-1. Distribución de las estaciones meteorológicas en la zona de estudio.

### ***A1. Análisis cualitativo para 2002 de los datos diarios de las estaciones AEMet y de las automáticas del grupo HIDRUS***

La comparación de los datos diarios, los mensuales y los totales de las estaciones del AEMet más próximas a la zona de estudio planteaba dudas acerca de una cierta anomalía en su comportamiento. En las figuras A-2, A-3 y A-4 se observan la precipitación diaria anual de la estación automática de Villamor y las diferencias diarias entre ésta y las dos más próximas del AEMet.



*Figura A-2. Precipitación diaria (mm) en la estación de Villamor a lo largo del año 2002.*

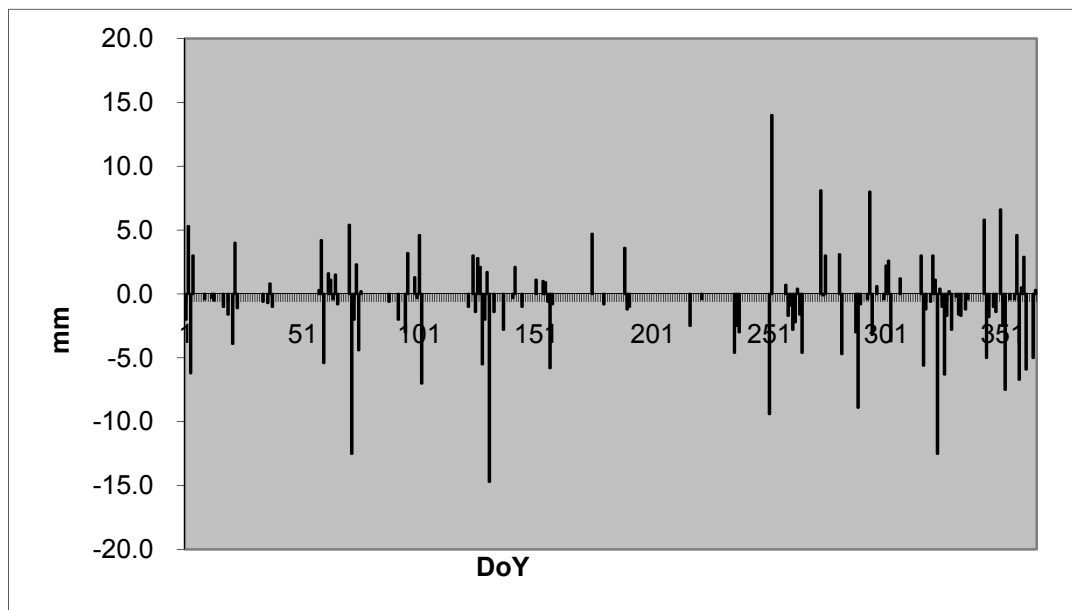


Figura A-3. Diferencias diarias de precipitación (mm) entre la estación de Villamor y la de Argujillo (AEMet).

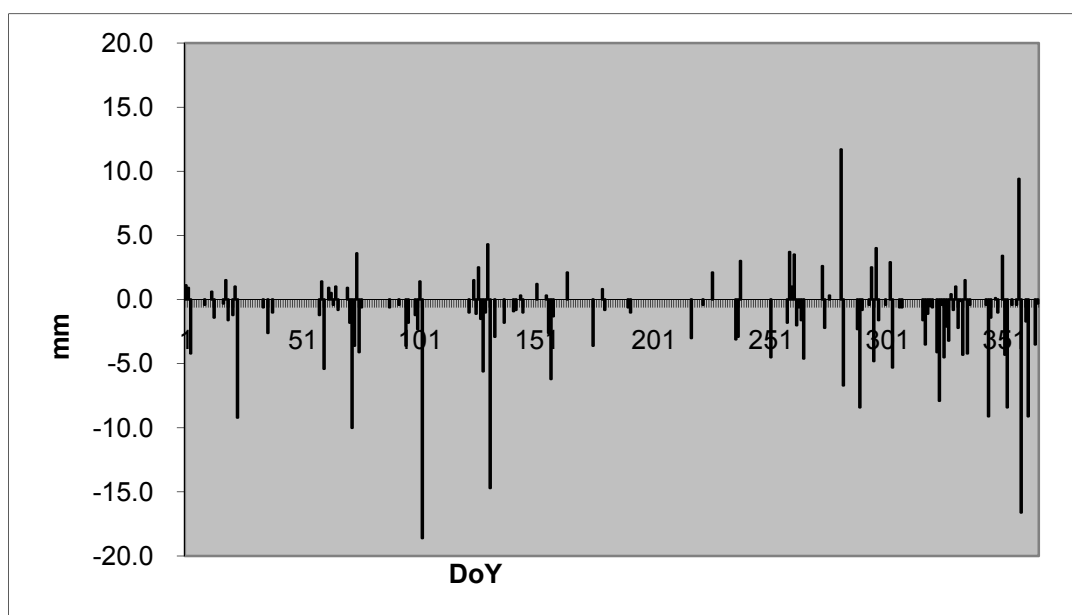


Figura A-4. Diferencias diarias de precipitación (mm) entre la estación de Villamor y la de Fuentesauco (AEMet).

En la tabla A-1 se observan estas diferencias para los totales mensuales:

Año 2002	Argujillo	Fuentesauco	Villamor
E	34.3	25.8	39.0
F	13.0	6.0	10.0
M	38.6	32.2	52.6
A	40.6	17.3	43.8
M	34.5	29.2	52.9
J	25.0	15.2	25.3
J	3.6	0.6	2.2
A	9.3	18.0	22.3
S	26.3	27.5	34.4
O	53.8	42.5	51.4
N	57.3	46.9	83.6
D	66.0	36.2	84.5
Total anual	<b>402.3</b>	<b>297.4</b>	<b>502.0</b>
Días lluvia	<b>93</b>	<b>99</b>	<b>119</b>

Tabla A-1. Precipitación mensual y anual y días de lluvia en las estaciones.

Debido a las incertidumbres que planteaban estas estaciones de la AEMet se realizó también la correlación con la estación automática de Villamor, obteniéndose (figuras A-5 y A-6) unos coeficientes de correlación con ésta para los datos diarios de 0.66 con Argujillo y  $R=0.61$  con Fuentesauco.

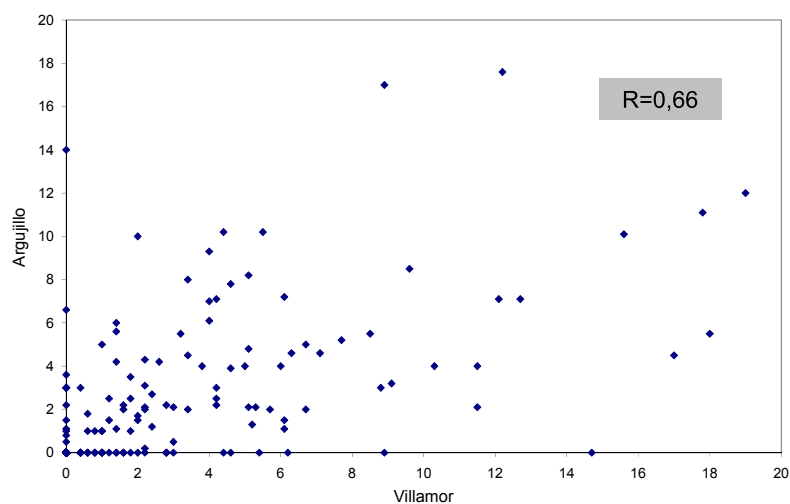


Figura A-5. Dispersión de valores de precipitación entre la estación de Villamor y la de Argujillo (AEMet). Se indica también el valor del coeficiente de correlación ( $R$ ).

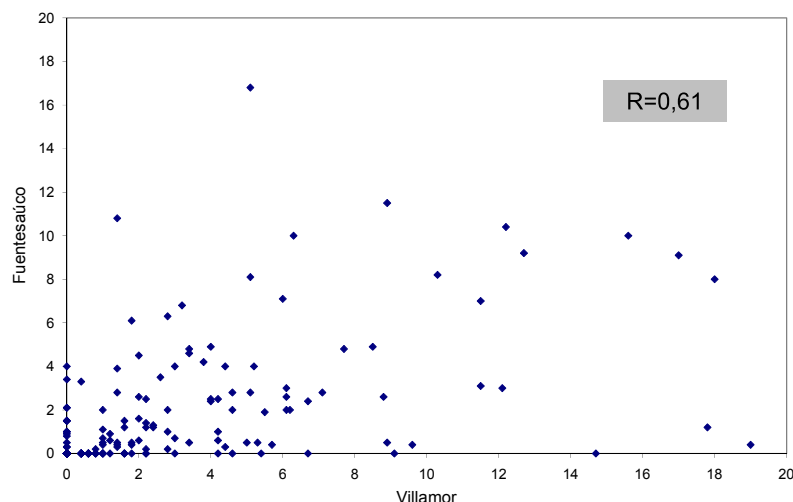


Figura A-6. Dispersión de valores de precipitación entre la estación de Villamor y la de Fuentesauco (AEMet). Se indica también el valor del coeficiente de correlación (R).

Sin embargo, al correlacionar la estación automática de Villamor con las otras dos automáticas (Granja y Cañizal), y aún siendo estaciones más lejanas entre sí, las correlaciones que se obtienen son de  $R=0.97$  y  $R=0.94$  respectivamente. Estudiando todos estos valores, se observa que:

- Existe una diferencia notable en el número de días de episodios de lluvia, alrededor de 20.
- Existe una diferencia notable en el número de litros caídos en las tres estaciones, alrededor de 100 en cada una.
- Los valores de correlación de las dos estaciones del AEMet con los de Villamor son muy bajos, mientras que los de ésta con el resto de estaciones automáticas son muy buenos.
- Respecto a la correlación de las dos estaciones del AEMet con Villamor, además, hay que indicar que:
  - La nube de puntos es muy dispersa
  - Existe un número importante de días (15 para Fuentesauco y 18 para Argujillo) en los que valores bajos de lluvia en Villamor se corresponden con valores nulos en las otras dos.
  - A la inversa, existen días (10 en ambos casos) en que valores 0 de Villamor se corresponden con valores bajos en las otras.

Respecto a la distribución espacial de la lluvia, pese a la corta distancia entre estaciones, cabría pensar en un gradiente de precipitación, por lo que en la figura A-7 se representaron las estaciones con los valores totales de precipitación para el año 2002

para investigar posibles patrones espaciales del factor lluvia. Como puede observarse, la fuerte dispersión de valores no se puede explicar por un patrón espacial coherente, ya que es una variación vectorialmente aleatoria y escalaramente muy dispersa.

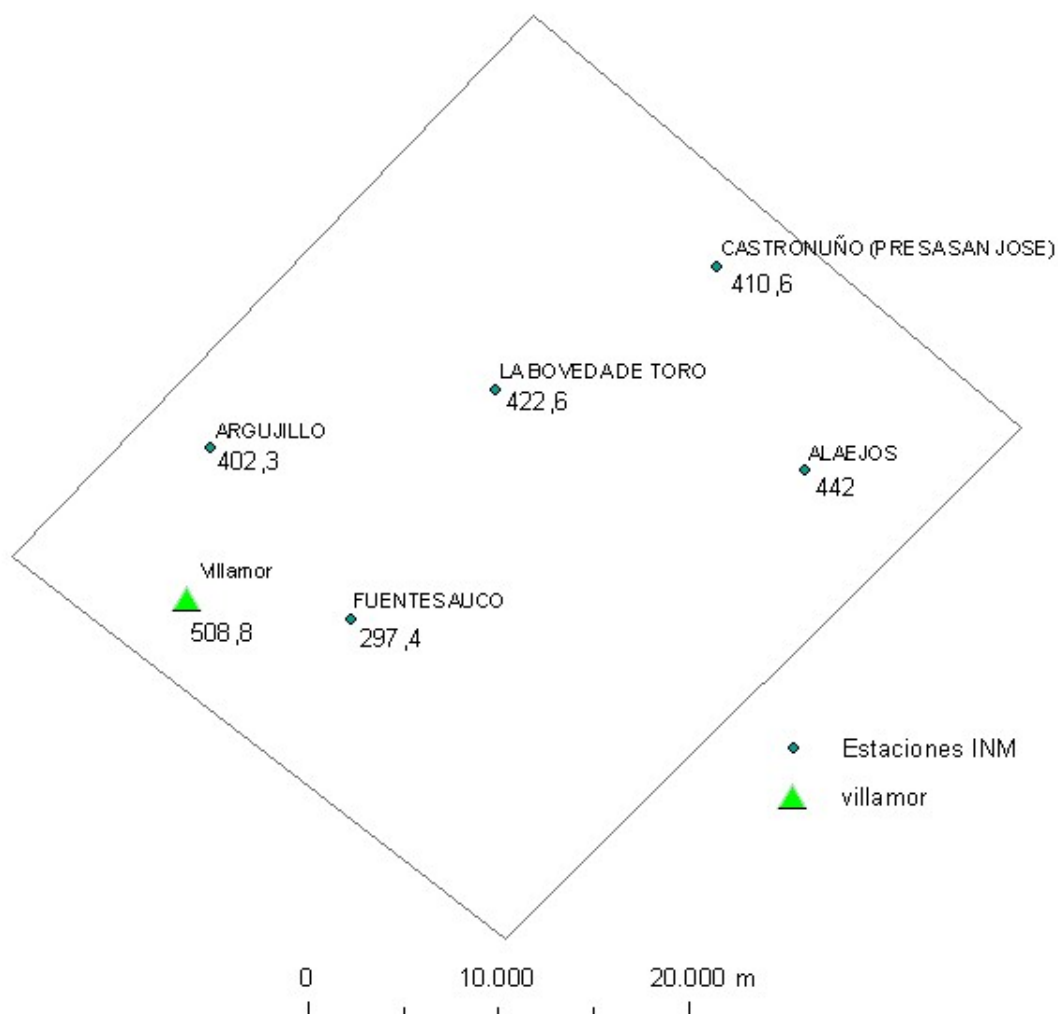


Figura A-7. Distribución espacial de los valores acumulados en 2002 de precipitación en las estaciones de la zona de estudio.

Todas estas constataciones plantean incertidumbres acerca del uso de las estaciones del AEMet o al menos llevan a la posibilidad de plantear otra alternativa para los datos de precipitación.

## ***A2. Análisis de la varianza para los datos mensuales de las estaciones de AEMet y de la estación de Villamor***

Además del estudio anterior se planteó el análisis de la variabilidad de los valores de precipitación generados en las distintas estaciones de la AEMet (5) y de la propia estación de Villamor mediante un experimento estadístico, basado en la metodología descrita en Box et al. (2005). En la tabla A-2 se exponen los valores que se contrastaron:

Año 2002	Alaejos (mm)	Bóveda (mm)	Argujillo (mm)	Castronuño (mm)	Fuentesauco (mm)	Villamor (mm)
E	37.2	38.5	34.3	32.7	25.8	39.0
F	9.4	11.9	13	12.9	6	10.0
M	35.1	28.8	38.6	30.8	32.2	52.6
A	30.8	36.1	40.6	40.4	17.3	43.8
M	44.1	40	34.5	30.6	29.2	52.9
J	20.5	15.8	25	24.2	15.2	25.3
J	11.2	26.1	3.6	13.1	0.6	2.2
A	35.1	12.4	9.3	9.3	18	22.3
S	41.8	40.4	26.3	39.8	27.5	34.4
O	47.6	60.5	53.8	64.9	42.5	51.4
N	75.9	59.3	57.3	60.9	46.9	83.6
D	53.1	52.8	66	51	36.2	84.5
<b>TOTAL</b>	<b>441.8</b>	<b>422.6</b>	<b>402.3</b>	<b>410.6</b>	<b>297.4</b>	<b>502.0</b>

*Tabla A-2. Precipitación mensual y anual en las estaciones.*

El experimento se planteó con un diseño de bloques completos aleatorizados, de interés en este caso pues se aplica para unidades experimentales que no son homogéneas (los meses) e introducen una fuente potencial de variación. En la expresión ‘bloques completos aleatorizados’, ‘bloque’ se refiere a las unidades experimentales (meses) que se agrupan en torno a la variable respuesta (precipitación), y la expresión ‘aleatorizado’ indica que cada tratamiento se asigna aleatoriamente a una unidad de cada bloque. El factor de variación es en este caso las estaciones, cuya variabilidad queremos estudiar independientemente de cada bloque (tabla A-3).

		N
Estación	1	12
	2	12
	3	12
	4	12
	5	12
	6	12
Meses	1	6
	2	6
	3	6
	4	6
	5	6
	6	6
	7	6
	8	6
	9	6
	10	6
	11	6
	12	6

*Tabla A-3. Planteamiento del estudio de bloques completos aleatorizados para las estaciones y meses de estudio.*

Se realizó un análisis de la varianza mediante un test ANOVA con estadístico de contraste F de Fisher-Snedecor. La variable dependiente es la precipitación. La hipótesis nula que se pone a prueba es que las medias en las estaciones son iguales. Los resultados se muestran en la tabla A-4.

	Suma de cuadrados	Grados de libertad	Cuadrados medios	F	Sig.
Estaciones	1964.817	5	392.963	5.915	0.000
Meses	20456.698	11	1859.700	27.990	0.000
Error	3654.231	55	66.441		
Total	26075.747	71			

*Tabla A-4. Resultados del test ANOVA sobre los bloques del experimento.*

El nivel de significación observado (Sig.) de F es 0.000; menor que 0.05, por tanto se rechaza la hipótesis nula y se concluye que existe una variabilidad significativa entre las estaciones que miden precipitación.



El estudio del presente anexo pretende justificar la decisión tomada en la aplicación HIDROMORE en cuanto a los datos meteorológicos, que se resume en:

- La variabilidad de los datos de precipitación de las estaciones de la AEMet se explican por factores aleatorios indeterminados, probablemente debidos a la medición manual y a la agrupación de días de medida.
- La dispersión de valores de las estaciones AEMet es muy grande y no responde a un factor espacial claro.
- Las estaciones automáticas propias sí presentan valores coherentes entre sí.

Por todo ello se concluye que es preferible usar una única estación automática más contrastada (Villamor) que varias estaciones de la AEMet que plantean incertidumbres.



## **B. RESULTADOS DE HIDROMORE INDIVIDUALIZADOS PARA LAS ESTACIONES REMEDHUS**

E10-Viña

La estación se encuentra en terreno de viña en vaso, pero es clasificada erróneamente como forestal-pradera debido, probablemente, a su contigüidad con una parcela de repoblación de pinos y monte bajo (figura B-1). En la tabla B-1 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-3 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-2 y B-4 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-1. Estación E10.

E10	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	75.11	16.35	8.54	0.410	0.088	0.028	120	66	7.4	3
Promedio	71.27	10.50	18.24	0.386	0.157	0.074	166	91.3	12	6

Tabla B-1. Valores de suelo de la estación E10.

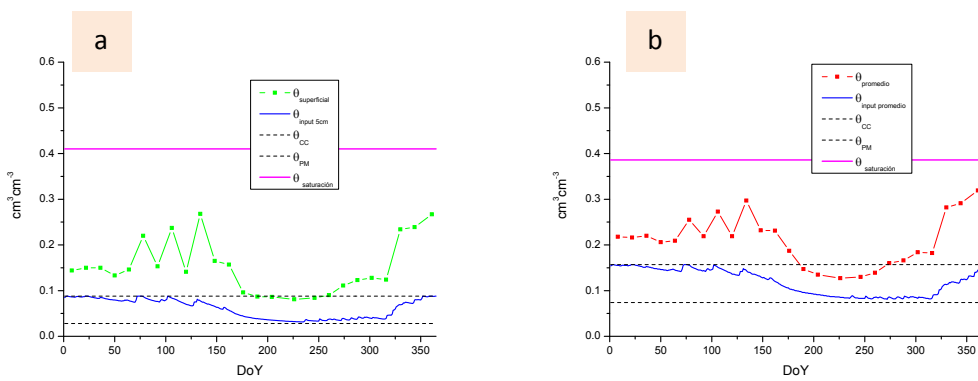


Figura B-2. (a)  $\vartheta_{\text{input } 5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en E10.

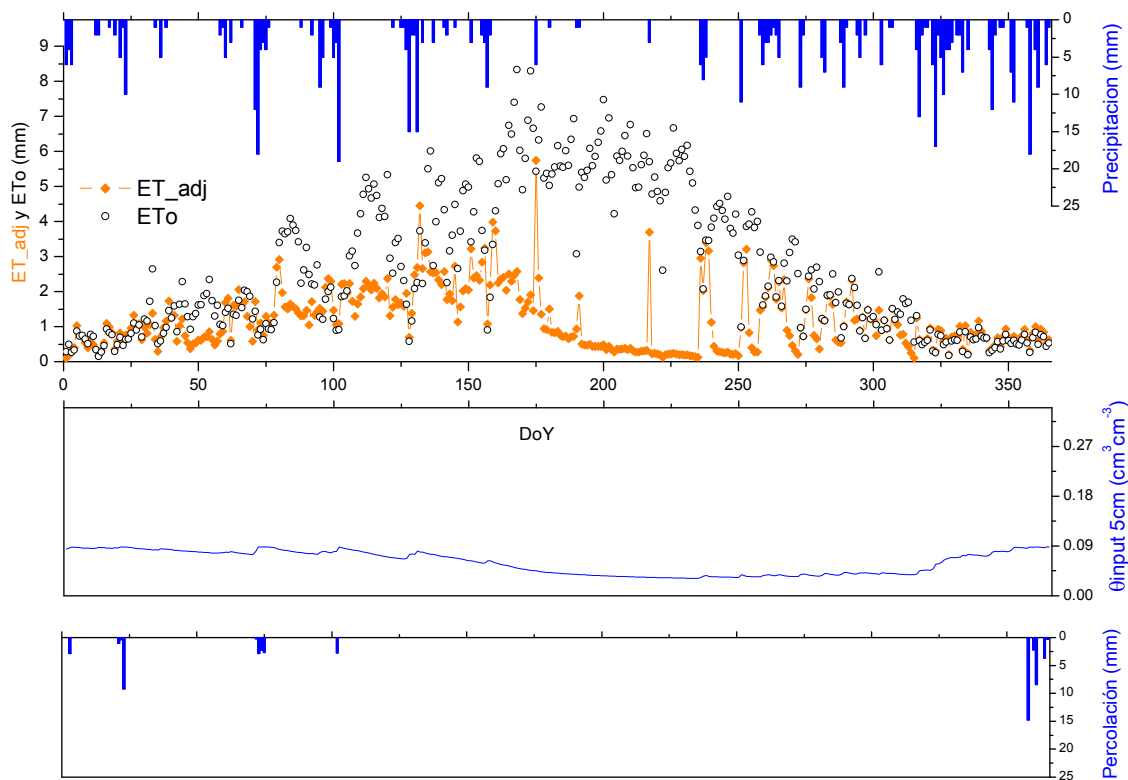


Figura B-3. Valores resultantes del balance de agua en E10.

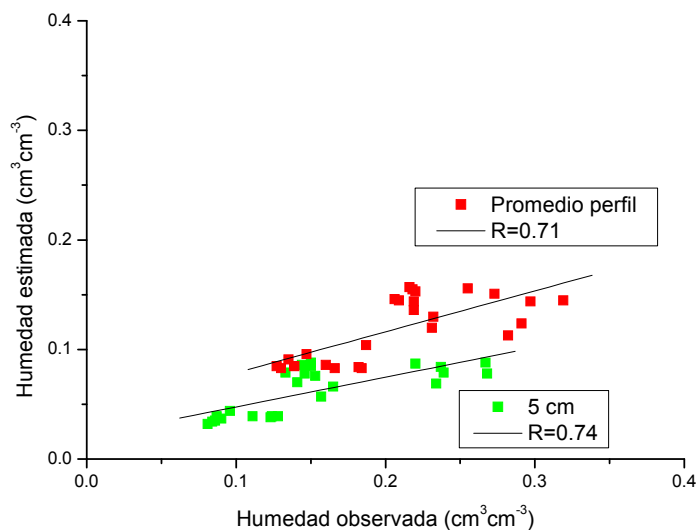


Figura B-4. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en E10.

F11-Secano

Estación en secano correctamente clasificada. Abundante pedregosidad (figura B-5). En la tabla B-2 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-7 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-6 y B-8 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-5. Estación F11.

F11	HIDROMORE									
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	81.52	11.97	6.51	0.406	0.083	0.028	18.2 a 49.5	10 a 27.2	6.9	3
Promedio	79.85	9.74	10.41	0.387	0.093	0.035	19.1 a 52.2	10.5 a 28.7	7.6	3

Tabla B-2. Valores de suelo de la estación F11.

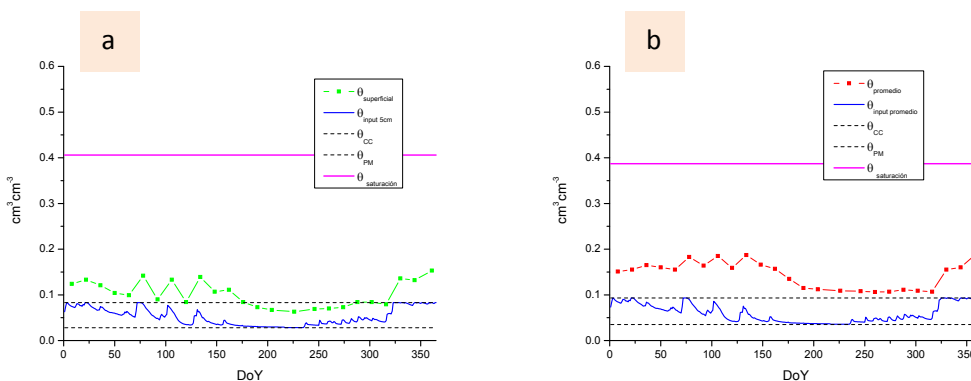


Figura B-6. (a)  $\vartheta_{\text{input5cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en F11.

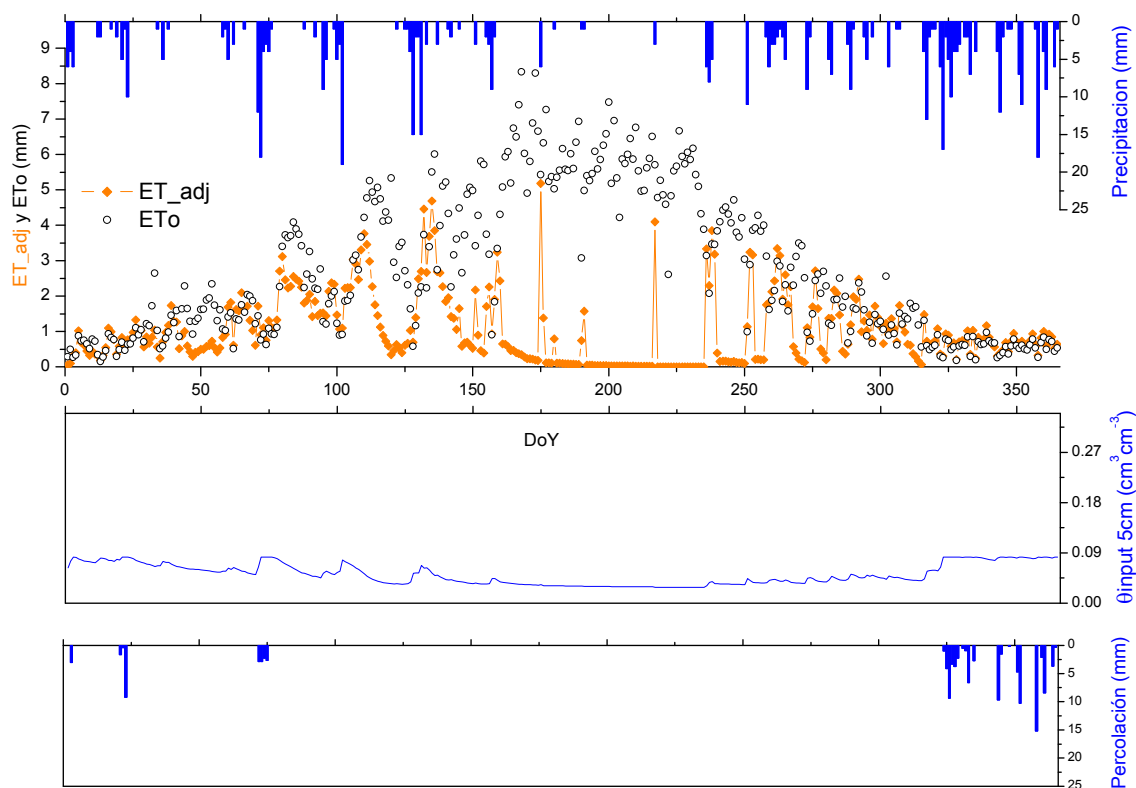


Figura B-7. Valores resultantes del balance de agua en F11.

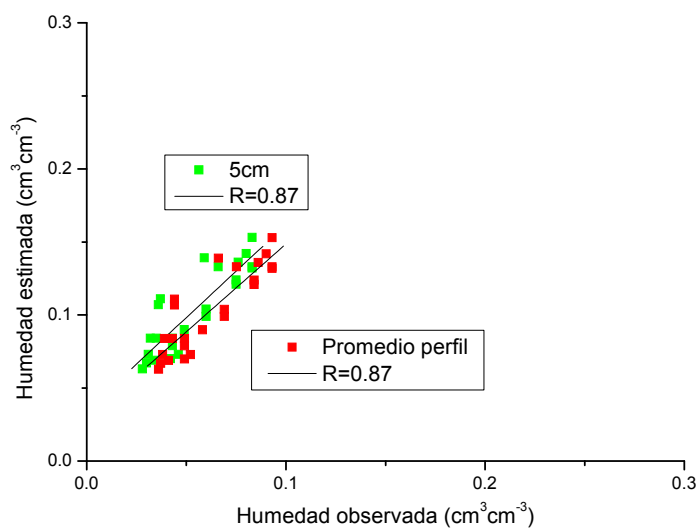


Figura B-8. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en F11.

F6-Viña

Estación en viña en vaso correctamente clasificada. Aspecto arcilloso (figura B-9). En la tabla B-3 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-11 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-10 y B-12 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-9. Estación F6.

F6	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	67.19	13.70	19.11	0.324	0.229	0.111	118	64.9	17.4	9
Promedio	72.46	9.21	18.34	0.329	0.167	0.096	71	39.1	11.9	7

Tabla B-3. Valores de suelo de la estación F6.

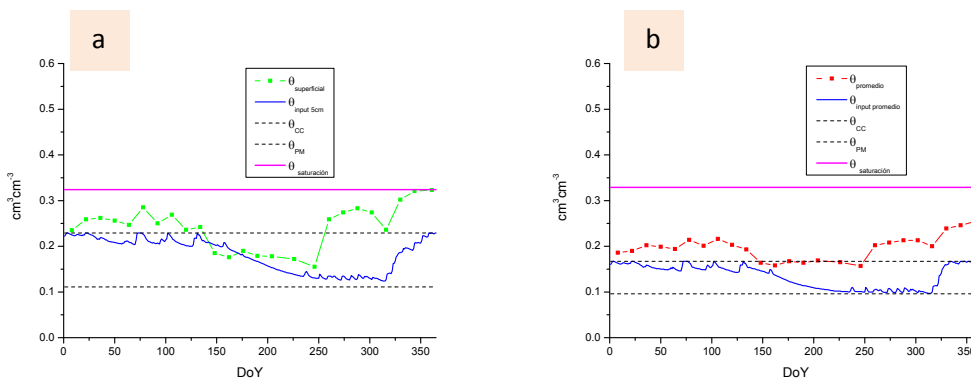


Figura B-10. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$  (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en F6.



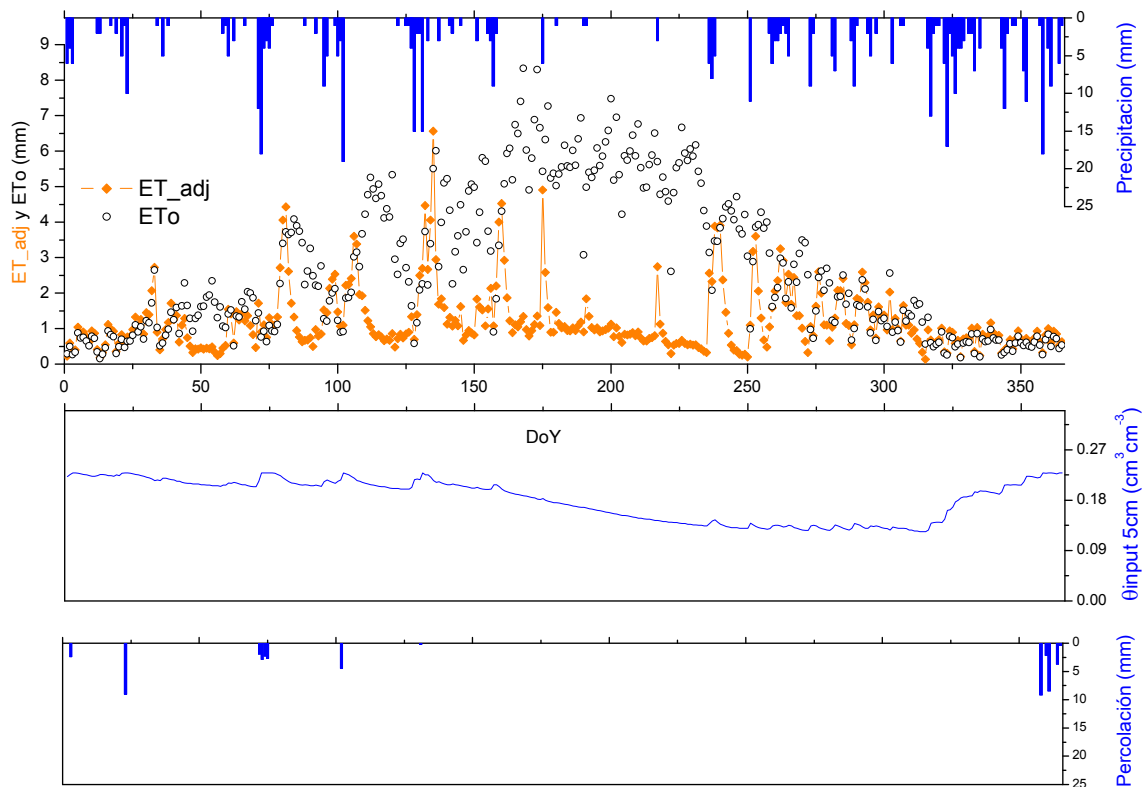


Figura B-11. Valores resultantes del balance de agua en F6.

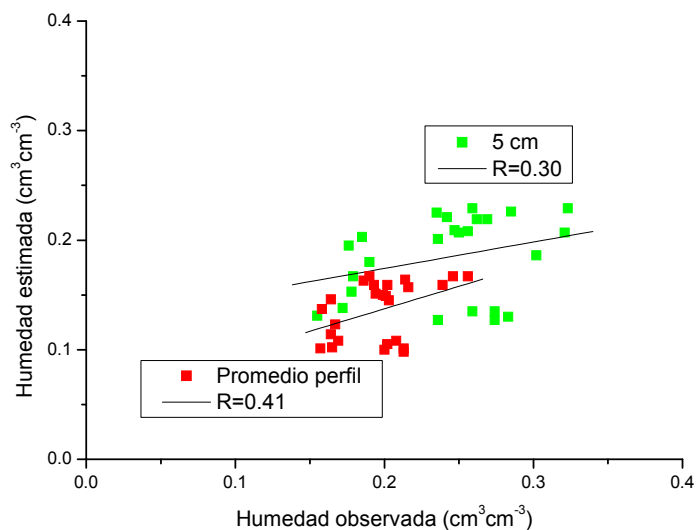


Figura B-12. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en F6.

H7- Viña

Estación en viña en vaso correctamente clasificada. Aspecto muy arenoso (figura B-13). En la tabla B-4 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-15 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-14 y B-16 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-13. Estación H7.

H7	HIDROMORE									
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	85.10	9.64	5.26	0.418	0.06	0.03	30	16.5	4.5	3
<b>Promedio</b>	85.16	7.51	7.34	0.386	0.085	0.043	42	23.1	6.4	3

Tabla B-4. Valores de suelo de la estación H7.

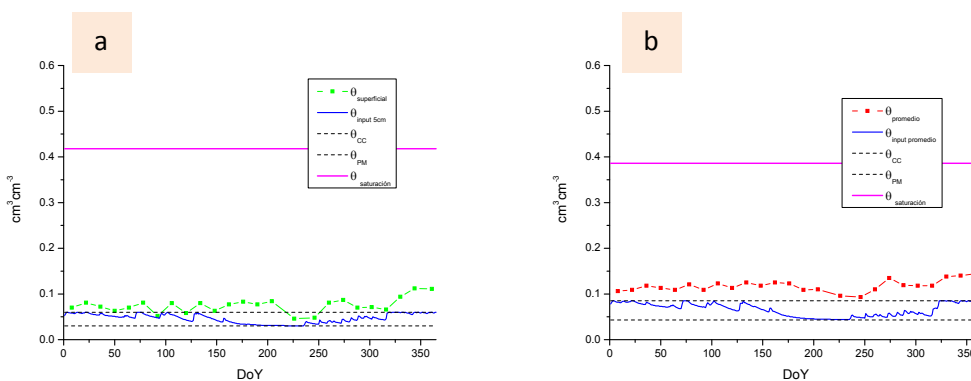


Figura B-14. (a)  $\vartheta_{\text{input5cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en H7.

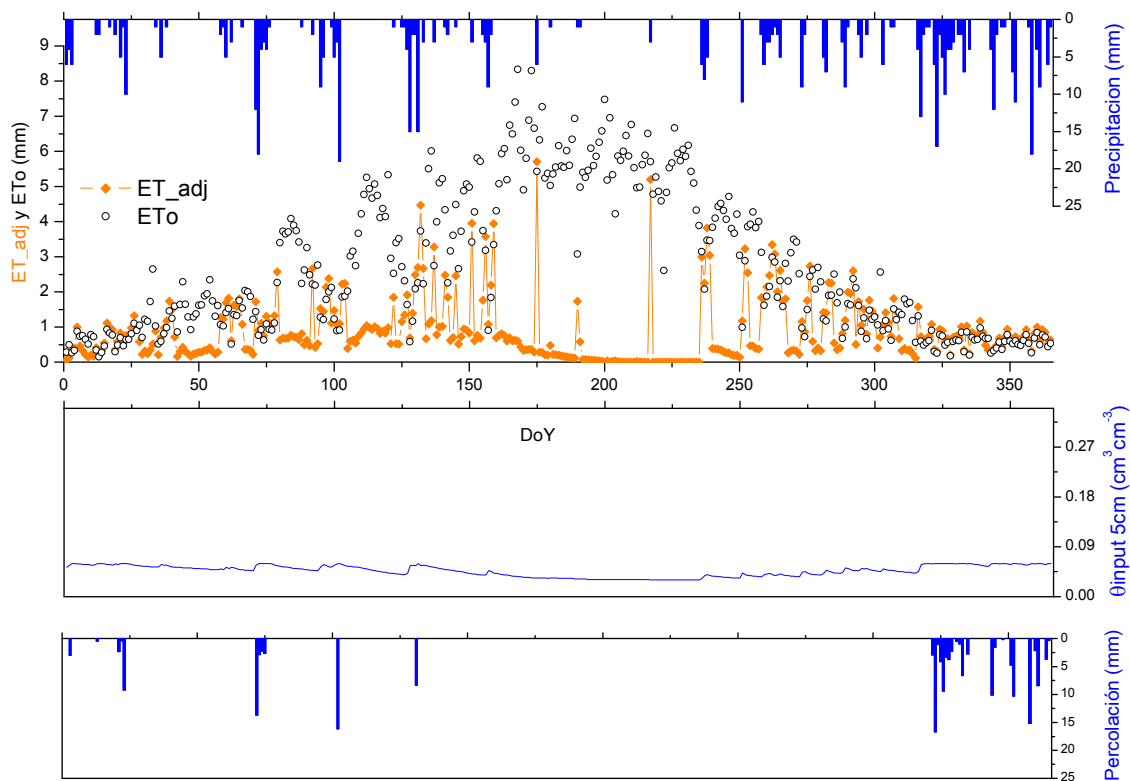


Figura B-15. Valores resultantes del balance de agua en H7.

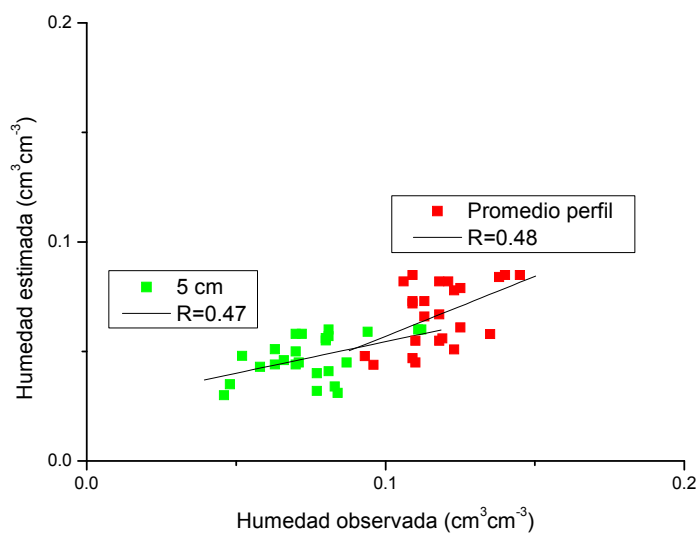


Figura B-16. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H7.

H13- Forestal

Estación bajo cobertura de pinos incluida en la clase forestal-pradera (figura B-17). En la tabla B-5 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-19 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-18 y B-20 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-17. Estación H13.

H13	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					CC $\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	70.36	11.45	18.19	0.424	0.158	0.075	30	16.5	12.1	6
<b>Promedio</b>	77.58	7.78	14.65	0.438	0.124	0.070	108	59.4	8.9	5

Tabla B-5. Valores de suelo de la estación H13.

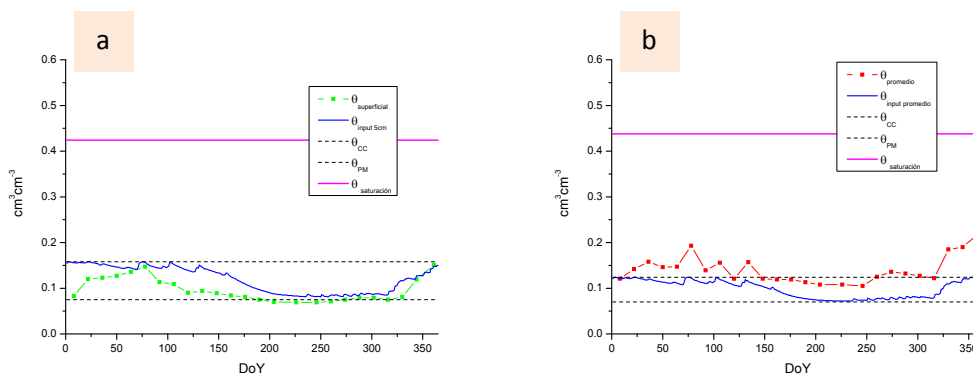


Figura B-18. (a)  $\vartheta_{\text{input } 5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en H13.

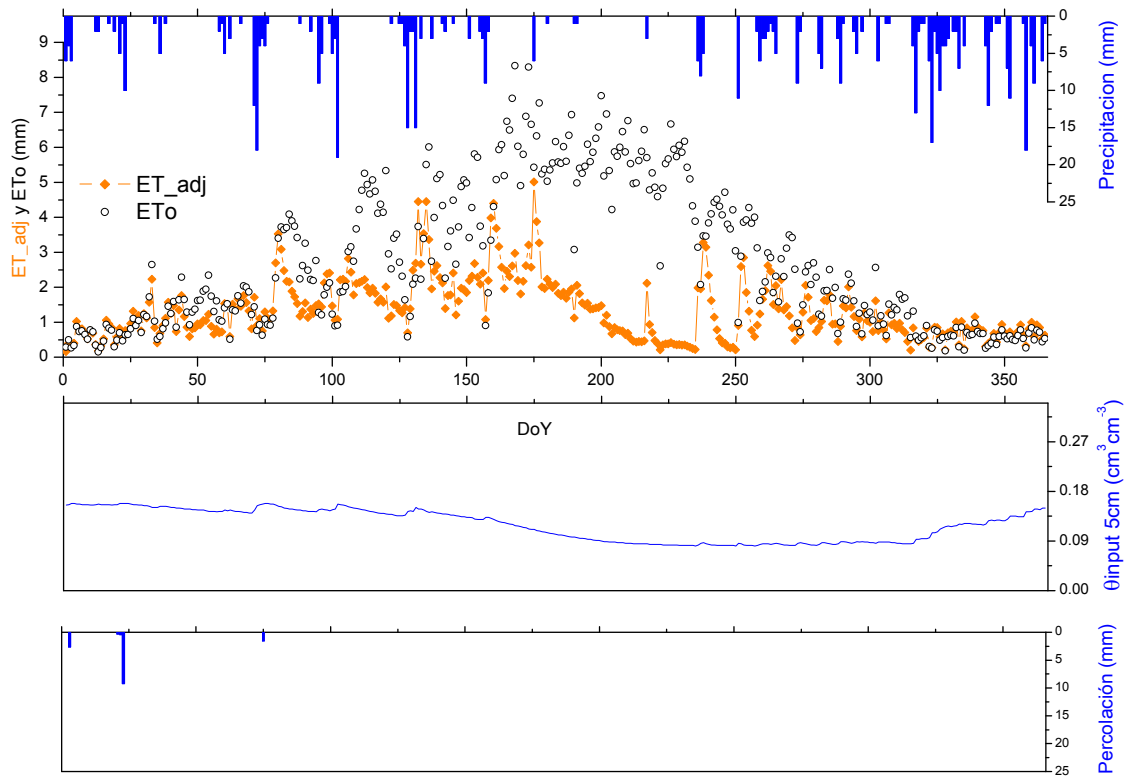


Figura B-19. Valores resultantes del balance de agua en H13.

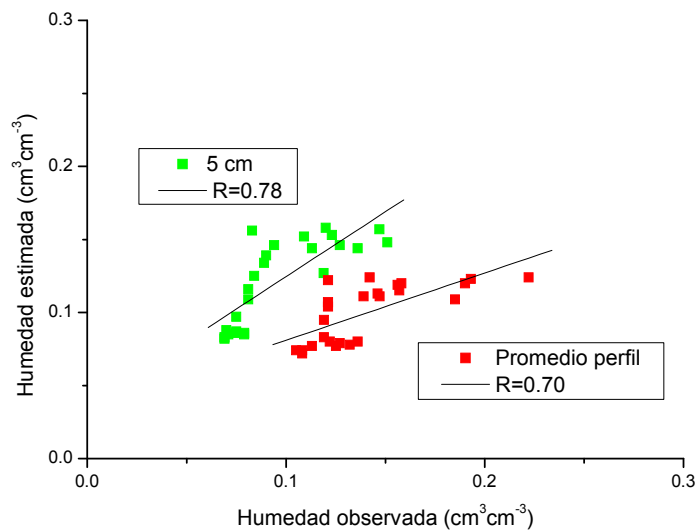


Figura B-20. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H13.

H11-Forestal

Estación próxima a vivienda rural, bajo cobertura de árboles ornamentales (figura B-21) y clasificada como forestal-pradera. Se halla próxima a cultivo de regadío, por lo que puede ofrecer resultados de humedad falseados por el riego. En la tabla B-6 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-23 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-22 y B-24 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-21. Estación H11.

H11	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	79.70	10.16	10.14	0.398	0.133	0.06	146	80.3	10.3	6
Promedio	78.49	10.13	11.38	0.426	0.1345	0.066	137	75.4	10.2	6

Tabla B-6. Valores de suelo de la estación H11.

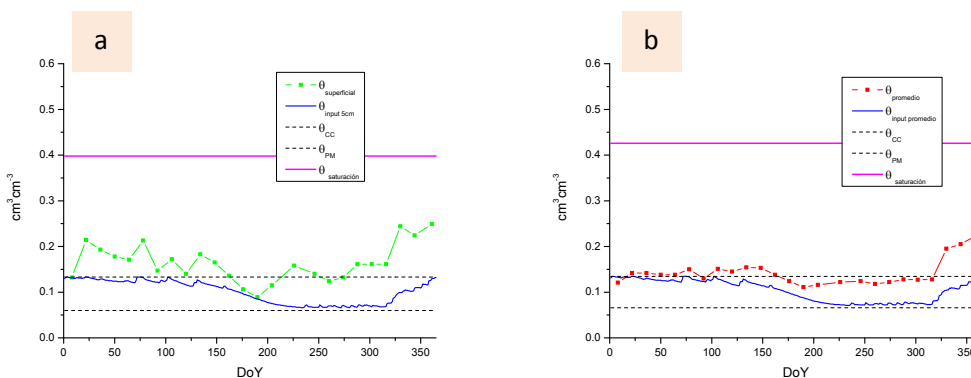


Figura B-22. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en H11.

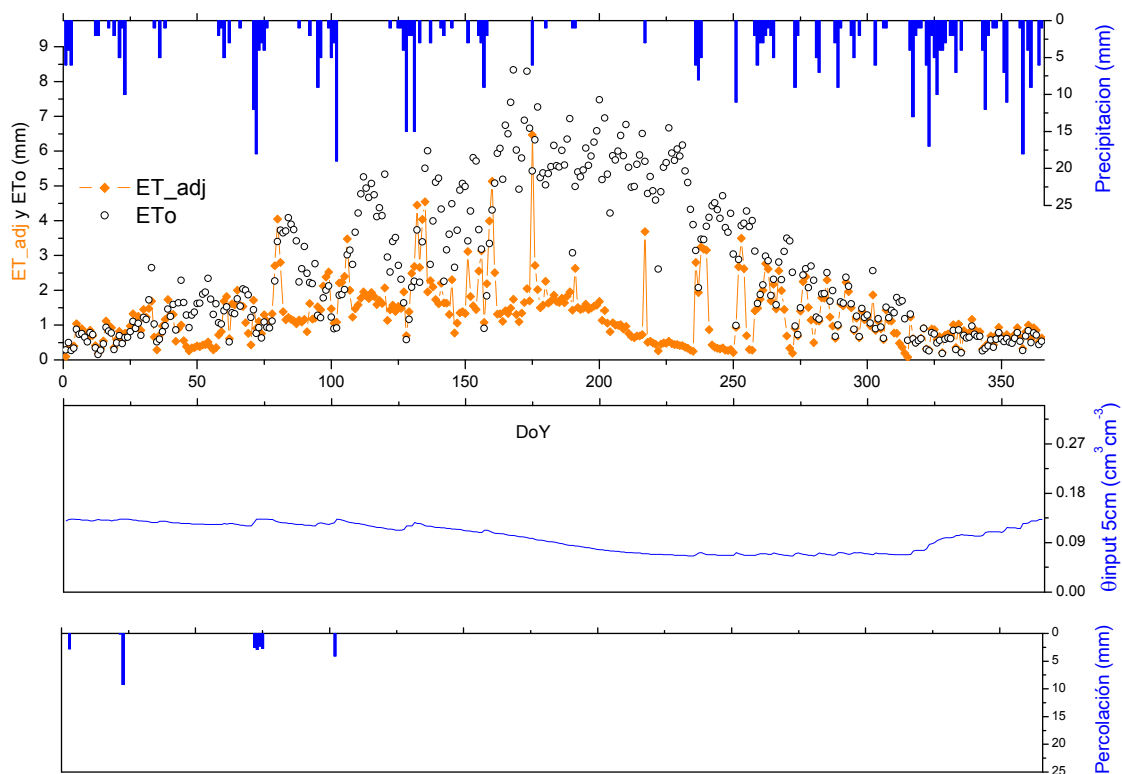


Figura B-23. Valores resultantes del balance de agua en H11.

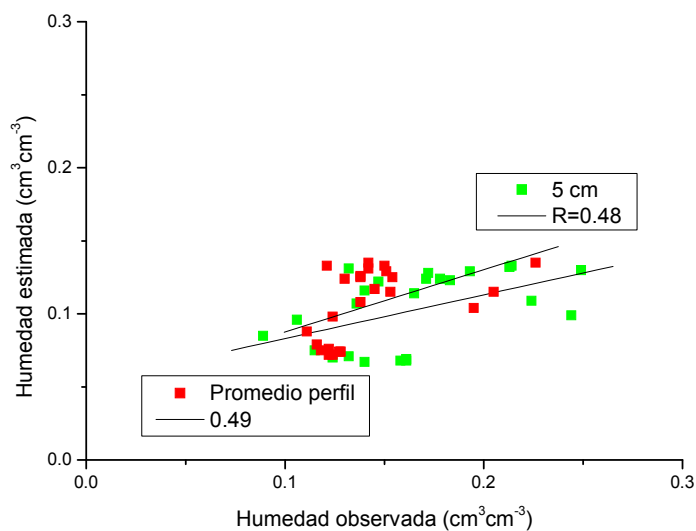


Figura B-24. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H11.

H9-Forestal-pradera

Estación en pradera natural de fondo de valle, junto a bosque de ribera, correctamente clasificada como forestal-pradera (figura B-25). En la tabla B-7 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-27 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-26 y B-28 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-25. Estación H9.

H9	HIDROMORE									
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	19.78	44.99	35.23	0.483	0.305	0.205	200	110	20.3	10
<b>Promedio</b>	44.27	31.55	24.18	0.461	0.235	0.153	164	90.2	15.9	8

Tabla B-7. Valores de suelo de la estación H9.

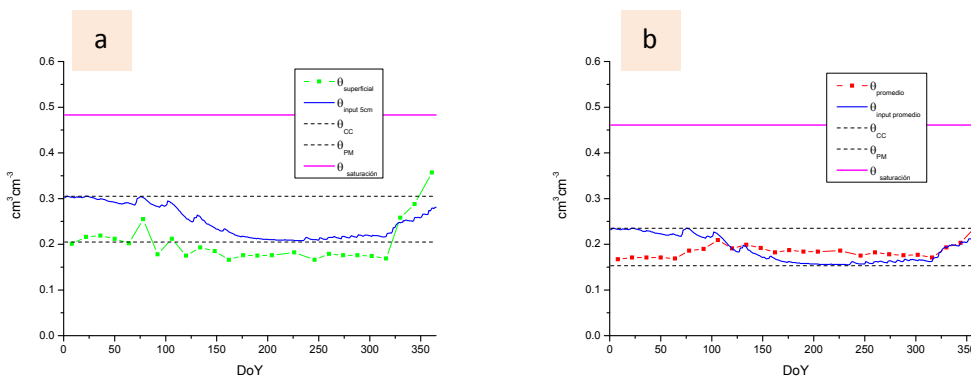


Figura B-26. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en H9.



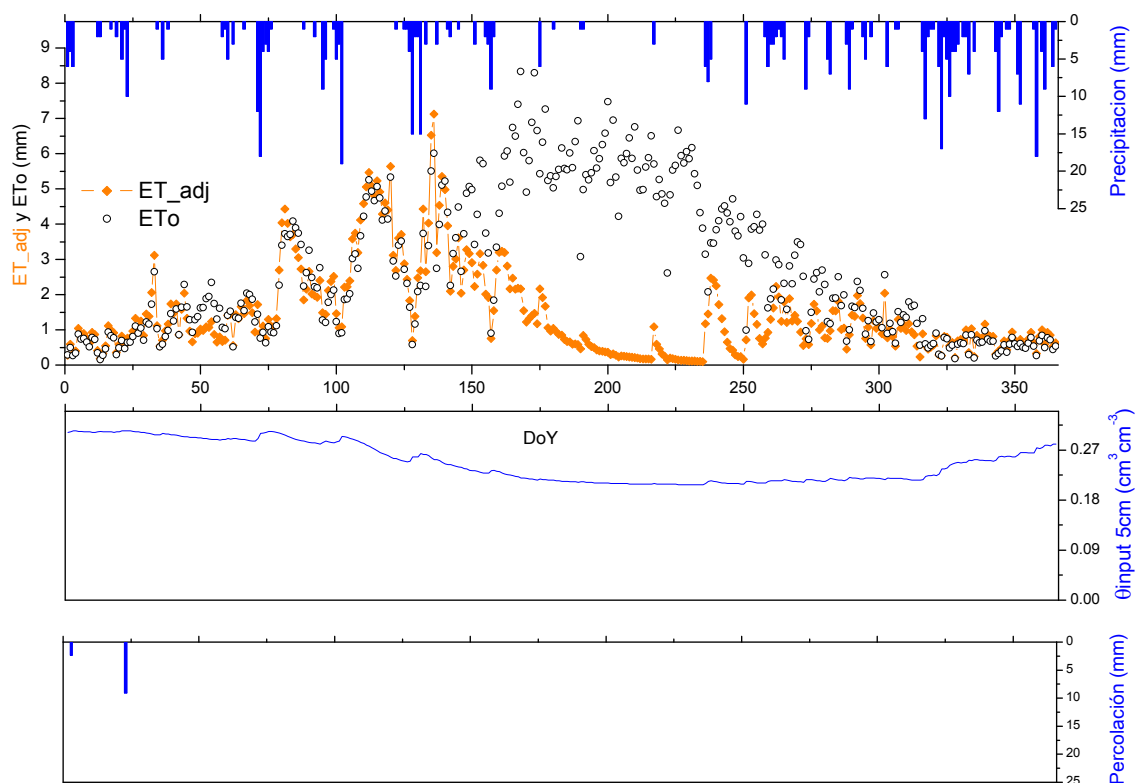


Figura B-27. Valores resultantes del balance de agua en H9.

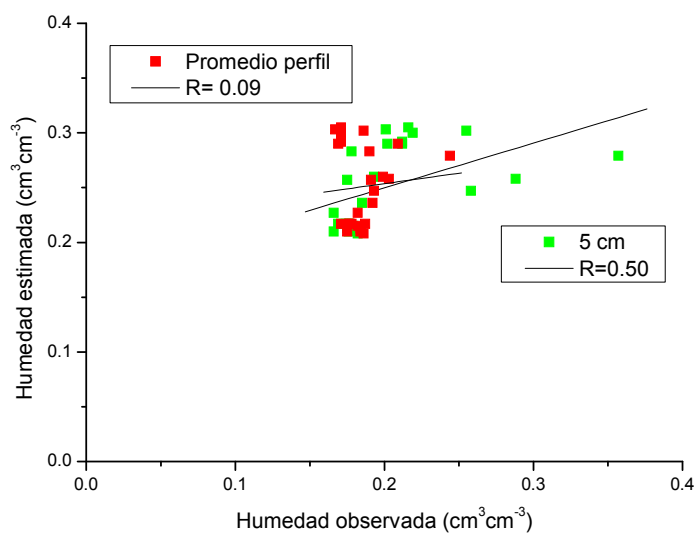


Figura B-28. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en H9.

I3- Viña

Estación en viña en espaldera correctamente clasificada. Aspecto muy arenoso (figura B-29). En la tabla B-8 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-31 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-30 y B-32 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-29. Estación I3.

I3	HIDROMORE										
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios				
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm	
<b>5 cm</b>	90.22	6.31	3.47	0.334	0.078	0.019	37	20.4	5	2	
<b>Promedio</b>	84.45	8.59	6.96	0.325	0.100	0.039	33	18.2	5.9	2	

Tabla B-8. Valores de suelo de la estación I3.

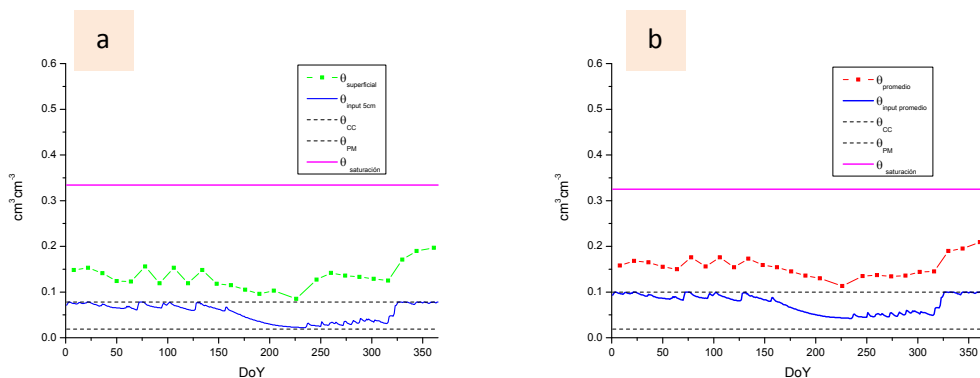


Figura B-30. (a)  $\vartheta_{\text{input5cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en I3.

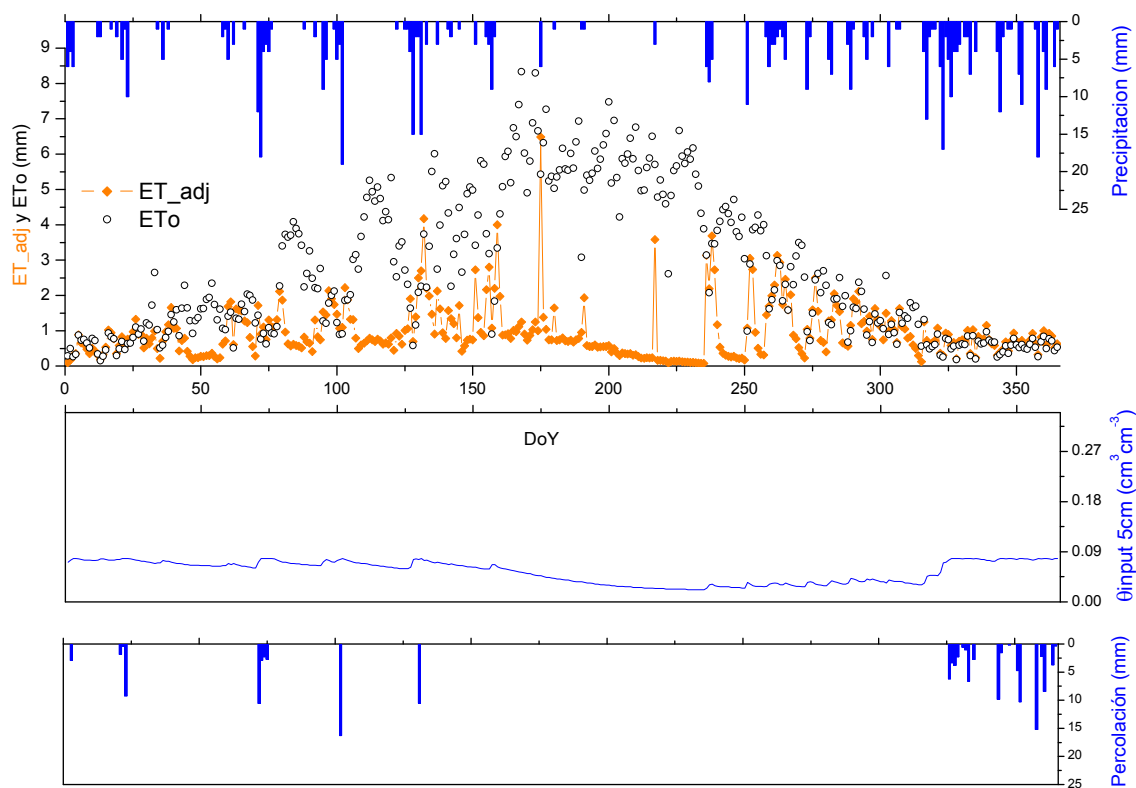


Figura B-31. Valores resultantes del balance de agua en I3.

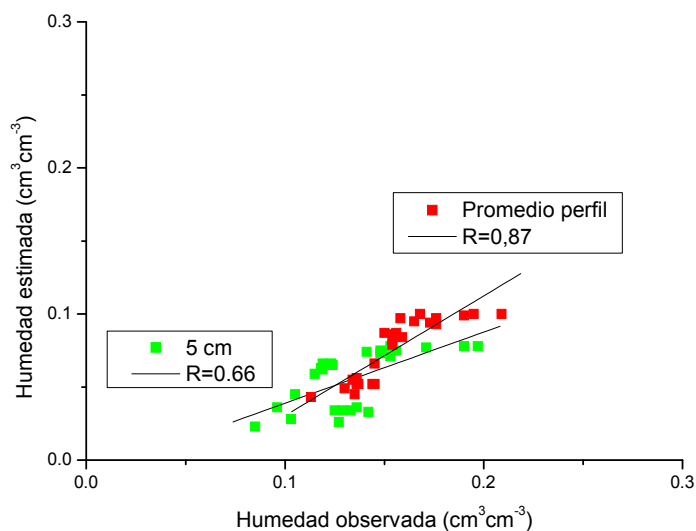


Figura B-32. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en I3.

I6-Viña

Estación situada en viña en vaso, correctamente clasificada. Aspecto muy arenoso (figura B-33). En la tabla B-9 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-35 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-34 y B-36 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-33. Estación I6.

I6	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	89.81	5.93	4.26	0.318	0.062	0.025	37	20.4	5	2
<b>Promedio</b>	85.61	5.87	8.53	0.347	0.085	0.052	33	18.2	5.9	2

Tabla B-9. Valores de suelo de la estación I6.

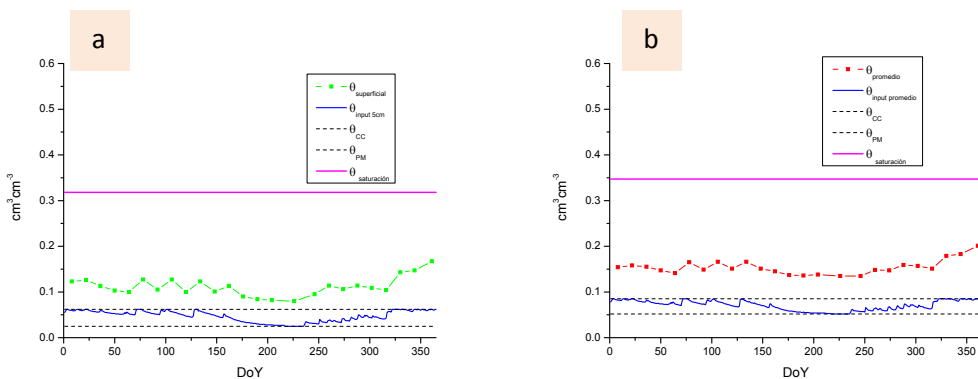


Figura B-34. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en I6.

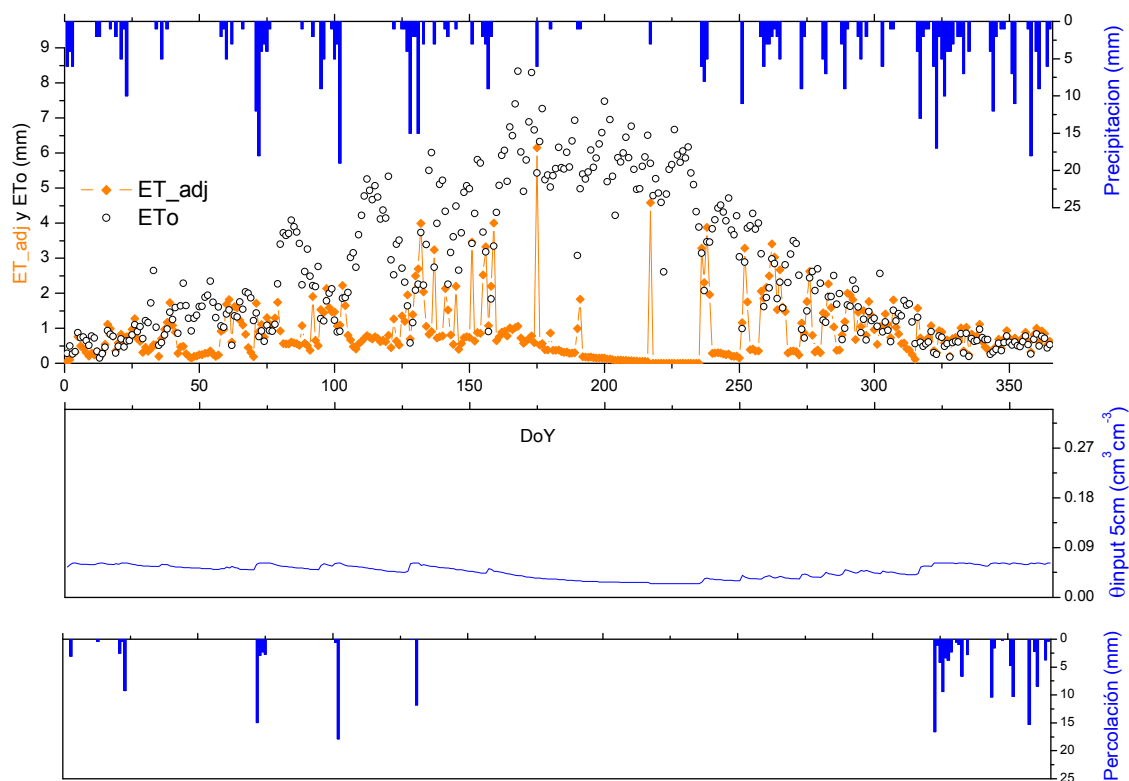


Figura B-35. Valores resultantes del balance de agua en 16.

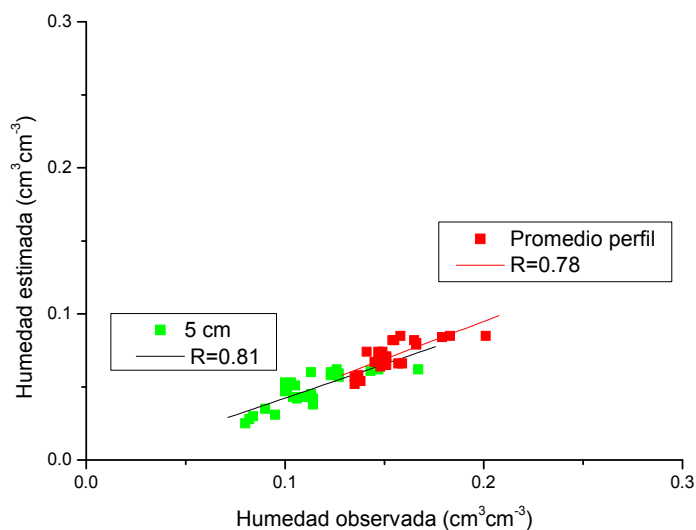


Figura B-36. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en 16.

J12-Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-37). Aspecto arcilloso. En la tabla B-10 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-39 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-38 y B-40 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-37. Estación J12.

J12	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	60.94	16.85	22.21	0.483	0.236	0.096	46.2 a 126	25.4 a 69.3	18.8	9
Promedio	61.25	15.58	23.18	0.443	0.227	0.121	35 a 95.4	19.2 a 52.2	16.7	9

Tabla B-10. Valores de suelo de la estación J12.

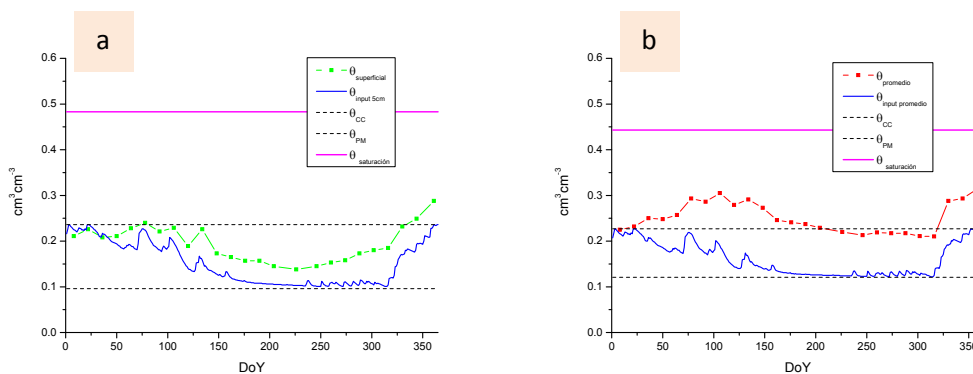


Figura B-38. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en J12.

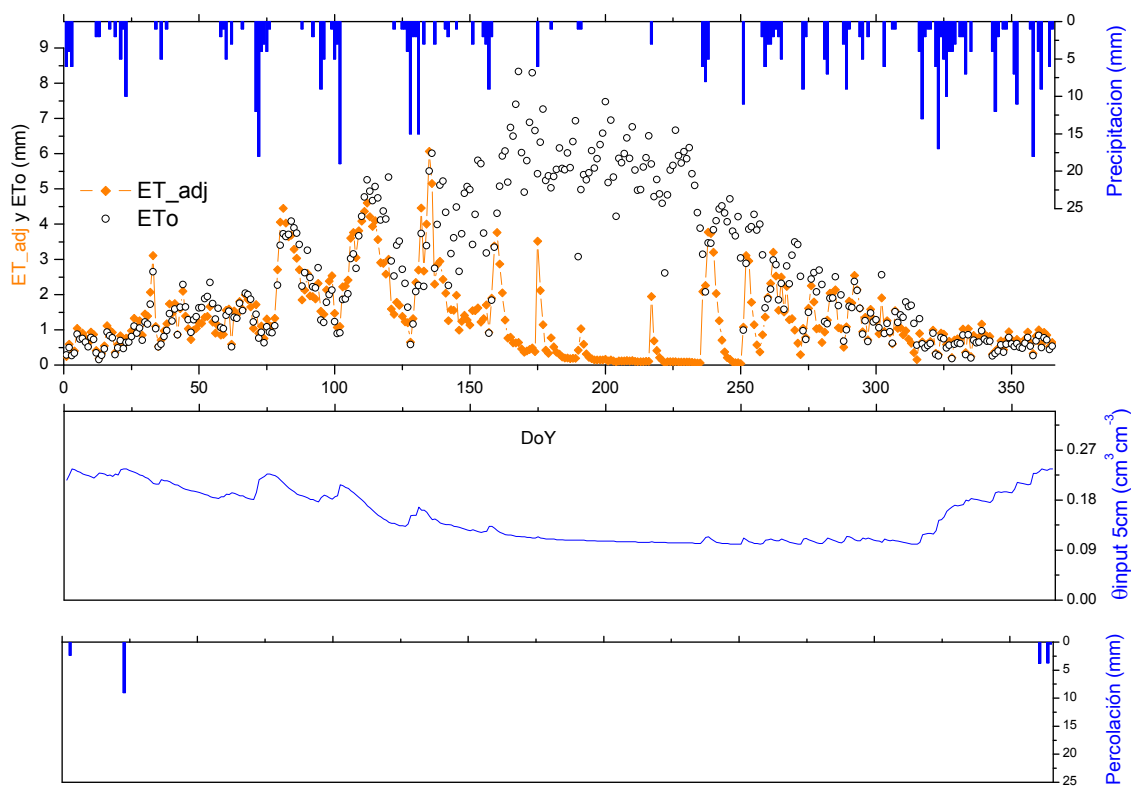


Figura B-39. Valores resultantes del balance de agua en J12.

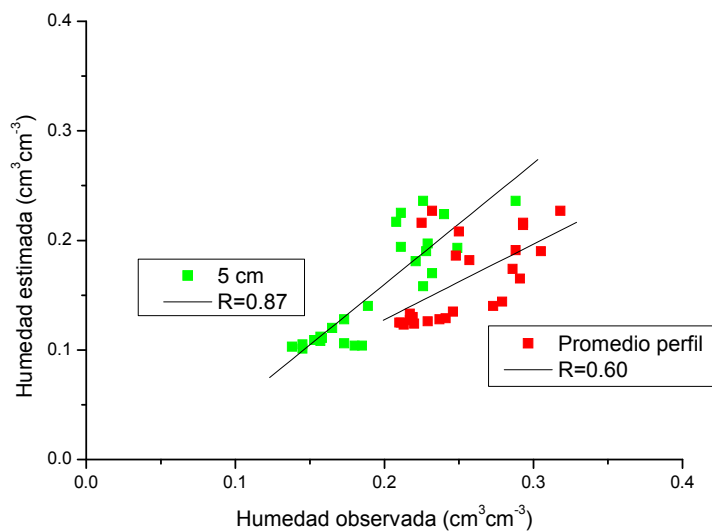


Figura B-40. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en J12.

J3-Viña

Estación situada entre viñedo en vaso y viñedo en espaldera, correctamente clasificada (figura B-41). Aspecto pedregoso. En la tabla B-11 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-43 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-42 y B-44 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-41. Estación J3.

J3	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	85.05	11.26	3.69	0.364	0.063	0.016	47	25.9	5.5	2
Promedio	87.27	9.06	3.67	0.367	0.053	0.022	31	17.1	4.2	2

Tabla B-11. Valores de suelo de la estación J3.

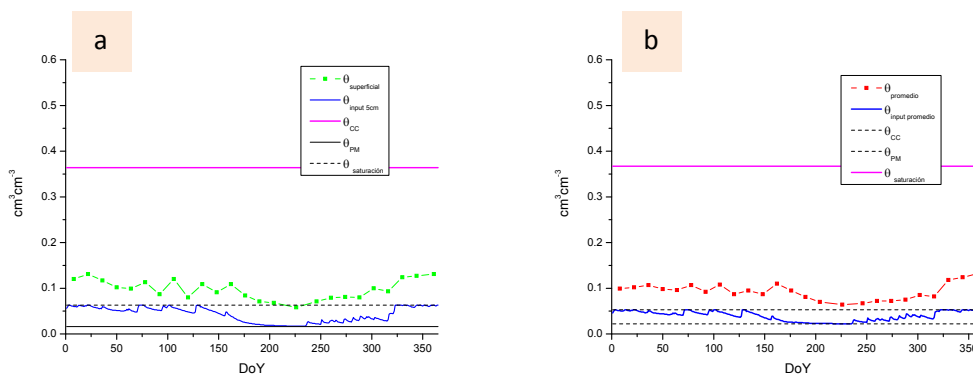


Figura B-42. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en J3.



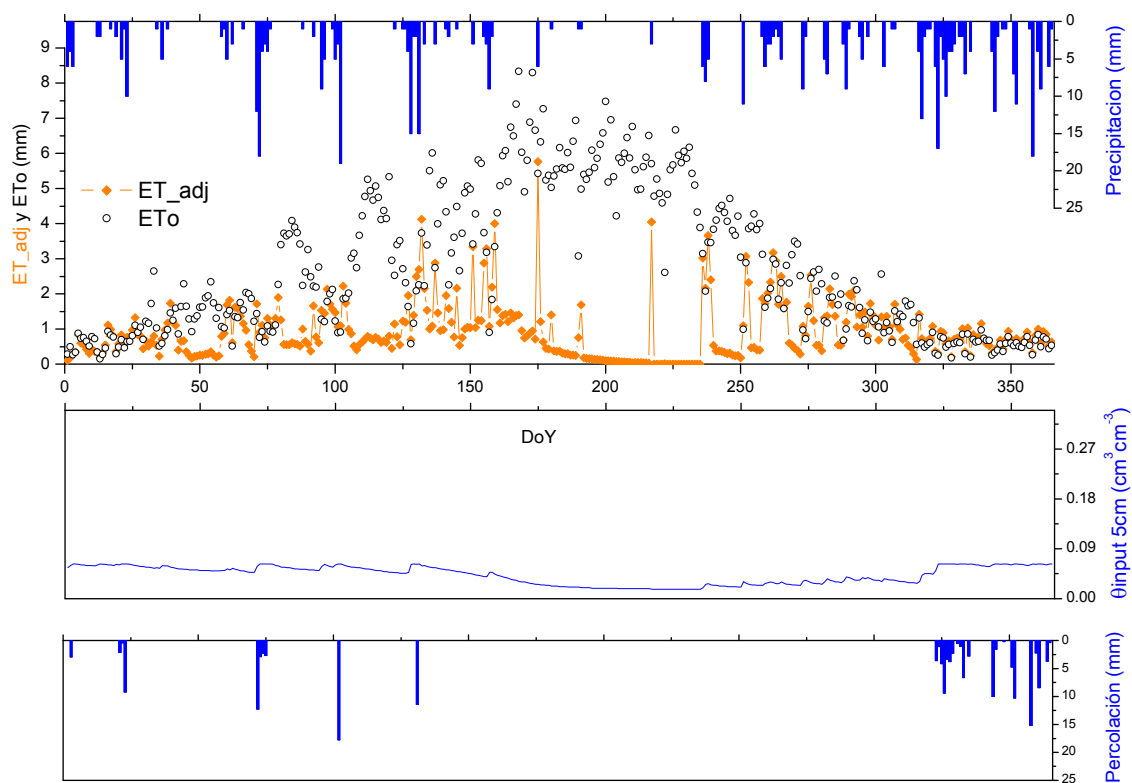


Figura B-43. Valores resultantes del balance de agua en J3.

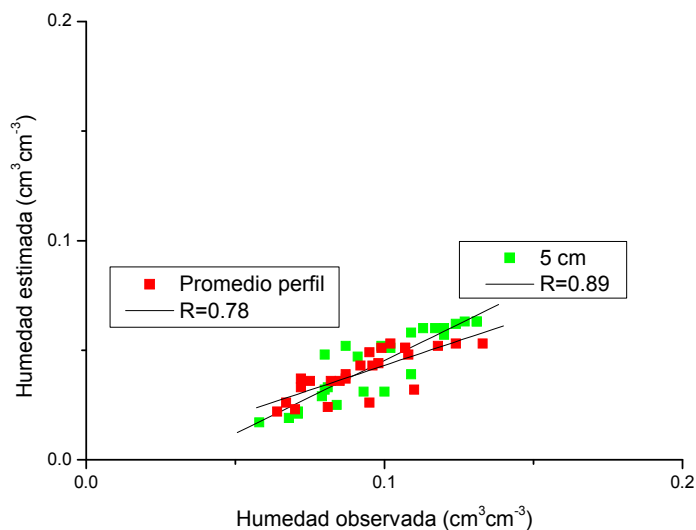


Figura B-44. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en J3.

J14-Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-45). En la tabla B-12 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-47 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-46 y B-48 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-45. Estación J14.

J14	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	66.81	20.98	12.21	0.541	0.141	0.041	33 a 90	18.2 a 49.5	12.1	6
Promedio	64.27	19.64	16.09	0.420	0.163	0.075	29 a 79.2	16 a 43.6	12.6	6

Tabla B-12. Valores de suelo de la estación J14.

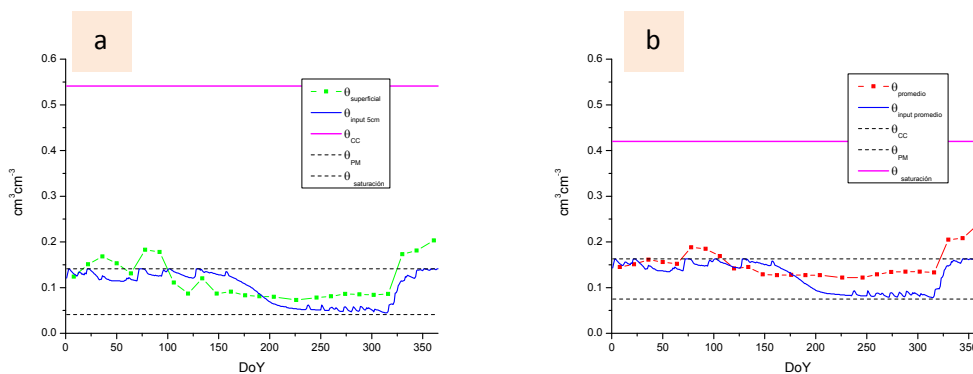


Figura B-46. (a)  $\vartheta_{\text{input } 5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en J14.

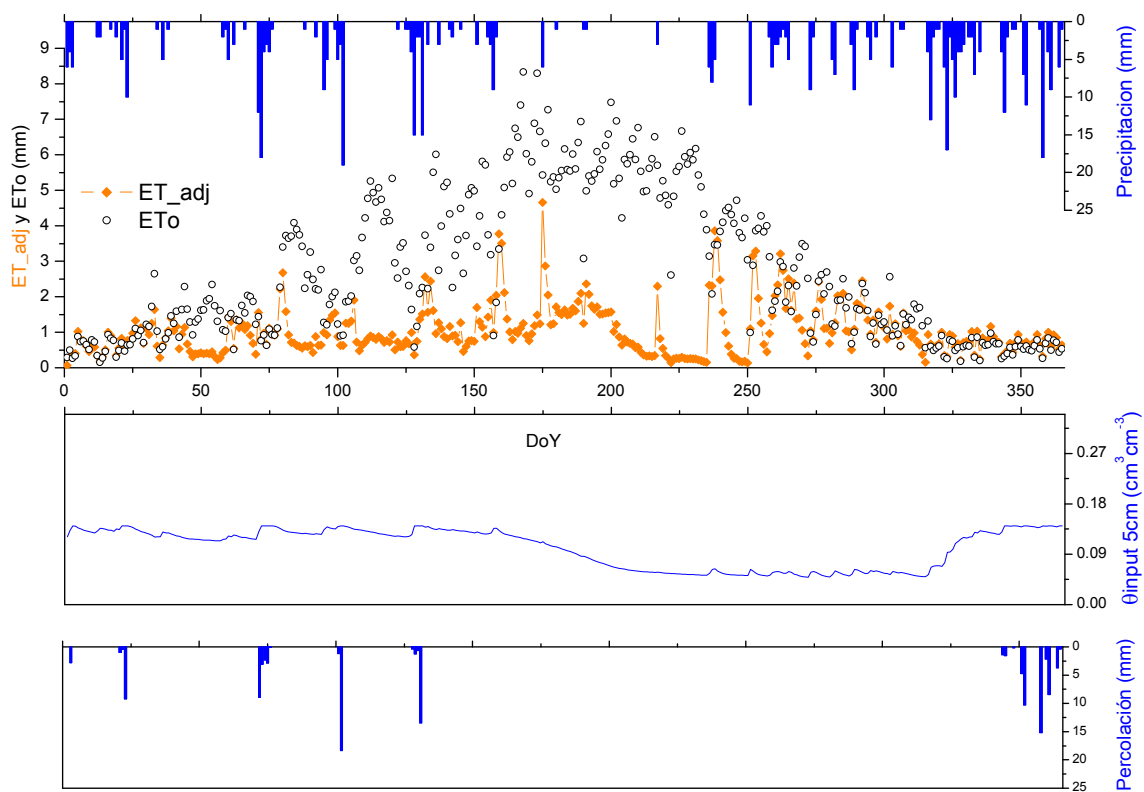


Figura B-47. Valores resultantes del balance de agua en J14.

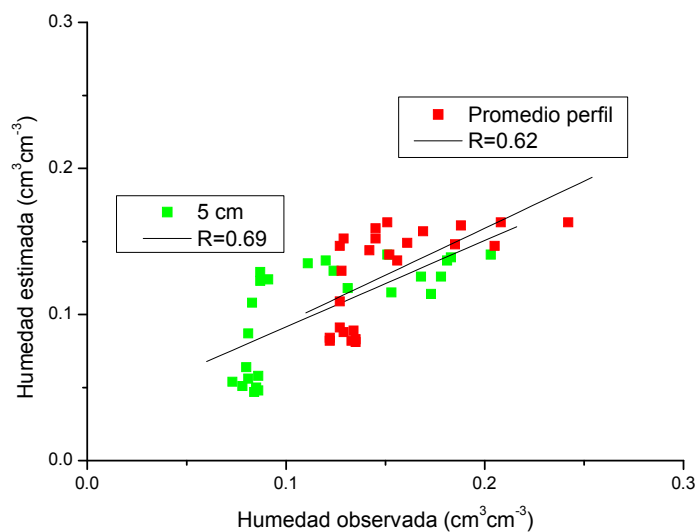


Figura B-48. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en J14.

K10-Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-49). Aspecto pedregoso y arenoso. En la tabla B-13 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-51 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-50 y B-52 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-49. Estación K10.

K10	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	91.16	5.71	3.13	0.394	0.041	0.022	6.3 a 17.1	3.4 a 9.4	3	2
<b>Promedio</b>	85.47	9.90	4.63	0.369	0.07	0.027	14.2 a 38.7	7.8 a 21.3	5.7	2

Tabla B-13. Valores de suelo de la estación K10.

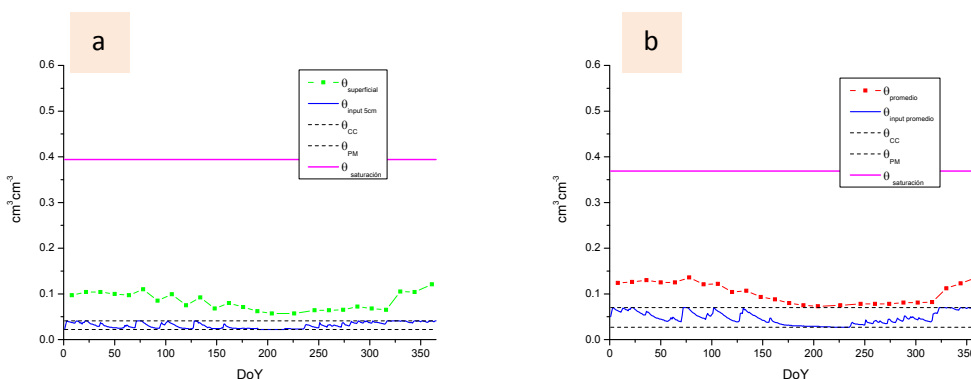


Figura B-50. (a)  $\vartheta_{\text{input } 5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en K10.

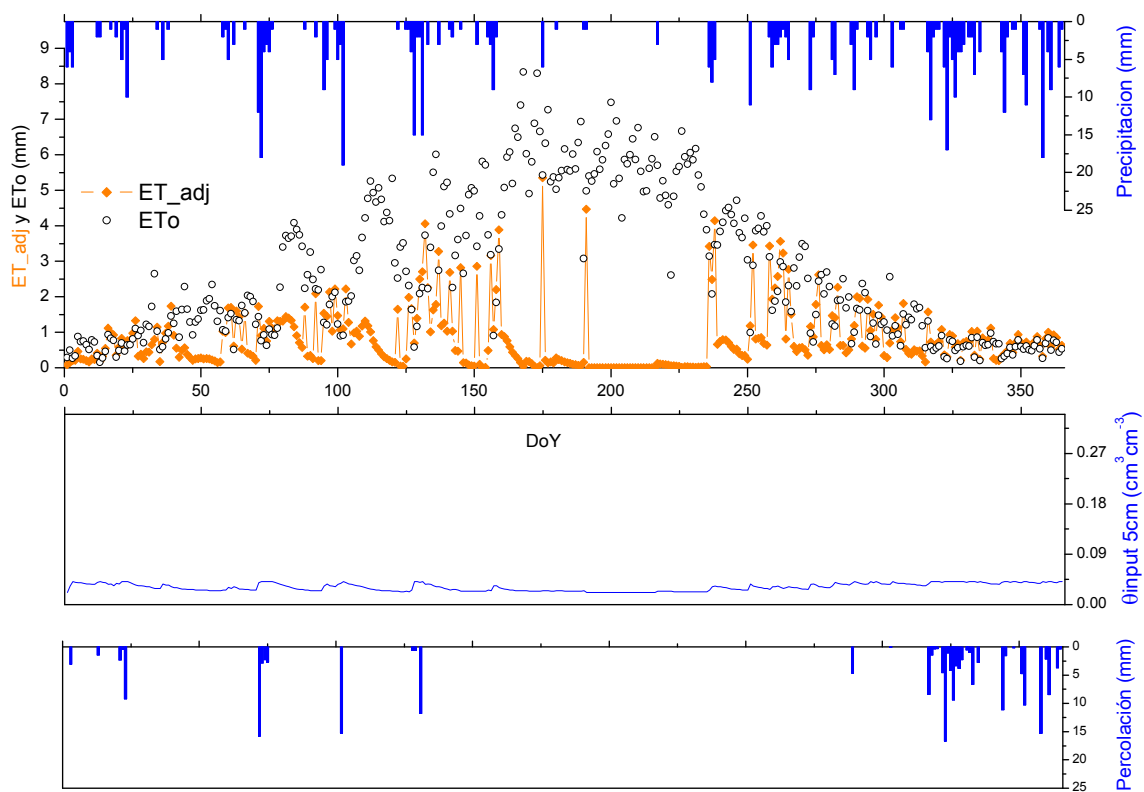


Figura B-51. Valores resultantes del balance de agua en K10.

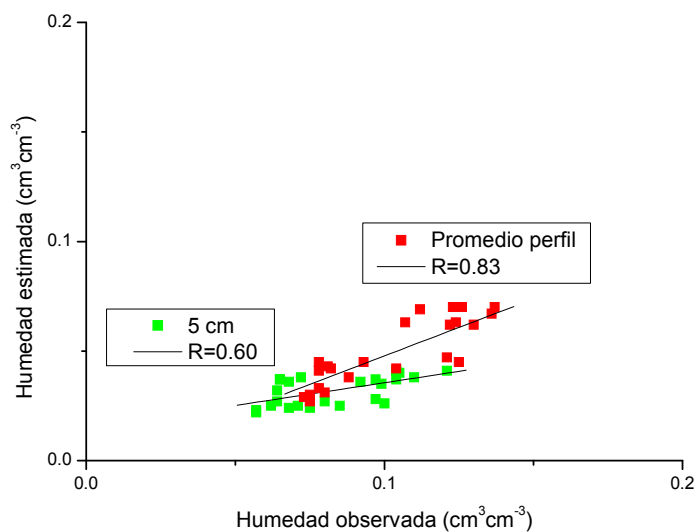


Figura B-52. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en K10.

K9-Forestal-pradera

Estación en pradera regada bajo cobertura de árboles de ribera, correctamente clasificada como forestal-pradera (figura B-53). Presenta valores de humedad real anómalos debido a la presencia de agua canalizada. En la tabla B-14 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-55 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-54 y B-56 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-53. Estación K9.

K9	HIDROMORE									
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	74.36	15.00	10.64	0.481	0.181	0.137	88	48.4	11.3	6
<b>Promedio</b>	74.90	12.51	12.59	0.446	0.189	0.095	188	103.4	14.2	7

Tabla B-14. Valores de suelo de la estación K9.

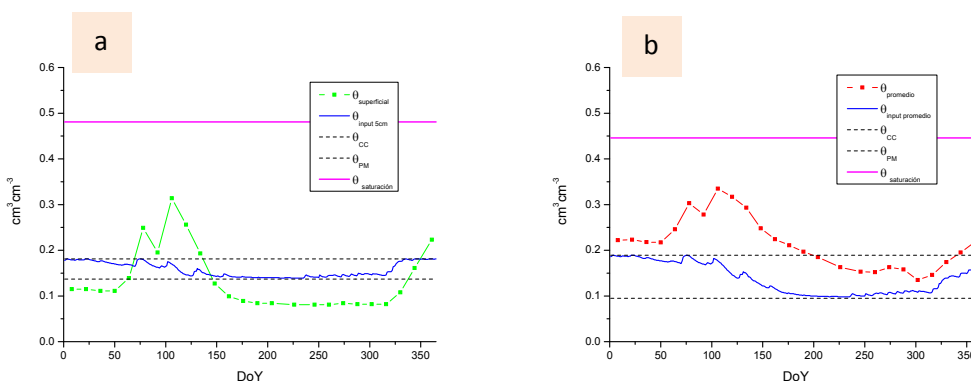


Figura B-54. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$  (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en K9.

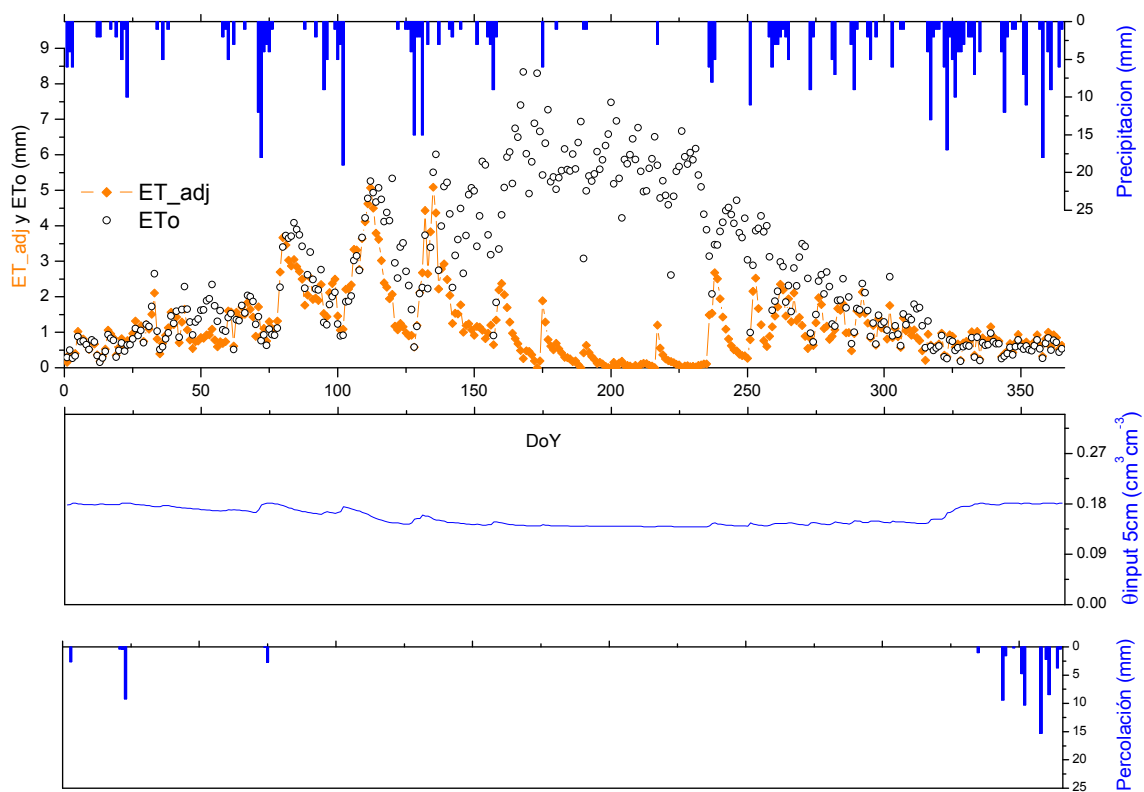


Figura B-55. Valores resultantes del balance de agua en K9.

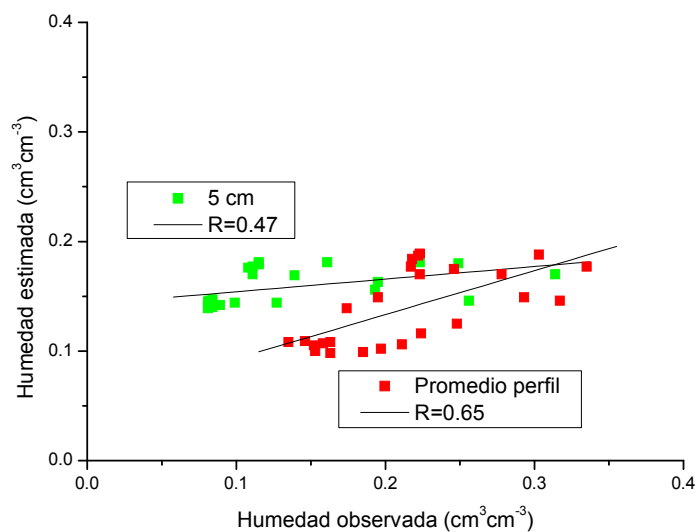


Figura B-56. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en K9.

K4-Viña

Estación situada en viñedo en vaso, incorrectamente clasificada como improductivo debido a su cercanía con terrenos de secano, barbecho e improductivo (camino) (figura B-57). En la tabla B-15 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-59 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-58 y B-60 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-57. Estación K4.

K4	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	87.09	9.27	3.64	0.330	0.052	0.021	31	17.1	4.2	2
Promedio	90.85	4.02	5.14	0.416	0.047	0.034	13	7.2	3	2

Tabla B-15. Valores de suelo de la estación K4.

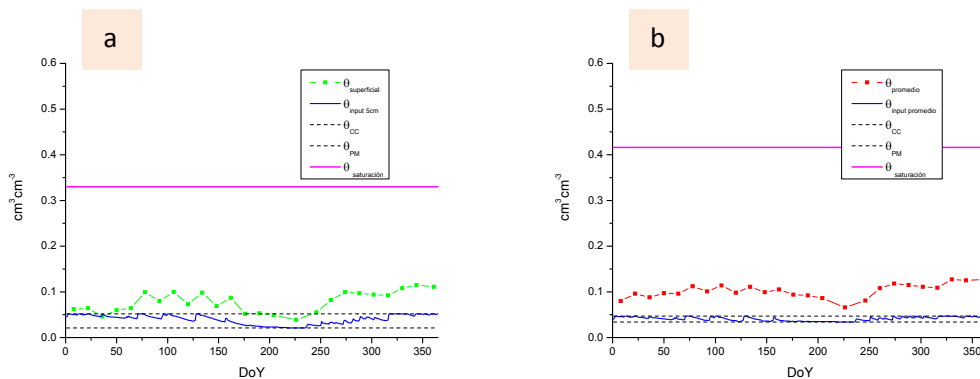


Figura B-58. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en K4.



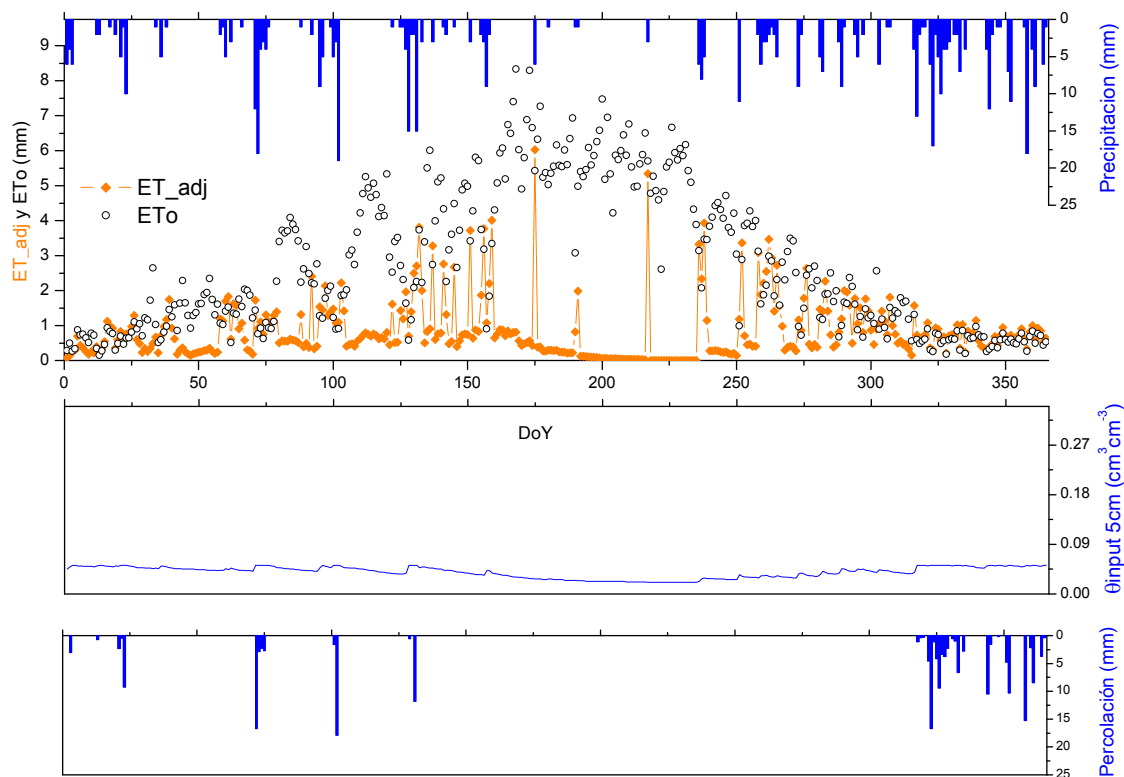


Figura B-59. Valores resultantes del balance de agua en K4.

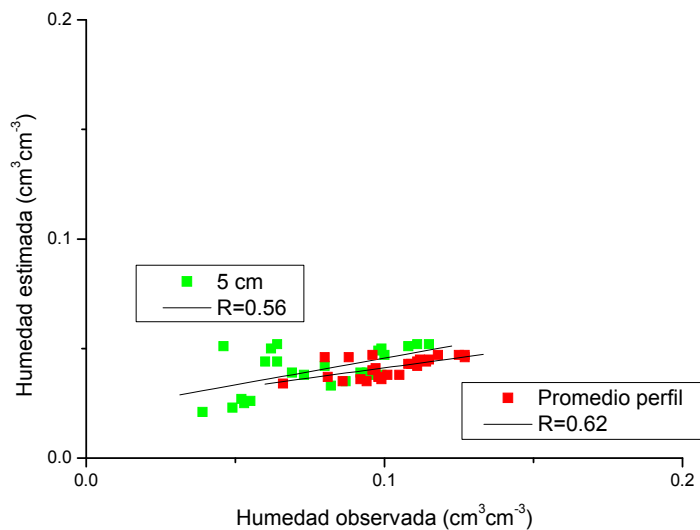


Figura B-60. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en K4.

L3-Viña

Estación en viña en espaldera incorrectamente clasificada como secano (figura B-61). En la tabla B-16 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-63 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-62 y B-64 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-61. Estación L3.

L3	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	82.25	6.44	11.31	0.427	0.125	0.04	28 a 76.5	15.4 a 42.1	10.5	5
Promedio	83.05	7.18	9.77	0.383	0.119	0.046	24 a 65.7	13.2 a 36.1	9.6	5

Tabla B-16. Valores de suelo de la estación L3.

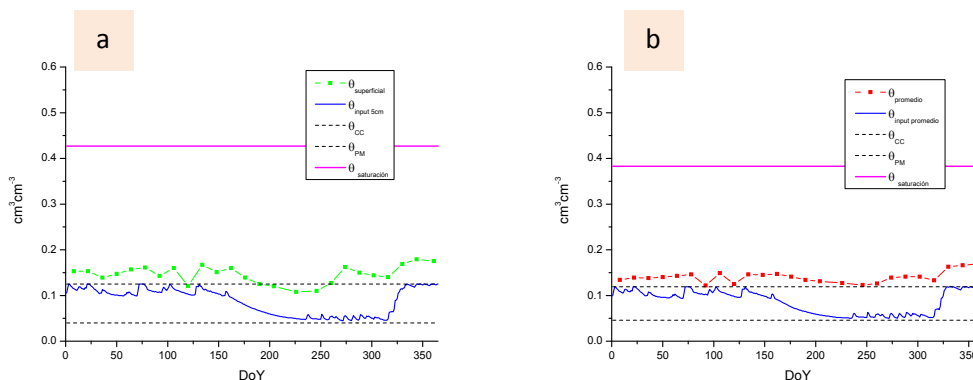


Figura B-62. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en L3.

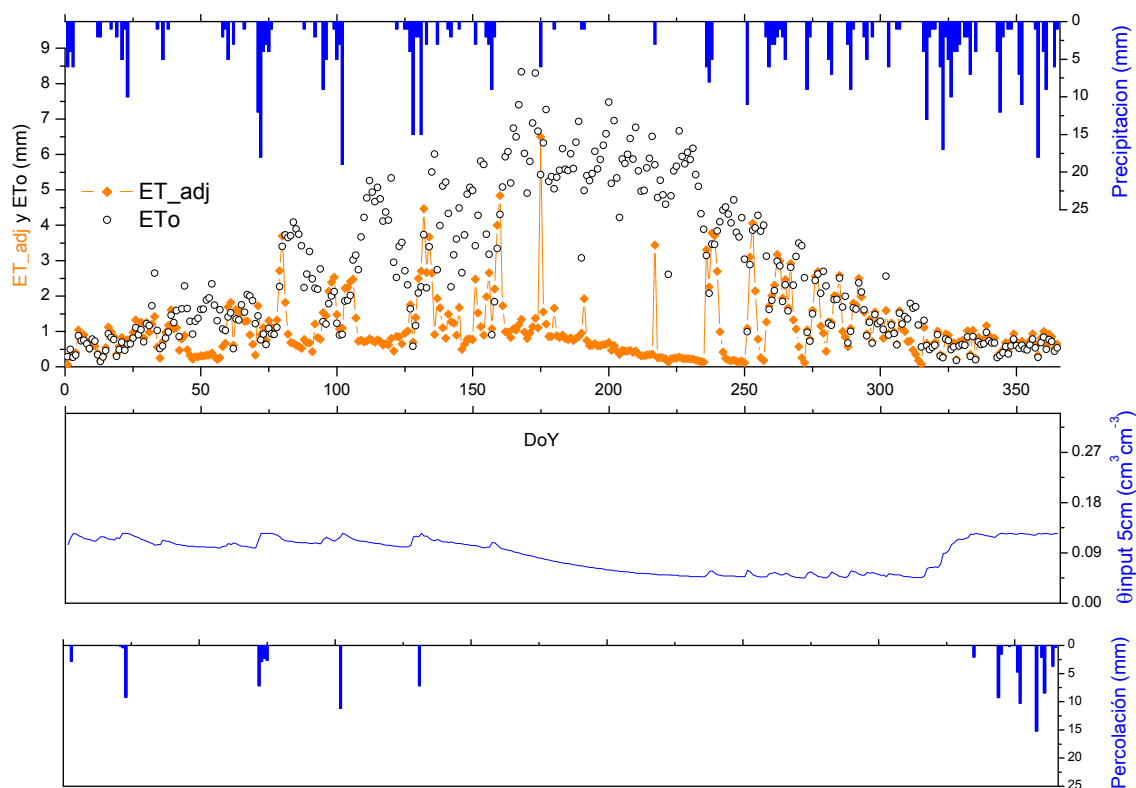


Figura B-63. Valores resultantes del balance de agua en L3.

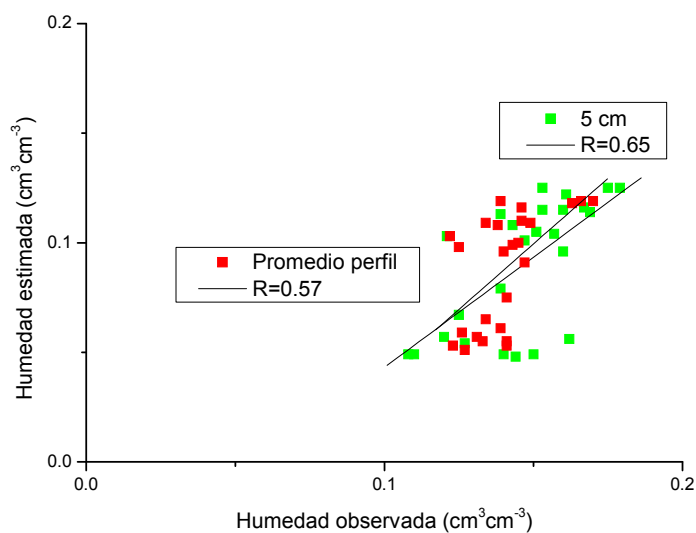


Figura B-64. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en L3.

L7- Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-65). Aspecto pedregoso. En la tabla B-17 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-67 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-66 y B-68 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-65. Estación L7.

L7	HIDROMORE										
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios				
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm	
5 cm	46.80	20.78	32.42	0.542	0.30	0.162	45.5 a 124.2	25 a 68.3	21.9	10	
Promedio	47.33	19.72	32.95	0.511	0.29	0.176	37.6 a 102.6	20.7 a 56.4	20.2	10	

Tabla B-17. Valores de suelo de la estación L7.

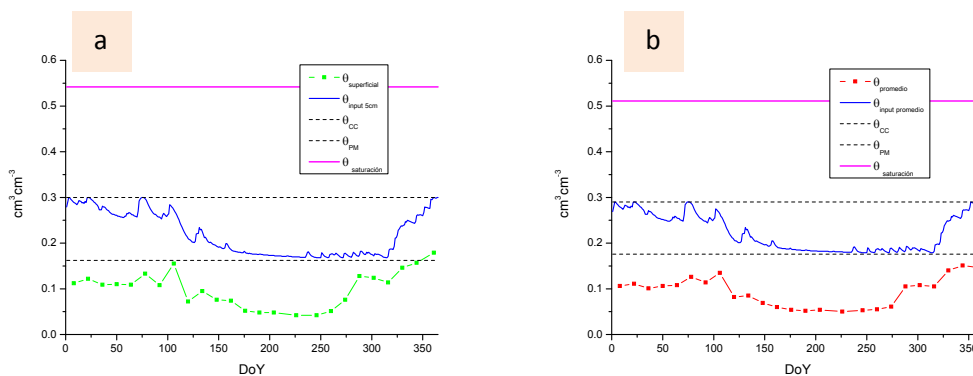


Figura B-66. (a)  $\vartheta_{\text{input5cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en L7.

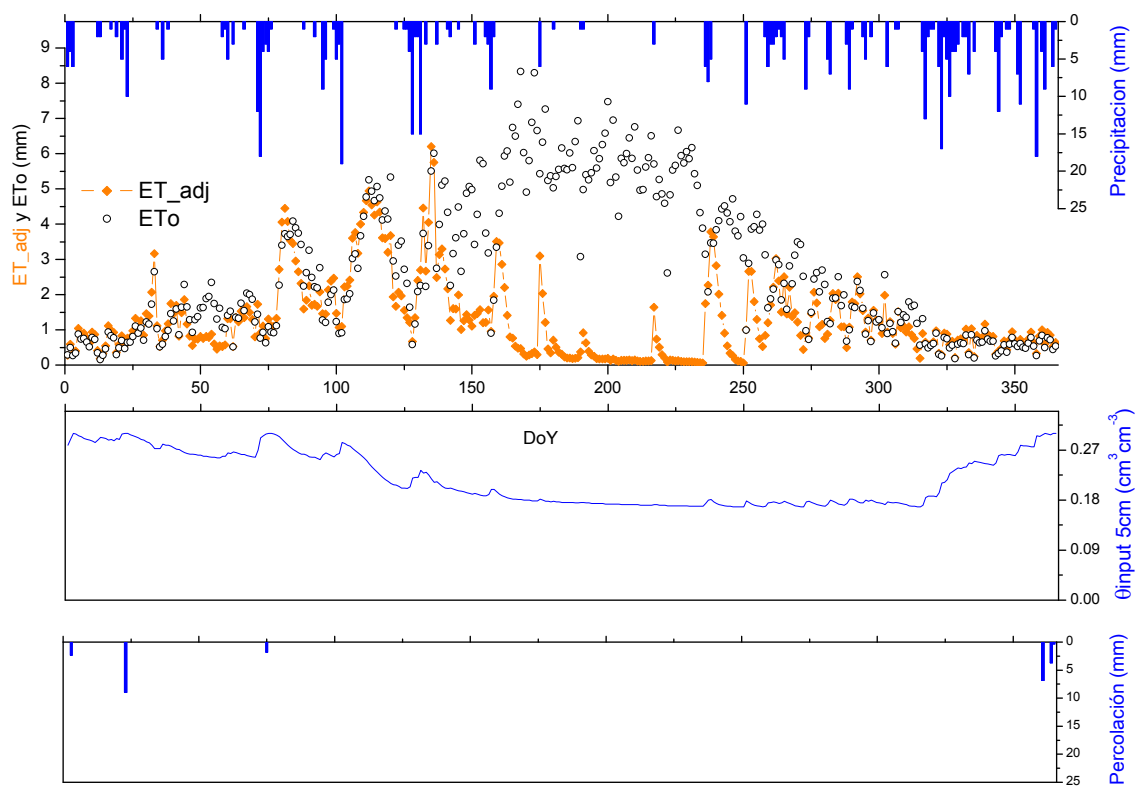


Figura B-67. Valores resultantes del balance de agua en L7.

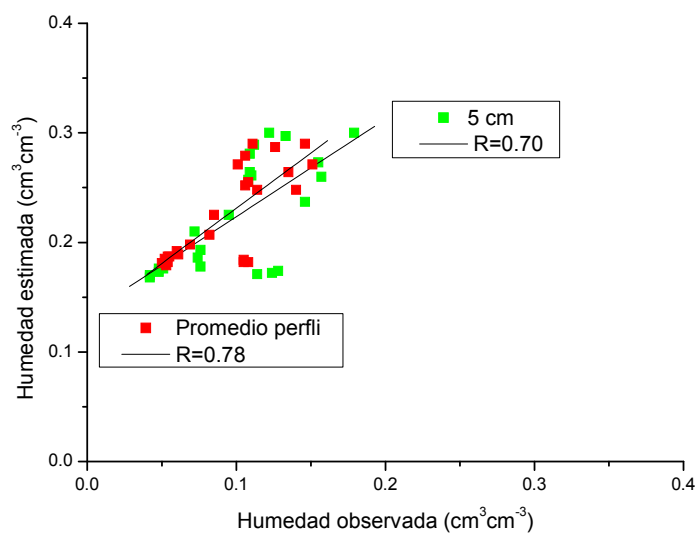


Figura B-68. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en L7.

M5-Secano

Estación en secano incorrectamente clasificada como viña (figura B-69). En la tabla B-18 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-71 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-70 y B-72 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-69. Estación M5.

M5	HIDROMORE										
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	Input		Intermedios				
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm	
5 cm	81.64	8.31	10.05	0.357	0.100	0.057	43	23.7	7.2	5	
Promedio	82.43	7.13	10.45	0.408	0.095	0.051	44	24.2	7	5	

Tabla B-18. Valores de suelo de la estación M5.

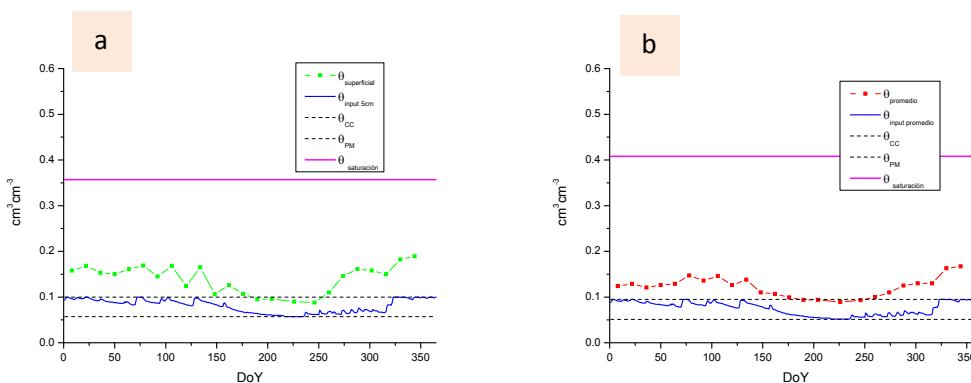


Figura B-70. (a)  $\vartheta_{\text{input } 5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en M5.

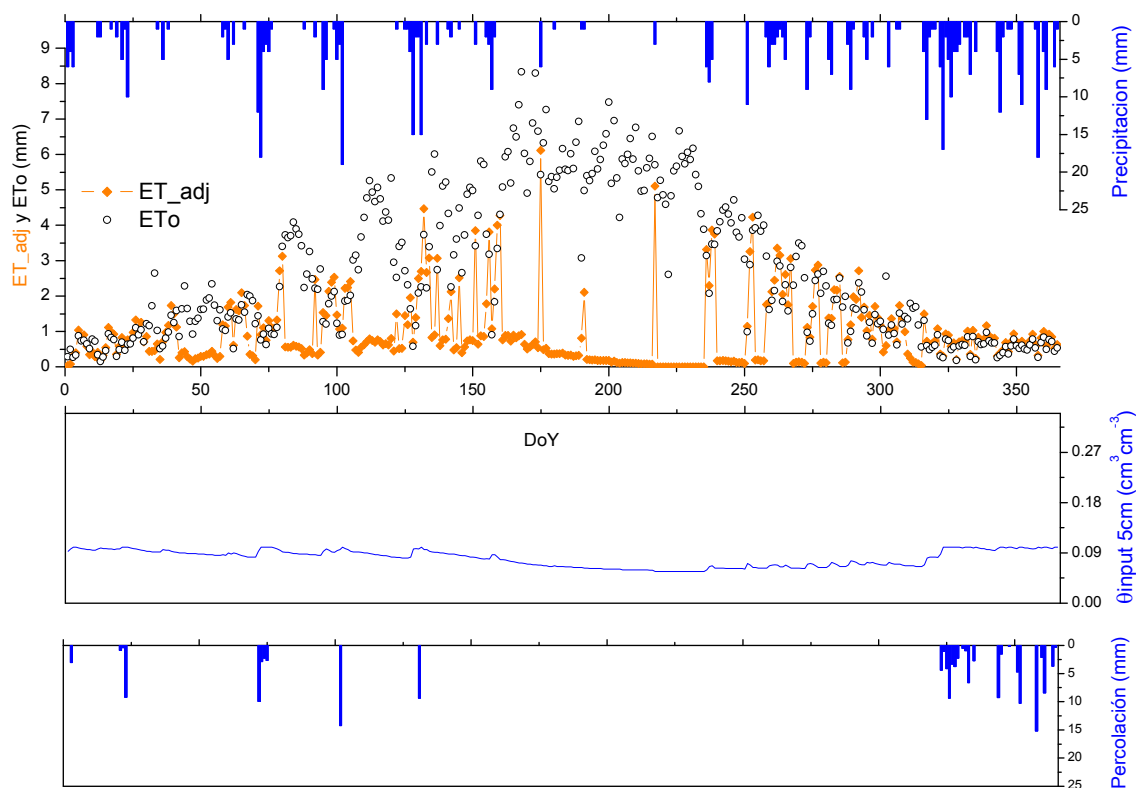


Figura B-71. Valores resultantes del balance de agua en M5.

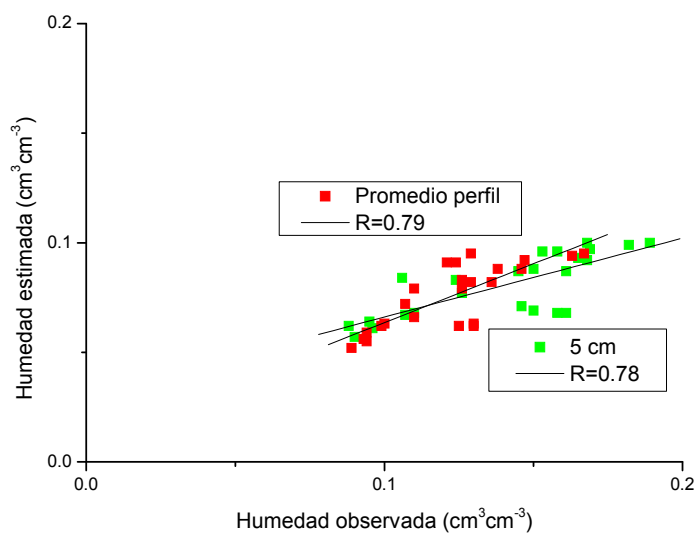


Figura B-72. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en M5.

M13-Forestal-pradera

Estación en pradera natural bajo cobertura de árboles de ribera correctamente clasificada como forestal-pradera (figura B-73). En la tabla B-19 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-75 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-74 y B-76 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-73. Estación M13.

M13	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	3.57	32.04	64.39	0.424	0.364	0.273	182	100.1	22.8	11
Promedio	19.35	36.40	44.25	0.438	0.344	0.195	298	163.9	24.7	12

Tabla B-19. Valores de suelo de la estación M13.

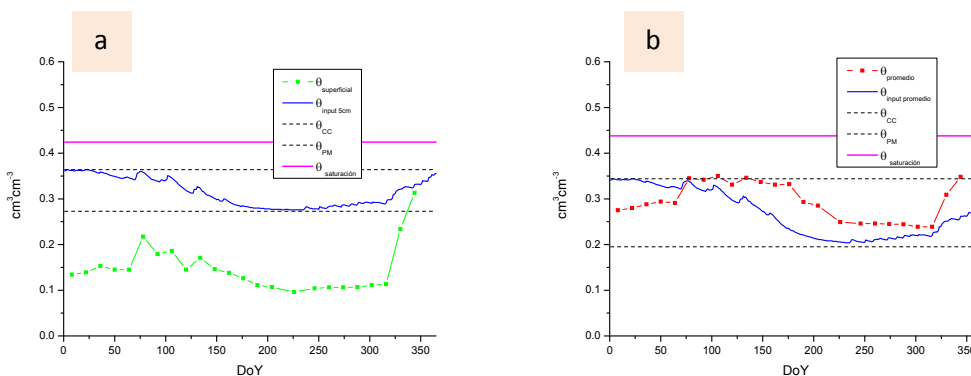


Figura B-74. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en M13.



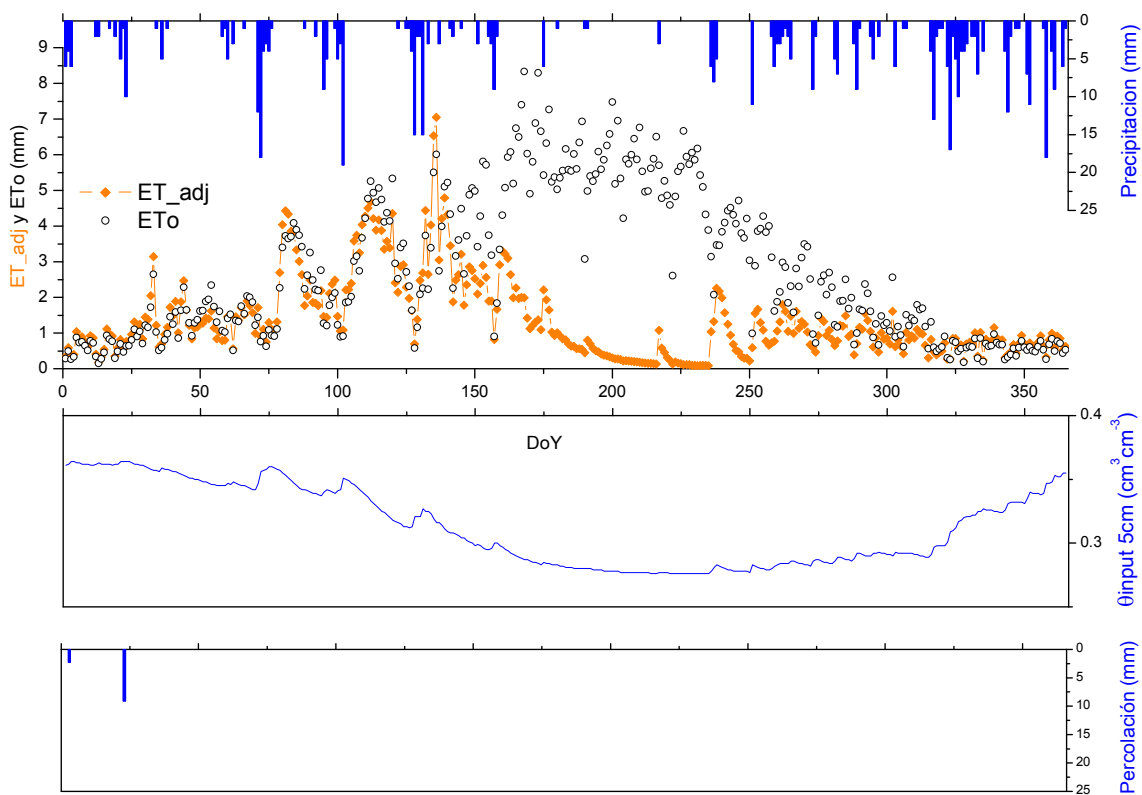


Figura B-75. Valores resultantes del balance de agua en M13.

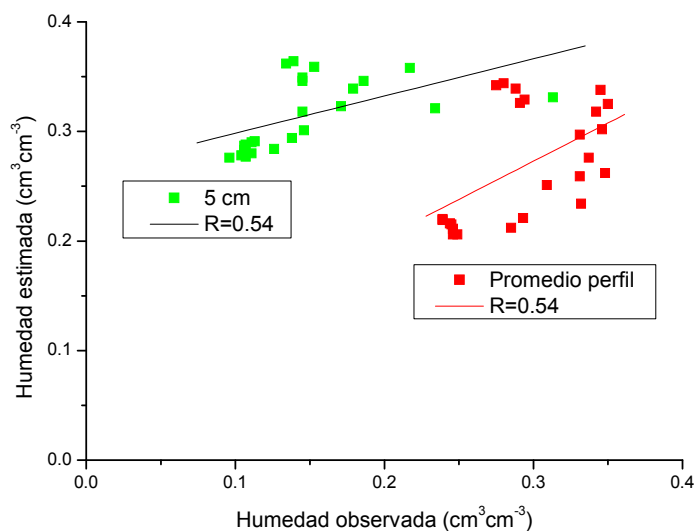


Figura B-76. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en M13.

M9- Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-77). Aspecto pedregoso. En la tabla B-20 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-79 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-78 y B-80 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-77. Estación M9.

M9	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	49.83	24.89	25.28	0.519	0.226	0.137	29.4 a 80.1	16.2 a 44.1	15.8	9
Promedio	46.20	27.78	26.02	0.512	0.238	0.146	30.4 a 82.8	16.7 a 45.5	16.5	9

Tabla B-20. Valores de suelo de la estación M9.

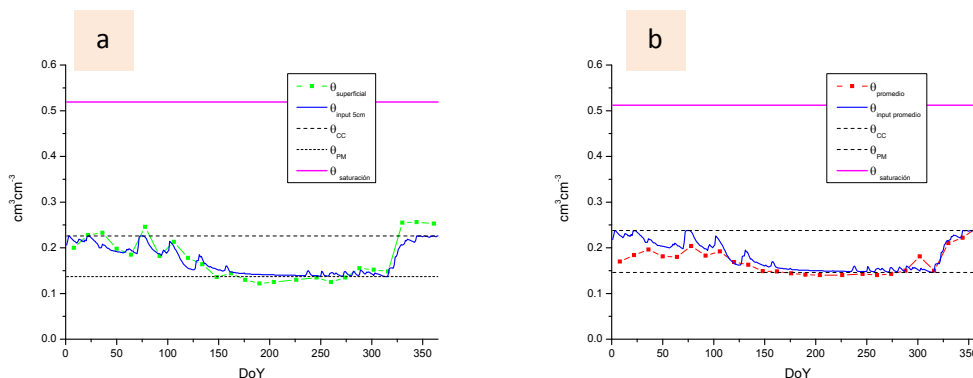


Figura B-78. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en M9.

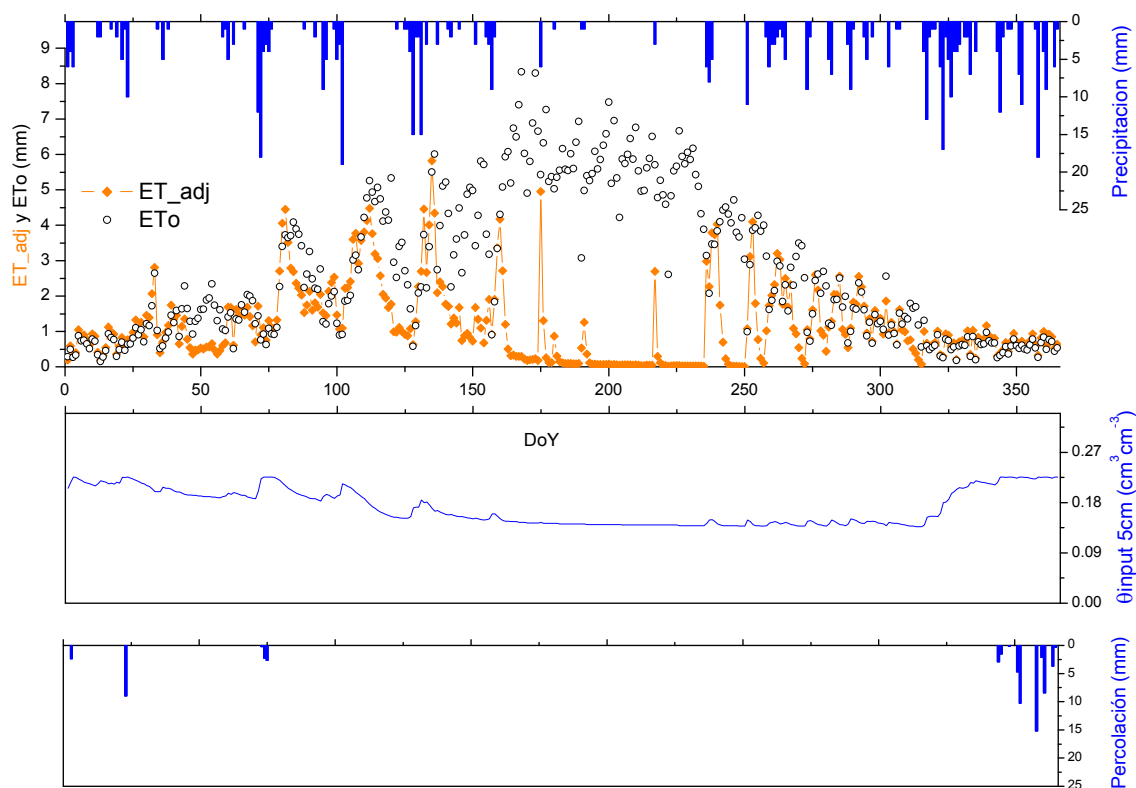


Figura B-79. Valores resultantes del balance de agua en M9.

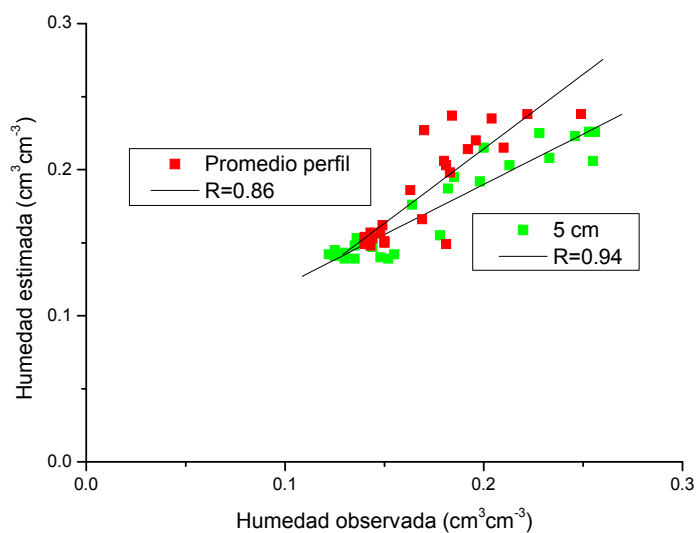


Figura B-80. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en M9.

N9- Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-81). En la tabla B-21 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-83 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-82 y B-84 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-81. Estación N9.

N9	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
<b>5 cm</b>	62.46	16.78	20.76	0.558	0.215	0.091	40.9 a 111.6	22.5 a 61.4	17.0	9
<b>Promedio</b>	55.38	24.26	20.36	0.530	0.268	0.146	40.3 a 109.8	22.1 a 60.4	19.5	9

Tabla B-21. Valores de suelo de la estación N9.

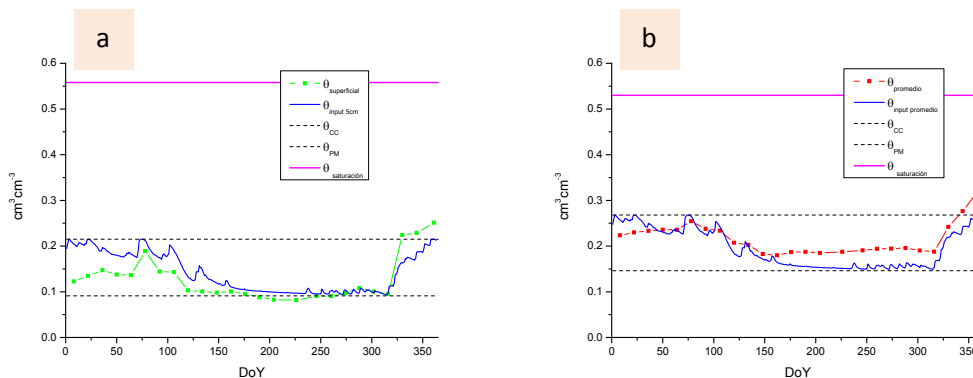


Figura B-82. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en N9.

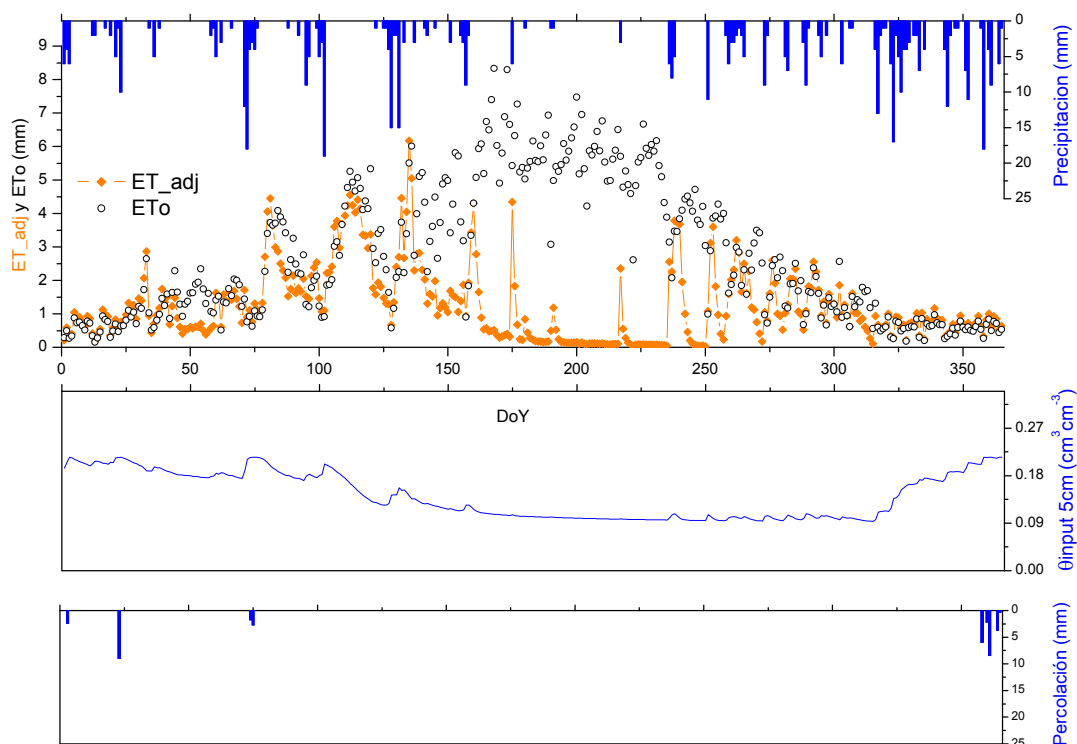


Figura B-83. Valores resultantes del balance de agua en N9.

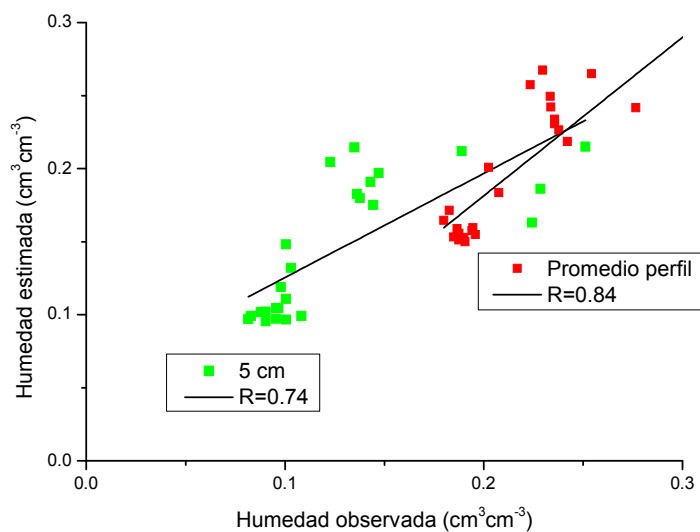


Figura B-84. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en N9.

O7-Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-85). En la tabla B-22 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-87 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-86 y B-88 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-85. Estación O7.

O7	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	HIDROMORE					
					Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	78.84	13.47	7.69	0.512	0.076	0.021	18.2 a 49.5	10 a 27.2	6.6	2
Promedio	74.38	12.23	13.40	0.459	0.118	0.06	19.1 a 52.2	10.5 a 28.7	8.8	3

Tabla B-22. Valores de suelo de la estación O7.

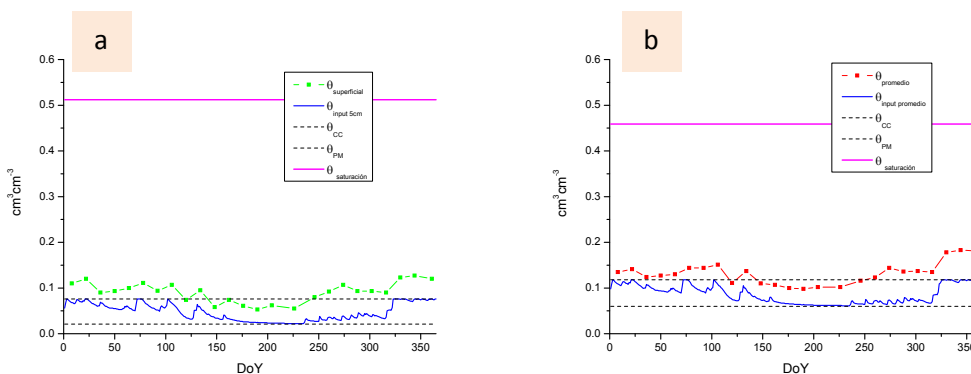


Figura B-86. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en O7.

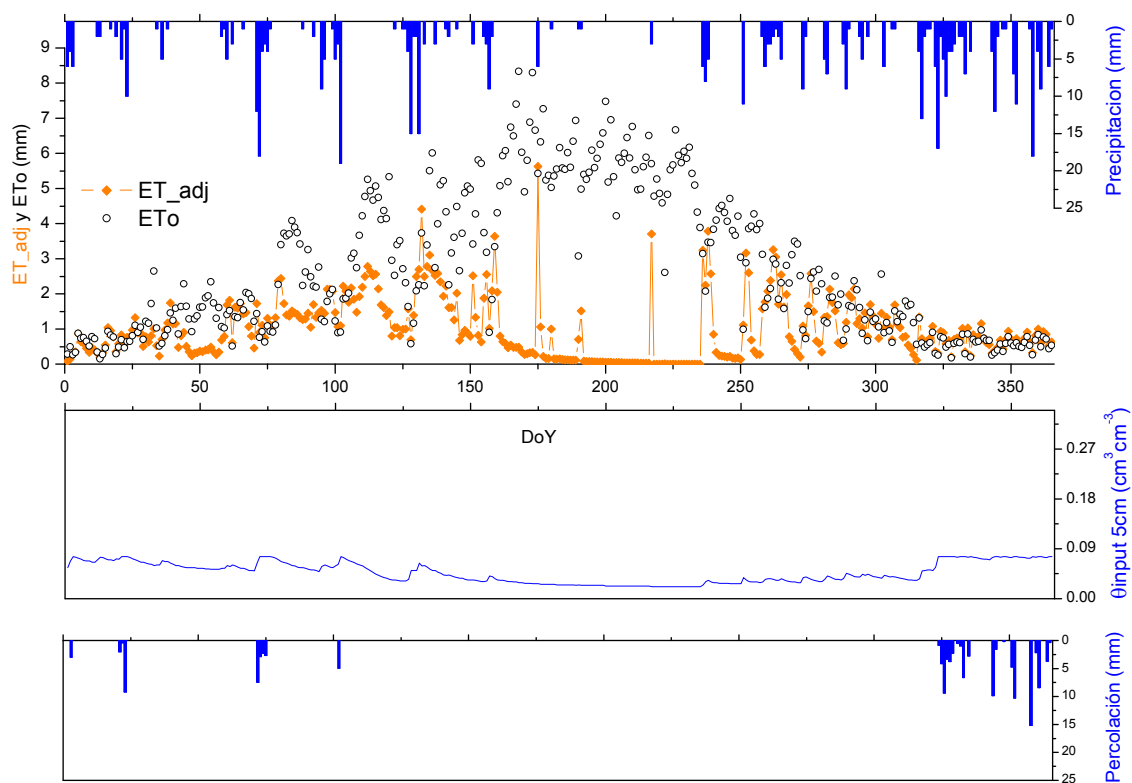


Figura B-87. Valores resultantes del balance de agua en O7.

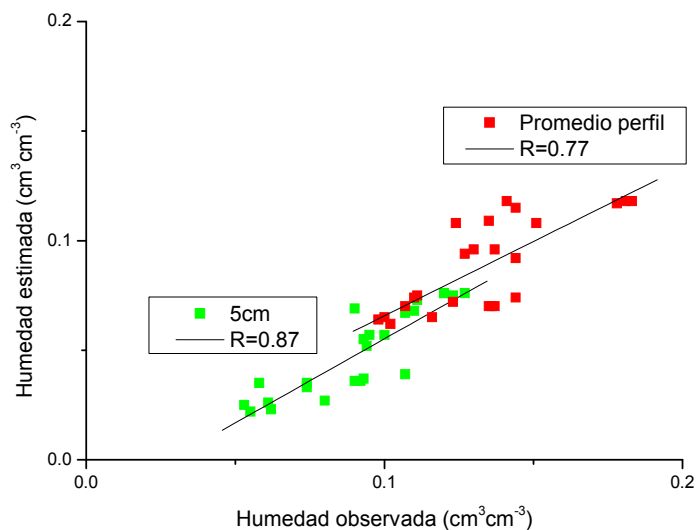


Figura B-88. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en O7.

Q8-Secano

Estación en secano correctamente clasificada (figura B-89). En la tabla B-23 se indican los valores del suelo que rodea la estación en superficie y en promedio de las cuatro profundidades del perfil. En la figura B-91 se presentan los valores resultantes del balance de agua, y en las figuras B-90 y B-92 la relación de la humedad estimada con la humedad observada a los dos niveles de estudio.



Figura B-89. Estación Q8.

Q8	HIDROMORE									
	Arena %	Limo %	Arcilla %	$\theta_{\text{sat}} \text{ cm}^3/\text{cm}^3$	Input		Intermedios			
					$\theta_{\text{CC}} \text{ cm}^3/\text{cm}^3$	$\theta_{\text{PM}} \text{ cm}^3/\text{cm}^3$	TAW mm	RAW mm	TEW mm	REW mm
5 cm	86.07	5.68	8.25	0.515	0.075	0.036	12.9 a 35.1	7.1 a 19.3	5.7	2
Promedio	66.60	8.34	25.06	0.467	0.194	0.125	22.8 a 62.1	12.5 a 34.2	13.2	8

Tabla B-23. Valores de suelo de la estación Q8.

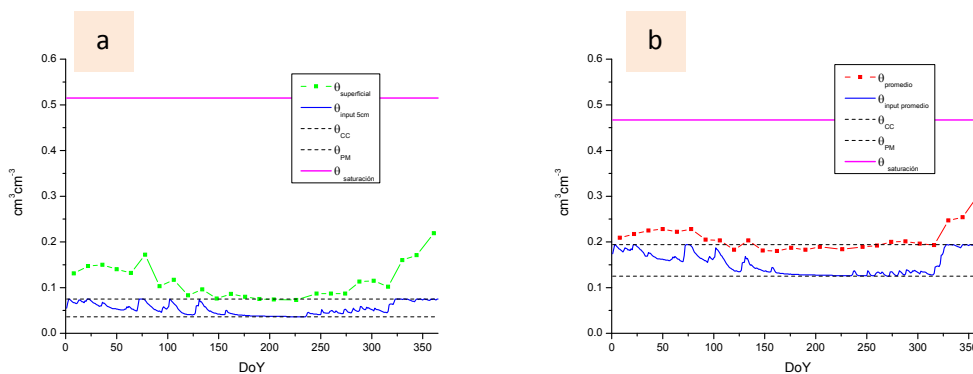


Figura B-90. (a)  $\vartheta_{\text{input}5\text{cm}}$  junto a  $\vartheta_{\text{superficial}}$ , (b)  $\vartheta_{\text{input promedio}}$  junto con  $\vartheta_{\text{promedio}}$  en Q8.



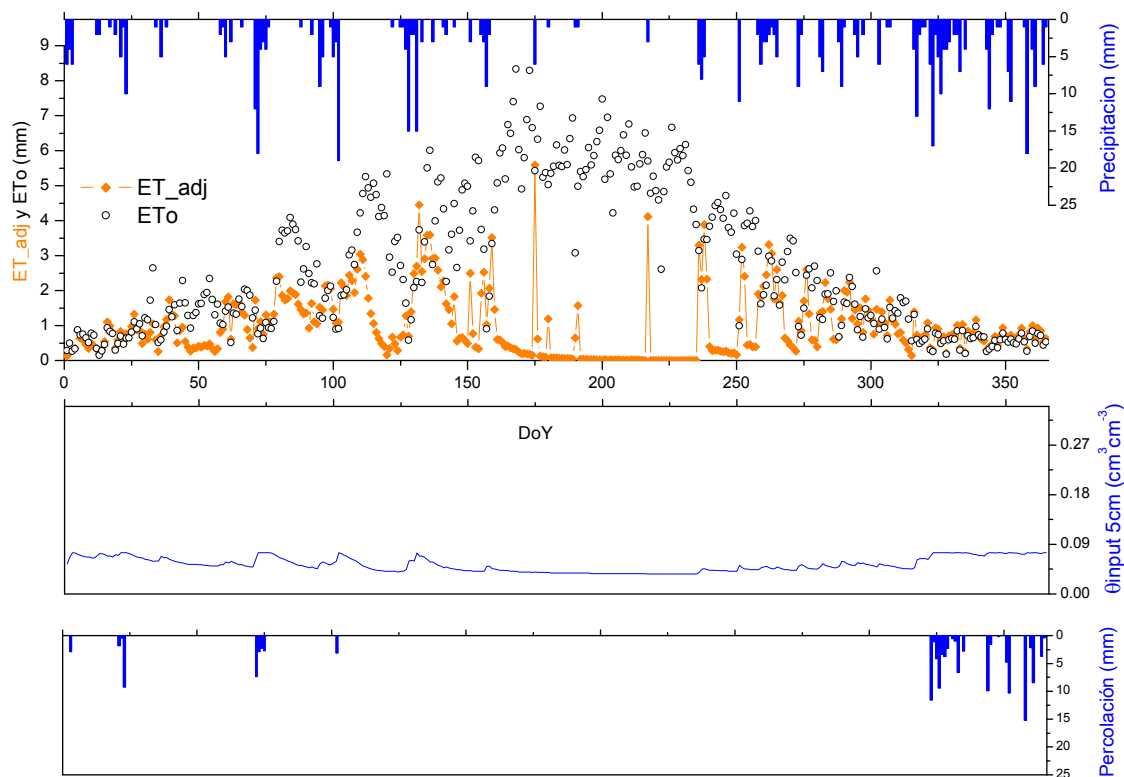


Figura B-91. Valores resultantes del balance de agua en Q8.

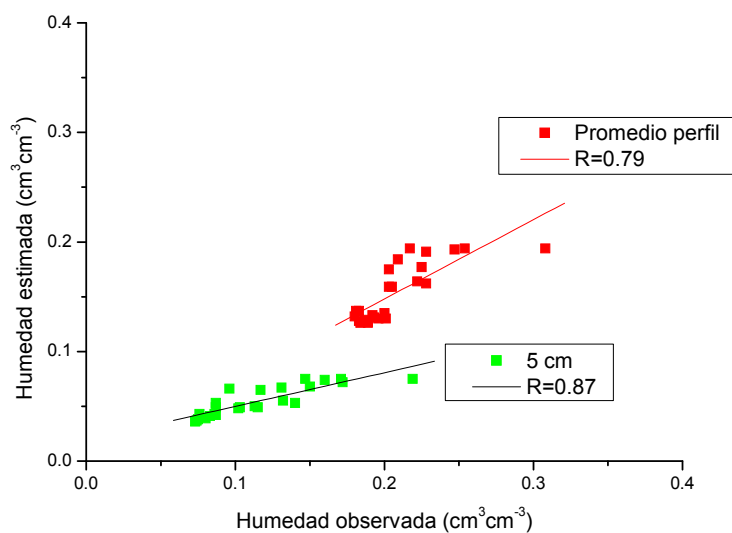


Figura B-92. Valores de correlación y ajuste lineal de la humedad estimada frente a la humedad observada en los dos niveles de aplicación en Q8.



---

## BIBLIOGRAFÍA Y REFERENCIAS

---

- Adegoke, J. O. y Carleton, A. M. (2002). "Relations between soil moisture and satellite vegetation indices in the U.S. Corn Belt." American Meteorological Society **3**: 395–405.
- Álvarez-Mozos, J. (2005). Evaluación de la aplicabilidad de la teledetección radar a la estimación de la humedad superficial del suelo en cuencas agrícolas. Departamento de Proyectos e Ingeniería Rural. Pamplona, Universidad Pública de Navarra.
- Allen, R. G. (2000). "Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study." Journal of Hydrology **229**: 27-41.
- Allen, R. G. y Bastiaanssen, W. G. M. (2005). "Editorial: Special issue on remote sensing of crop evapotranspiration for large regions." Irrigation and Drainage Systems **19**: 207-210.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (1998). Crop Evapotranspiration. Rome, Food and Agriculture Organization.
- Allen, R. G., Tasumi, M., Morse, A. y Trezza, R. (2005). "A Landsat-based Energy Balance and Evapotranspiration Model in Western US Water Rights Regulation and Planning." Journal of Irrigation and Drainage System **19**(3-4): 251-268.
- Allen, T. F. H. y Starr, T. B. (1982). Hierarchy Perspective for Ecological complexity. Chicago, IL, University of Chicago Press.
- Ambast, S. K., Keshari, A. K. y Gosain, A. K. (2002). "Satellite remote sensing to support management of Irrigation systems: concepts and approaches." Irrigation and Drainage Systems **51**: 25-39.
- Anbazhagan, S., Ramasamy, S. M. y Das Gupta, S. (2005). "Remote sensing and GIS for artificial recharge study, runoff estimation and planning in Ayyar basin, Tamil Nadu, India." Environmental Geology **48**: 158-170.
- Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J. T. y Witmer, R. E. (1976). A land use and land cover classification system for use with remote sensor data. U. Department of the Interior, United States Government Print Offices, WASHINGTON. **964**.
- Anderson, M. C., Neale, C. C. M., Li, F., Norman, J., Kustas, W. P., Jayanthi, H. y Chavez, J. L. (2004). "Upscaling ground observations of vegetation water content, canopy height, and leaf area index during SMEX02 using aircraft and Landsat imagery." Remote Sensing of Environment **92**: 447-464.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Kustas, W. P., Li, F., Prueger, J. H. y Mecikalski, J. R. (2007). "Effects of vegetation clumping on two-source model estimates of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX." Journal of Hydrometeorology **6**: 892-909.

- Andrefouet, S., Muller-Karger, F. E., Hochberg, E. J., Hu, C. y Carder, K. L. (2001). "Change detection in shallow coral reef environments using Landsat 7 ETM+ data " Remote Sensing of Environment **78**(1): 150-162.
- Antoine, D. y Morel, A. (1999). "A multiple scattering algorithm for atmospheric correction of remotely sensed ocean colour (MERIS instrument): principle and implementation for atmospheres carrying various aerosols including absorbing ones." International Journal of Remote Sensing **20**: 1875–1916.
- Arbia, G., Griffith, D. A. y Haining, R. P. (2003). "Spatial error propagation when computing linear combinations of spectral bands: The case of vegetation indices." Environmental and Ecological Statistics **10**: 375-396.
- Arnold, J. G., Srinivasan, P., Muttiah, R. S. y Williams, J. R. (1998). "Large area hydrologic modeling and assessment. Part I. Model development. Journal of the American Water Resources Association." Journal of the American Water Resources Association **34**: 73–89.
- Aronoff, S. (1982). "Classification accuracy: a user approach." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **48**: 1299-1307.
- ASCE (1993). "The ASCE task committee on definition of criteria for evaluation of watershed models of the watershed management committee, Irrigation and Drainage Division." Journal of Irrigation and Drainage Engineering **119** (3): 429-442.
- Astola, H., Bounsaythip, C., Ahola, J., Häme, T., Parmes, E., Sirro, L. y Veikkanen, B. (2004). Highforest-forest parameter estimation from high resolution remote sensing data. XXth ISPRS Congress. Commission 7, Istanbul, Turkey
- Augé, J. I. y Baulies, X. (1997). Control asistido mediante técnicas de teledetección y SIG de las ayudas de la PAC a las superficies de cultivos herbáceos. Teledetección: Usos y Aplicaciones. Valladolid, Universidad de Valladolid: 19-26.
- Bacour, C. y Bréon, F. M. (2005). "Variability of biome reflectance directional signatures as seen by POLDER." Remote Sensing of Environment **98**: 80-95.
- Badhwar, G. D., Austin, W. W. y Carnes, J. G. (1982). "A semi-automatic technique for multitemporal classification for a given crop within a landsat scene." Pattern Recognition **15**: 217-230.
- Bagnouls, F. y Gaussen, H. (1953). "Saison sèche et indice xérothermique." Bulletin Société Histoire Naturelle de Toulouse **88**: 193 - 239.
- Barduccia, A., Guzzi, D., Marcoionni, P. y Pippi, I. (2004). "Methodology for at-surface BRDF retrieval from CHRIS-PROBA observations of the San Rossore (Italy) forestry." Proceedings of SPIE **5546**: 213-222
- Barnsley, M. J., Lewis, P., O'Dwyer, S., Disney, M. I., Hobson, P. D., Cutter, M. y Lobb, D. (2000). "On the potential of CHRIS-PROBA for estimating vegetation canopy properties from space." Remote Sensing Reviews **19**: 171-189
- Barrett, E. C. y Curtis, L. F. (1976). Introduction to Environmental Remote Sensing London, Wiley. 336.
- Barrett, E. C. y Curtis, L. F. (1999). Introduction to Environmental Remote Sensing Routledge, Francis and Taylor Group. 457.
- Bastiaanssen, W. G. M. (1998). Remote sensing in water resources management: the state of the art. Colombo, Sri Lanka, International Water Management Institute 118.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Dolman, A. J., Feddes, R. A. y Pelgrum, H. (1996a). Remote Sensing parametrization of meso-scale land surface evaporation. Radiation

- and water in the climate system: remotes measurements. E. Raschke. Berlin, Springer-Verlag: 614.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A. y Holtslag, A. A. M. (1998a). "A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 1: Formulation." Journal of Hydrology **212-213**: 198-212.
- Bastiaanssen, W. G. M., Molden, D. J. y Makin, I. W. (2000). "Remote sensing for irrigated agriculture: examples from research and possible applications." Agricultural Water Management **46**: 137-155.
- Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Pelgrum, H., Davids, G., Thoreson, B. P. y Allen, R. G. (2005). "SEBAL model with remotely sensed data to improve waqter resources management under actual field conditions." Journal of Irrigation and Drainage Engineering **131**(1): 85-93.
- Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., Roerink, G. J., Roebeling, R. A. y van der Wal, T. (1998b). "A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). Part 2: Validation." Journal of Hydrology **212-213**: 212-229.
- Bastiaanssen, W. G. M., Van der Wal, T. y Visser, T. N. M. (1996b). "Diagnosis of regional evaporation by remote sensing to support irrigation performance assessment." Irrigation and Drainage Systems **10**: 1-23.
- Batra, N., Islam, S., Venturini, V., Bisht, G. y Jiang, L. (2006). "Estimation and comparison of evapotranspiration from MODIS and AVHRR sensors for clear sky days over the Southern Great Plains." Remote Sensing of Environment **103** 1–15.
- Bausch, W. C. (1995). "Remote sensing of crop coefficients for improving the irrigation scheduling of corn." Agricultural Water Management **27**: 55-68.
- Bausch, W. C. y Neale, C. U. (1987). "Crop coefficients derived from reflected canopy radiation: a concept." Transactions American Soc. Agric **30**(3): 703-709.
- Beck, P. S. A., Atzberger, C., Hogda, K. A., Johansen, B. y Skidmore, A. K. (2006). "Improved monitoring of vegetation dynamics at very high latitudes: A new method using MODIS NDVI." Remote Sensing of Environment **100**(3): 321-334.
- Begni, G. (2002). Observing Our Environment from Space: new solutions for a new millennium. Paris, Taylor & Francis. 448.
- Berk, A., Bernstein, L. S. y Robertson, D. C. (1989). MODTRAN: A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7. GL-TR-89-0122., Phillips Lab., Hanscom Air Force Base.
- Beven, K. (2006). "A manifesto for the equifinality thesis." Journal of hydrology **320** (1-2): 18-36
- Beven, K. y Kirkby, M. J. (1979). "A physically based, variable contributing area model of basin hydrology." Hydrological Science Bulletin **24**: 43-69.
- Beven, K. J. (1996). A discussion of distributed hydrological modelling. Distributed Hydrological Modelling. M. B. a. R. Abbott, J. C., eds. Dordrecht, Kluwer: 255–277.
- Bisht, G., Venturini, V., Jiang, L. y Islam, S. (2005). "Estimation of the net radiation using MODIS (moderate resolution imaging spectroradiometer) data for clear sky days." Remote Sensing of Environment **97**: 52–67.
- Blaney, H. F. y Criddle, W. D. (1950). Determining Water needs From Climatological Data. Washington DC, U. S. D. A. Soil Conservation Service. 96.
- Boccardo, P., Borgogno, E., Giulio, F. y Lengua, A. (2004). Orthorectification of high-resolution satellite images. XXth ISPRS Congress, Istanbul, Turkey

- Boegh, E., Thorsen, M., Butts, M. B., Hansen, S., Christiansen, J. S. y Abrahamsen, P. (2004). "Incorporating remote sensing data in physically based distributed agro-hydrological modelling." Journal of Hydrology **287**: 279-299.
- Boronina, A. y Ramillien, G. (2008). "Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer (Lake Chad basin) and validation of groundwater models." Journal of Hydrology **348**: 98- 109.
- Bouwer, L. M., Biggs, T. W. y Aerts, J. C. J. H. (2008). "Estimates of spatial variation in evaporation using satellite-derived surface temperature and a water balance model." Hydrological Processes **22**: 670-682.
- Bowen, I. S. (1926). "The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water water surface." Physics Review **27**: 779-787.
- Box, G. E. P., Hunter, W. G. y Hunter, J. S. (2005). Estadística para investigadores. Introducción al diseño de experimentos, análisis de datos y construcción de modelos. Barcelona, Reverté. 675.
- Briggs, L. J. y Shantz, H. J. (1914). "Relative water requirements of plants." Journal Agriculture Research **3**: 1-65.
- Brooks, C. N., Schaub, D. L., Powell, R. B., French, N. H. F. y Shuchman, R. A. (2006). Multi-temporal and multi-platform agricultural land cover classification in Southeastern Michigan. ASPRS 2006 Annual Conference, Reno, Nevada.
- Bryant, R., Moran, M. S., McElroy, S. A., Holifield, C., Thome, K. J., Miura, T. y Biggar, S. F. (2003). "Data continuity of Earth Observing 1 (EO-1) Advanced Land I satellite imager (ALI) and Landsat TM and ETM+." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(6. Part 1): 1204-1214.
- Buiten, H. J. y Clevers, J. G. P. W. (1993). Land Observation by Remote Sensing: Theory and Applications. Yverdon-les-Bains, CRC Press. 642.
- Bussi eres, N. (2008). Analysis and Application of 1-km Resolution Visible and Infrared Satellite Data over the Mackenzie River Basin Cold Region Atmospheric and Hydrologic Studies. The Mackenzie GEWEX Experience. Heidelberg, Springer Berlin: 39-58.
- Calcagno, G., Mendicino, G., Monacelli, G., Senatore, A. y Versace, P. (2007). Distributed Estimation of Actual Evapotranspiration Through Remote Sensing Techniques Methods and Tools for Drought Analysis and Management. Dordrech, Springer Netherlands. **62**: 125-147.
- Calera, A. (2005). La evapotranspiración: concepto y metodología de c culo. Agua y Agronomía. Madrid, Ediciones Mundi-Prensa: 165-238.
- Calera, A. y Martín de Santa Olalla, F. (2005). Uso de la teledetección en el seguimiento de los cultivos de regadío. Agua y Agronomía. Madrid, Ediciones Mundi-Prensa: 525-581.
- Calera, A., Martínez, C. y Meli a, J. (2001). "A procedure for obtaining green plant cover: relation to NDVI in a case study for barley." International Journal of Remote Sensing **22**(17): 3357-3362.
- Camacho de Coca, F., García-Haro, F. J., Gilabert, M. A. y Meli a, J. (2002). "La anisotrop a de la BRDF: una nueva signatura de las cubiertas vegetales." Revista de la Asociación Española de Teledetección **16**.
- Canty, M. J., Nielsen, A. A. y Schmidt, M. (2004). "Automatic radiometric normalization of multitemporal satellite imagery." Remote Sensing of Environment **91** 441-451.
- Capehart, W. J. y Carlson, T. N. (1994). "Estimating near-surface soil-moisture availability using a meteorologically driven soil-water profile model." Journal of Hydrology **160**: 1-20.

- Carlson, T., Capehart, W. y Gillies, R. (1995). "A new look at the simplified method for remote-sensing of daily evapotranspiration." Remote Sensing of Environment **54**: 161- 167.
- Carlson, T. N., Cui, J., Kustas, W. P. y Humes, K. S. (1997). "A verification of the "triangle" method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the NDVI and surface radiant temperature." **18**: 3145–3166.
- Carlson, T. N. y Ripley, D. (1997). "On the relationships between NDVI, Fractional Vegetation Cover and Leaf Area Index." Remote Sensing of Environment **62**: 241-252.
- Caselles, V., Delegido, J. V. y Hurtado, E. (1993). Teledetección: aplicación a la determinación de la evapotranspiración. Agronomía del riego. F. Martín de Santa Olalla, de Juan, A. (Eds.). Madrid, Mundi-Prensa: 692-732.
- Cassardo, C., Balsamo, G. P. y Cacciamani, C. (2002). "Impact of soil surface moisture initialization on rainfall in a limited area model: a case study of the 1995 South Ticino flash flood." Hydrological Processes **16**(6): 1301-1317.
- Cassel, D. K., Kachanoski, R. G. y Topp, G. C. (1994). "Practical consideration for using TDR cable tester." Soil Technology **7**: 113–126.
- Castilla, G. y Hay, G. J. (2006). "Uncertainties in land use data." Hydrology and Earth System Sciences Discussions **3**: 3439–3472.
- Ceballos, A., Martínez-Fernández, J., Santos, F. y Alonso, P. (2002). "Soil-water behaviour of sandy soils under semi-arid conditions in the Duero Basin (Spain)." Journal of Arid Environments **51**: 501-519.
- Ceballos, A., Scipal, K., Wagner, W. y Martínez-Fernández, J. (2005). "Validation of ERS scatterometer-derived soil moisture data in the central part of the Duero Basin, Spain." Hydrological Processes **19**: 1549–1566.
- Ceccato, P., Flasse, S. y Gregoire, J. (2002). "Designing a spectral index to estimate vegetation water content from remote sensing data: Part 2. Validation and applications." Remote Sensing of Environment **82**: 198– 207.
- Cihlar, J. (2000). "Land cover mapping of large areas from satellites: Status and research priorities." International Journal of Remote Sensing **21**(6): 1093– 1114.
- Cihlar, J., Ly, H. y Xiao, Q. (1996). "Land Cover Classification with AVHRR Multichannel Composites in Northern Environments " Remote Sensing of Environment **58**: 36-51.
- Cihlar, J., Xiao, Q., Chen, J., Beaubien, J., Fung, K. y Latifovic, R. (1998). "Classification by progressive generalization: A new automated methodology for remote sensing multichannel data. ." International Journal of Remote Sensing **19**: 2685–2704.
- Cohen, W. B., Maier-sperger, T. K., Yang, Z., Gower, S. T., Turner, D. P., Ritts, W. D., Berterretche, M. y Running, S. W. (2003). "Comparisons of land cover and LAI estimates derived from ETM+ and MODIS for four sites in North America: a quality assessment of 2000/2001 provisional MODIS products." Remote Sensing of Environment **88**: 233–255.
- Congalton, R. G. (1994). Accuracy assessment of remotely sensed data: future needs and directions. Pecora 12 Symposium: Land Information from Space-based Systems, ASPRS.
- Conrad, C., Dech, S. W., Hafeez, M., Lamers, J., Martius, C. y Strunz, G. (2007). "Mapping and assessing water use in a Central Asian irrigation system by utilizing MODIS remote sensing products." Irrigation and Drainage Systems **21**: 197-218.
- Cook, R., McConnell, I. y Oliver, C. (1994). "MUM (Merging Using Moments) Segmentation for SAR images." Proceedings of SPIE **2316**: 92-103.

- Cosh, M. H., Stedinger, J. R. y Brutsaert, W. (2004). "Variability of surface soil moisture at the watershed scale." Water Resources Research **40**: w12513.
- Courault, D., Seguin, B. y Olioso, A. (2005). "Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches." Irrigation and Drainage Systems **19**: 223–249.
- Crosson, W. L., Laymon, C. A., Inguva, R. y Schamschula, M. P. (2002). "Assimilating remote sensing data in a surface flux–soil moisture model." Hydrological Processes **16**: 1645–1662.
- Crow, W. T. (2006). "Impact of incorrect hydrologic model error assumptions on the sequential assimilation of remotely sensed surface soil moisture." Journal of Hydrometeorology **8**(3): 421-431.
- Crow, W. T., Ryu, D. y Famiglietti, J. S. (2005). "Upscaling of field-scale soil moisture heterogeneity using distributed land surface modeling." Advances in Water Resources **28**: 1-14.
- Cuartero, A. y Felicísimo, A. M. (2004). "Rectificación y ortorrectificación de imágenes de satélite: análisis comparativo y discusión." Geofocus, Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica **3** 45-57.
- Chander, G. y Markham, B. L. (2003). "Revised Landsat-5 TM radiometric calibration procedures and postcalibration dynamic ranges." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(11): 2674-2678.
- Chatterjee, C., Kumar, R., Chakravorty, B., Lohani, A. K. y Kumar, S. (2005). "Integrating Remote Sensing and GIS Techniques with Groundwater Flow Modeling for Assessment of Waterlogged Areas." Water Resources Management **19**: 539-554.
- Chavez, P. S., Jr. (1988). "An improved dark-object subtraction technique for atmospheric scattering correction of multispectral data." Remote Sensing of Environment **24**: 459-479.
- Chavez, P. S., Jr. (1989). "Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **55**(9): 1285-1294.
- Chavez, P. S., Jr. (1996). "Image-based atmospheric corrections-Revisited and Improved." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **62** (9): 1025-1036.
- CHD (2006). Plan especial de actuación en situaciones de alerta y eventual sequía. O. d. P. Hidrológica. Valladolid, Confederación Hidrográfica del Duero: 50.
- Chen, D. y Brutsaert, W. (1998). "Satellite-sensed distribution and spatial patterns of vegetation parameters over tall grass prairie." Journal of Atmospheric Sciences **55**: 1225– 1238.
- Chen, D., Huang, J. y Jackson, T. J. (2005a). "Vegetation water content estimation for corn and soybeans using spectral indices derived from MODIS near- and short-wave infrared bands " Remote Sensing of Environment **98**: 225-236.
- Chen, J. M., Chen, X., Ju, W. y Geng, X. (2005b). "Distributed hydrological model for mapping evapotranspiration using remote sensing inputs." Journal of Hydrology **305**: 15-39.
- Chen, X., Vierling, L. y Deering, D. (2005c). "A simple and effective radiometric correction method to improve landscape change detection across sensors and across time." Remote Sensing of Environment **98** 63 - 79.
- Chiu, W. Y. y Couloigner, I. (2006). "Modified fuzzy c-means classification technique for mapping vague wetlands using Landsat ETM+ imagery." Hydrological Processes **20**: 3623-3634.



- Chopping, M. J. (2000). "Testing a LiSK BRDF Model with in Situ Bidirectional Reflectance Factor Measurements over Semiarid Grasslands." Remote Sensing of Environment **74**: 287–312.
- Choudhury, B. J. (1989). Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: vistas in modeling. Theory and Applications of Optical Remote Sensing. G. e. Asrar. New York, John Wiley & Sons: 628-690.
- Choudhury, B. J. (1991). "Multispectral satellite data in the context of land surface heat balance." Reviews of Geophysics **20**: 217-236.
- Choudhury, B. J., Ahmed, N. U., Idso, S. B., Reginato, R. J. y Daughtry, C. S. (1994). "Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations." Remote Sensing of Environment **50**: 1-17.
- Chuvieco, E., Salas, F. J., Aguado, I., Cocero, D. y Riaño, D. (2001). "Estimación del estado hídrico de la vegetación a partir de sensores de alta y baja resolución." GeoFocus, Revista Internacional de Ciencia y Tecnología de la Información Geográfica **1**(1-16).
- Danaher, T., Wu, X. y Campbell, N. (2001). Bi-directional reflectance distribution function approaches to radiometric calibration of Landsat ETM+ imagery. IGARSS 2001, Sydney, Australia, IEEE International.
- Debeir, O., Van den Steen, I., Latinne, P., Van Ham, P. y Wolff, E. (2002). "Textural and contextual land cover classification using single and multiple classifier systems." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **68**(6): 597-605.
- DeFries, R. S., Hansen, M. y Townshend, J. R. G. (1995). "Global discrimination of land cover types from metrics derived from AVHRR Pathfinder data." Remote Sensing of Environment **54**: 209–222.
- DeFries, R. S. y Townshend, J. R. G. (1999). "Global land cover characterization from satellite data: From research to operational implementation?" Global Ecology and Biogeography **8**: 367– 379.
- Desclée, B., Bogaert, P. y Defourny, P. (2006). "Forest change detection by statistical object-based method." Remote Sensing of Environment **102**(1-2): 1-11
- Deschamps, A., Pultz, T. J., Pietroniro, A. y Best, K. (2004). Temporal soil moisture estimates from Radarsat-1 and Envisat ASAR for flood forecasting. IGARSS 2004, Anchorage, Alaska.
- Dickinson, R. E. (2008). Applications of Terrestrial Remote Sensing to Climate Modeling Advances in Land Remote Sensing. Dordrech, Springer Netherlands: 463.
- Diekküger, B., Söndgerath, D., Kersebaum, K. C. y McVoy, C. W. (1995). "Validity of agroecosystem models—a comparison of results of different models applied to the same data set. ." Ecological Modelling **81**: 3-29.
- Dingirard, M. y Slater, P. N. (1999). "Calibration of spatial-multispectral imaging sensors: a review." Remote Sensing of Environment **68**: 194–205.
- Doorenbos, J. y Pruitt, W. O. (1977). Crop Water Requirements. Roma, Food and Agriculture Organization. 179.
- Doraiswamy, P. C., Hatfield, J. L., Jackson, T. J., Akhmedov, B., Prueger, J. y Stern, A. (2004). "Crop condition and yield simulations using Landsat and MODIS " Remote Sensing of Environment **92**: 548-559.
- Doraiswamy, P. C., Moulin, S., Cook, P. W. y Stern, A. (2003). "Crop yield assessment for remote sensing." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **69**(6): 665-674.

- Dozier, J. (1989). "Spectral signature of Alpine snow cover from the Landsat Thematic Mapper." Remote Sensing of Environment **28**: 9-22.
- Dubayah, R., Wood, E. F., Engman, E. T., Czajkowski, K. P., Zion, M. y Rhoads, J. (2000). Remote Sensing in Hydrological Modeling. Remote sensing in hydrology and water management. G. A. a. E. Schulzt, E. T. (Eds.). Berlin, Springer-Verlag: 483.
- Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J. C. B., Kharrou, M. H., Khabba, S., Mougenot, B., Oliosio, A., Rodriguez, J. C. y Simmoneaux, V. (2006). "Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices." Agricultural Water Management **79**: 1-27.
- Eagleman, J. R. y Lin, W. C. (1976). "Remote sensing of soil moisture by a 21-cm passive radiometer." Journal of Geophysical Research **81**: 3660–3666.
- Earls, J. y Dixon, B. (2006). A comparative study of Landsat 5 TM land use classification methods including unsupervised classification, artificial neural network and support vector machine for use in a simple hydrologic budget model. ASPRS 2006 Annual Conference, Reno, Nevada.
- Eitzinger, J., Marinkovic, D. y Hösch, J. (2002). Sensitivity of different evapotranspiration calculation methods in different crop-weather models. First Biennial Meeting of the International Environmental Modelling and Software Society, Manno, Switzerland, iEMs.
- Eitzinger, J., Trnka, M., Hosch, J., Zalud, Z. y Dubrovsky, M. (2004). "Comparison of CERES, WOFOST and SWAP models in simulating soil water content during growing season under different soil conditions." Ecological Modelling **171**: 223–246.
- Elmore, A. J. y Mustard, J. F. (2003). "Precision and accuracy of EO-1 Advanced Land Imager (ALI) data for semiarid vegetation studies." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(6. Part 1): 1311-1320
- England, A. W. (2006). Sensor Principles and Remote Sensing Techniques. New York, NY, John Wiley & Sons, Ltd. 3456
- Engman, E. T. (1986). "Hydrologic research before and after AgRISTARS." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **24**(1): 5-11.
- Engman, E. T. (1991). "Applications of Microwave remote sensing of soil moisture for water resources and agriculture." Remote Sensing of Environment **35**: 213-226.
- Engman, E. T. (1998). Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology (Proceedings Volume). Bellingham, WA, SPIE. 456.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Duchemin, B., Ezzahar, J. y Hadria, R. (2007). "Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region." Agricultural Water Management **87**(1): 41-54.
- ESA/ESRIN-GAEL (2003). Landsat TM/ETM+ ESA Products. CEOS Format Specification, ESA.
- European Commission, J.-I. (2004a). "Guidelines for Best Practice and Quality Checking of Ortho Imagery." from [http://agrifish.jrc.it/Documents/lpis/2402v2\\_5.pdf](http://agrifish.jrc.it/Documents/lpis/2402v2_5.pdf).
- European Commission, J.-I. (2004b). "Guidelines for Best Practice and Quality Checking of Ortho Imagery v2.5." from [http://agrifish.jrc.it/Documents/lpis/2402v2\\_5.pdf](http://agrifish.jrc.it/Documents/lpis/2402v2_5.pdf).

- Fang, H. y Liang, S. (2005). "A hybrid inversion method for mapping leaf area index from MODIS data: experiments and application to broadleaf and needleleaf canopies." Remote Sensing of Environment **94**: 405-424.
- Fang, H., Liang, S., McClaran, M. P., van Leeuwen, W. J. D., Drake, S., Marsh, S. E., Thomson, A. M., Izaurrealde, R. C. y Rosenberg, N. J. (2005). "Biophysical Characterization and Management Effects on Semiarid Rangeland Observed From Landsat ETM+ Data." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **43**(1): 125-134.
- FAO (1995). CROPWAT. A computer program for irrigation planning and management. Rome, Italy, FAO Irrigation and Drainage Papers. 126.
- Farah, H. O. y Bastiaanssen, W. G. M. (2001). "Impact of spatial variations of land surface parameters on regional evaporation: a case study with remote sensing data." Hydrological Processes **15**: 1585-1607.
- Farrar, T. J., Nicholson, S. E. y Lare, A. R. (1994). "The influence of soil type on the relationships between NDVI, rainfall and soil moisture in semiarid Botswana. II. NDVI response to soil moisture." Remote Sensing of Environment **50**: 121-133.
- Federal Geographic Committee for Digital Cartography (1999). Contents Standards for Digital Ortho Imagery. F. G. D. Committee, U.S. Geological Service.
- Fensholt, R. y Sandholt, I. (2003). "Derivation of a shortwave infrared water stress index from MODIS near- and shortwave infrared data in a semiarid environment." Remote Sensing of Environment **87**: 111-121.
- Fensholt, R., Sandholt, I. y Rasmussen, M. S. (2004). "Evaluation of MODIS LAI, fAPAR and the relation between fAPAR and NDVI in a semi-arid environment using in situ measurements." Remote Sensing of Environment **91**: 490-507.
- Ferencz, C., Bognár, P., Lichtenberger, J., Hamar, D., Tarcsai, G., Timár, G., Molnár, G., Pásztor, S., Steinbach, P., Székely, B., Ferencz, O. E. y Ferencz-Árkos, I. (2004). "Crop yield estimation by satellite remote sensing " International Journal of Remote Sensing **25**: 4113-4149.
- Fernandes, R., Leblanc, S., Butson, C., Latifovic, R. y Pavlic, G. (2002). Derivation and Evaluation of Coarse Resolution LAI Estimates over Canada. IGARSS 2002.
- Fisher, J. I. y Mustard, J. F. (2007). "Cross-scalar satellite phenology from ground, Landsat, and MODIS data." Remote Sensing of Environment **109**(3): 261-273.
- Fisher, J. I., Mustard, J. F. y Vadeboncoeur, M. A. (2006). "Green leaf phenology at Landsat resolution: Scaling from the field to the satellite." Remote Sensing of Environment **100**(2): 265-279.
- Font-Tullot, I. (2000). Climatología de España y Portugal. Salamanca, Universidad de Salamanca. 422.
- Foody, G. M. (2002a). "Hard and soft classifications by a neural network with a non-exhaustively defined set of classes." International Journal of Remote Sensing **23**: 3853-3864.
- Foody, G. M. (2002b). "Status of land cover classification accuracy assessment." Remote Sensing of Environment **80** 185-201.
- Foody, G. M., Boyd, D. S. y J., C. M. E. (2003). "Predictive relations of tropical forest biomass from Landsat TM data and their transferability between regions." Remote Sensing of Environment **85**: 463-474.

- Foody, G. M., Mathur, A., Sanchez-Hernandez, C. y Boyd, D. S. (2006). "Training set size requirements for the classification of a specific class." Remote Sensing of Environment **104**: 1–14.
- Frankenberger, J. R., Brooks, E. S., Walter, M. T., Walter, M. F. y S., S. T. (1999). "A GIS-based variable source area hydrology model " Hydrological Processes **13**(6): 805 - 822.
- Fraser, C. S., Dial, G. y Grodecki, J. (2006). "Sensor orientation via RPCs." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing **60**: 182–194.
- Fraser, C. S. y Yamakawa, T. (2004). "Insights into the affine model for high resolution satellite sensor orientation." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing **58** 275-288.
- Gallo, K., Reed, B., Owen, T. y Adegoke, J. (2005). "Characteristics of seasonal vegetation cover in the conterminous USA." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **71**: 959-966.
- Gamon, J. A., Field, C. B., Goulden, M. L., Griffin, K. L., Hartley, A. E., Joel, G., Penuelas, J. y Valentini, R. (1995). "Relationships between NDVI, canopy structure, and photosynthesis in three Californian vegetation type." Ecological Applications **5**: 28–41.
- Ganas, A., Lagios, E. y Tzannetos, N. (2002). "An investigation into the spatial accuracy of the IKONOS 2 orthoimagery within an urban environment." International Journal of Remote Sensing **23**(17): 3513-3519.
- Gao, B. (1996). "NDWI-A normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space." Remote Sensing of Environment **58**: 257–266.
- Gao, F., Jin, Y., Li, X., Schaaf, C. B. y Strahler, A. H. (2002). "Bidirectional NDVI and Atmospherically Resistant BRDF Inversion for Vegetation Canopy." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **40**(6): 1269-1278.
- Garatuza-Payan, J. y Watts, C. J. (2005). "The use of remote sensing for estimating ET of irrigated wheat and cotton in Northwest Mexico." Irrigation and Drainage Systems **19**: 301-320.
- Gardner, W. y Kirkham, D. (1952). "Determination of soil moisture by neutron scattering." Soil Science **73**: 391-401.
- Gates, D. M. (1980). Biophysical Ecology. New York, NY, Springer Verlag.
- Gemmell, F., Varjo, J. y Strandstrom, M. (2001). "Estimating forest cover in a boreal forest test site using thematic mapper data from two dates." Remote Sensing of Environment **77** 197-211.
- Gieske, A. y Meijninger, W. (2005). "High density NOAA time series of ET in the Gediz Basin, Turkey." Irrigation and Drainage Systems **19**: 285-299.
- Gilbert, M. A., Gandía, S. y Meliá, J. (1996). "Analyses of spectral-biophysical relationships for a corn canopy." Remote Sensing of Environment **55**: 11-20.
- Gobron, N., Mélin, F., Pinty, B., Taberner, M. y Verstraete, M. M. (2003). MERIS global vegetation index: evaluation and performance. MERIS User Workshop 2003, Frascati, Italy, European Space Agency
- Gobron, N., Pinty, B., Verstraete, M. M. y Widlowski, J. L. (2000). "Advanced Vegetation Indices Optimized for Up-Coming Sensors: Design, Performance, and Applications " IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(6): 2489-2505.
- Goetz, S. J. (1997). "Multisensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site." International Journal of Remote Sensing **18**: 71–94.

- González-Piqueras, J. (2006). Evapotranspiración de la Cubierta Vegetal Mediante la Determinación del Coeficiente de Cultivo por Teledetección. Extensión a Escala Regional: Acuífero 08-29 Mancha Oriental. Departament de Física de la Terra i Termodinàmica. Valencia, Universitat de Valencia.
- Gonzalez-Piqueras, J., Calera, A. y Gilabert, M. A. (2003). Estimation of crop coefficients by means of optimized vegetation indices for corn. Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems and Hydrology G. D. Ú. M. Owe, J. F. Moreno and A. Calera (Eds). Barcelona, The International Society for Optical Engineering, SPIE. **5232**: 110-118.
- Goodchild, M. F. (1994). "Integrating GIS and remote sensing for vegetation analysis and modelling: methodological issues." Journal of Vegetation Science **5**: 615–626.
- Goodenough, D. G., Dyk, A., Niemann, K. O., Pearlman, J. S., Chen, H., Han, T., Murdoch, M. y West, C. (2003). "Processing Hyperion and ALI for Forest Classification." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(6): 1321 - 1331
- Goodin, D. G., Gao, J. y Henebry, G. M. (2004). "The Effect of Solar Illumination Angle and Sensor View Angle on Observed Patterns of Spatial Structure in Tallgrass Prairie." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **42**(1): 154-165.
- Goward, S. N., Xue, Y. y Czajkowski, K. P. (2002). "Evaluating land surface moisture conditions from the remotely sensed temperature/vegetation index measurements: An exploration with the simplified simple biosphere model." Remote Sensing of Environment **79**: 225– 242.
- Granger, R. J. (2000). "Satellite-derived estimates of evapotranspiration in the Gediz basin." Journal of Hydrology **229**: 70-76.
- Grayson, R. B. y Blöschl, G. (2000). Spatial patterns in catchment hydrology. Cambridge, Cambridge University Press. 404.
- Groeneveld, D. P., Baugh, W. M., Sanderson, J. S. y Cooper, D. J. (2007). "Annual groundwater evapotranspiration mapped from single satellite scenes." Journal of Hydrology **344**: 146- 156.
- Guanter, L., Alonso, L. y Moreno, J. (2005). "First Results From the PROBA/CHRIS Hyperspectral/Multiangular Satellite System Over Land and Water Targets." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **2**(3): 250-254.
- Gurcan, B., Murat, O. y Karsten, J. (2004). Precise georeferencing of rectified high-resolution space images. XXth ISPRS Congress, Istanbul, Turkey
- Guyot, G. y Gu, X.-F. (1994). "Effect of radiometric correction on NDVI-determined from SPOT-HRV and Landsat-TM data." Remote Sensing of Environment **49**: 169–180.
- Haboudane, D., Miller, J. R., Pattey, E., Zarco-Tejada, P. J. y Strachan, I. B. (2004). "Hyperspectral vegetation indices and novel algorithms for predicting green LAI of crop canopies: modeling and validation in the context of precision agriculture." Remote Sensing of Environment **90**: 337-352.
- Hagolle, O., Lobo, A., Maisongrande, P., Cabot, F., Duchemin, B. y De Pereyra, A. (2004). "Quality assessment and improvement of temporally composited products of remotely sensed imagery by combination of VEGETATION 1 and 2 images." Remote Sensing of Environment **94**: 172-186.
- Hall, F. G., Townshend, J. R. G. y Engman, E. T. (1995). "Status of remote sensing algorithms for estimation of land surface state parameters." Remote Sensing of Environment **51**: 138-156.

- Hansen, M. C., Townshend, J. R. G., DeFries, R. S. y Carrol, M. (2005). "Estimation of tree cover using MODIS data at global, continental and regional/local scales." International Journal of Remote Sensing **26**(4359–4380).
- Hargreaves, G. H. y Samani, Z. A. (1985). "Reference crop evapotranspiration from temperature." Applied Engineering in Agriculture **1**: 96-99.
- Hartmann, T., Di Bella, C. y Oricchio, P. (2003). "Assessment of the possible drought impact on farm production in the SE of the province of Buenos Aires, Argentina " ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing **57**(4): 281-288.
- Hay, J. G., Blaschke, T., Marceau, D. J. y Bouchard, A. (2003). "A comparison of three image-object methods for the multiscale análisis of landscape structure." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing **57**: 327-345.
- Healey, S. P., Yang, Z., Cohen, W. B. y Pierce, D. J. (2006). "Application of two regression-based methods to estimate the effects of partial harvest on forest structure using Landsat data." Remote Sensing of Environment **101**(1): 115-126.
- Heilman, J. L., Heilman, W. E. y Moore, D. G. (1982). "Evaluating the crop coefficient using spectral reflectance." Agronomy Journal **74**: 967-971.
- Hendrickx, J. M. H., Bastiaanssen, W. G. M., Noordman, E. J. M., Hong, S. H. y Calvo-Gobbetti, L. E. (2005). Estimation of Regional Actual Evapotranspiration in the Panama Canal Watershed The Río Chagres, Panama. Dordrech, Springer Netherlands: 315-323.
- Herman, B. M. y Browning, S. R. (1965). "A numerical solution to the equation of radiative transfer." Journal of Atmospheric Sciences **22**: 559-566.
- Hill, M. J., Senarath, U., Lee, A., Zeppel, M., Nightingale, J. M., Williams, R. J. y McVicar, T. R. (2006). "Assessment of the MODIS LAI product for Australian ecosystems." Remote Sensing of Environment **101**: 495–518.
- Hill, M. J., Vickery, P. J. y Furnival, E. P. (1999). "Pasture Land Cover in Eastern Australia from NOAA-AVHRR NDVI and Classified Landsat TM." Remote Sensing of Environment **67**: 32-50.
- Hoekman, D. H. y Quiñones, M. J. (2000). "Land Cover Type and Biomass Classification Using AirSAR Data for Evaluation of Monitoring Scenarios in the Colombian Amazon." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**: 685-696.
- Hong, Y., Adler, R. y Huffman, G. (2006). "Evaluation of the potential of NASA multi-satellite precipitation analysis in global landslide hazard assessment." Geophysical Research Letters **33**: L22402.
- Hsu, S. (1978). "Texture-tone analysis for automated land-use mapping." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **44**(11): 1393-1404.
- Hu, C., Muller-Karger, F. E., Andrefouet, S. y Carder, K. L. (2001). "Atmospheric correction and cross-calibration of LANDSAT-7/ETM+ imagery over aquatic environments: A multiplatform approach using SeaWiFS/MODIS." Remote Sensing of Environment **78**(1-3): 99-107.
- Huang, C., Wylie, B., Yang, L., Homer, C. y Zylstra, G. (2002). "Derivation of a tasselled cap transformation based on Landsat 7 at-satellite reflectance." International Journal of Remote Sensing **23**(8): 1741–1748.
- Hubert-Moy, L., Cotonnec, A., Le Du, L., Chardin, A. y Perez, P. (2001). "A comparison of parametric classification procedures of remotely sensed data applied on different landscape units." Remote Sensing of Environment **75**: 174-187.

- Hübener, H., Schmidt, M., Sogalla, M. y Kerschgens, M. (2005). "Simulating evapotranspiration in a semi-arid environment." Theoretical and Applied Climatology **80**(2-4): 153-167.
- Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E. P., Gao, X. y Ferreira, L. G. (2002). "Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices." Remote Sensing of Environment **83**(195-213).
- Hunsaker, D. J., Pinter Jr., P. J., Barnes, E. M. y Kimball, B. A. (2003). "Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index." Irrigate Science **22**: 95-104.
- Hunsaker, D. J., Pinter Jr., P. J. y Kimball, B. A. (2005). "Wheat basal crop coefficients determined by normalized difference vegetation index." Irrigate Science **24**: 1-14.
- Hunt, E. R. y Rock, B. N. (1989). "Detection of changes in leaf water content using near and middle-infrared reflectances." Remote Sensing of Environment **30**: 43-54.
- IGME (1980). Fuentesauco. 426. M. G. d. E. 1:50000. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España.
- IGME (1981). Castronuño. 398. M. G. d. E. 1:50000. Madrid, Instituto Geológico y Minero de España.
- Immerzeel, W. W. y Droogers, P. (2008). "Calibration of a distributed hydrological model based on satellite evapotranspiration." Journal of Hydrology **349**: 411– 424.
- Ionescu, I. y Noaje, I. (2004). Natural environment change detection in Danube delta, based on HRV-SPOT images. XXth ISPRS Congress. Commission 7, Istanbul, Turkey
- IPCC (2007). Cambio climático 2007: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el cambio Climático. R. K. y. R. Pachauri, A. Ginebra, Suiza, IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change): 104
- Ireson, A., Makropoulos, C. y Maksimovic, C. (2006). "Water Resources Modelling under Data Scarcity: Coupling MIKE BASIN and ASM Groundwater Model." Water Resources Management **20**: 567–590.
- Irish, R. R. (2000). Landsat 7 science data user's handbook, National Aeronautics and Space Administration.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., Reginato, R. J. y Pinter Jr., P. J. (1985). "Canopy temperature as a crop water stress indicator." Water Resources Research **17**: 133-138.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J. y Idso, S. B. (1977). "Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements." Water Resources Research **13**: 651–656.
- Jackson, T. (2005a). Passive microwave remote sensing of soil moisture and regional drought monitoring. Monitoring and Predicting Agricultural Drought. V. Boken. New York, NY, Oxford University Press **V**: 89-104.
- Jackson, T. (2005b). Remote Sensing Soil Moisture. Encyclopedia of Soils in the Environment. E. D. Hillel, Ltd. Oxford, UK. **3**: 392-398.
- Jackson, T. J., Chen, D., Cosh, M., Lia, F., Anderson, M., Walthalla, C., Doriaswamy, P. y Hunta, E. R. (2004). "Vegetation water content mapping using Landsat data derived normalized difference water index for corn and soybeans " Remote Sensing of Environment(92).
- Jackson, T. J. y Schmugge, T. J. (1991). "Vegetation Effects on the Microwave Emission of Soils." Remote Sensing of Environment **36**: 203-212.

- Jacquemoud, S., Bacour, C., Poilvé, H. y Frangi, J.-P. (2000). "Comparison of Four Radiative Transfer Models to Simulate Plant Canopies Reflectance: Direct and Inverse Mode." Remote Sensing of Environment **74**: 471-481.
- Jalota, S. K. y Arora, V. K. (2002). "Model-based assessment of water balance components under different cropping systems in north-west India. ." Agricultural Water Management **57**: 75-87.
- Jarvis, P. G. (1976). "The interpretation of leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field." Philosophical Transactions of the Royal Society of London Serie B **273**: 593-610.
- Jensen, M., Burnam, R. D. y Allen, R. G. (1990). Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. New York, American Society of Civil Engineers.
- Jensen, M. y Haise, H. (1963). "Estimating evapotranspiration from solar radiation." Proceedings of the American Society of Civil Engineering, Irrigation and Drainage Divison **89**: 15- 41.
- Jiang, H., Strittholt, J. R., Frost, P. A. y Slosser, N. C. (2004). "The classification of late seral forests in the Pacific Northwest, USA using Landsat ETM+ imagery." Remote Sensing of Environment **91**: 320-331.
- Jiang, L. y Islam, S. (2001). "Estimation of surface evaporation map over southern Great Plains using remote sensing data." Water Resources Research **37**: 329-340.
- Jiang, Z., Huete, A. R., Chen, J., Chen, Y., Li, J., Yan, G. y Zhang, X. (2006). "Analysis of NDVI and scaled difference vegetation index retrievals of vegetation fraction." Remote Sensing of Environment **101** 366-378.
- Jiménez Muñoz, J., Sobrino, J., Gillespie, A., Sabol, D. y Gustafson, W. T. (2006). "Improved land surface emissivities over agricultural areas using ASTER NDVI." Remote Sensing of Environment **103**: 474-487.
- Joshi, P. K., Roy, P. S., Singh, S., Agrawal, S. y Yadav, D. (2006). "Vegetation cover mapping in India using multi-temporal IRS Wide Field Sensor (WiFS) data." Remote Sensing of Environment **103**: 190-202.
- Kalma, J. D. y Sivapalan, M. (1995). Scale issues in hydrological modelling. London, John Wiley & Sons. 504.
- Kasischke, E. S., Melak, J. M. y Dobson, M. C. (1997). "The use of imaging radars for ecological applications. A review." Remote Sensing of Environment **59**: 141-156.
- Kaufman, Y. J. (1989). The atmospheric effect on remote sensing and its correction. Theory and application of optical remote sensing. G. A. (Ed.). New York, Wiley-Interscience: 341.
- Kendy, E., Gerard-Marchant, P., Walter, M. T., Zhang, Y. Q., Liu, C. M. y Steenhuis, T. S. (2003). "A soil-water-balance approach to quantify groundwater recharge from irrigated cropland in the North China Plain." Hydrological Processes **17**: 2011-2031.
- Key, T., Warner, T. A., McGraw, J. B. y Fajvan, M. A. (2001). "A Comparison of Multispectral and Multitemporal Information in High Spatial Resolution Imagery for Classification of Individual Tree Species in a Temperate Hardwood Forest." Remote Sensing of Environment **75**: 100-112
- Khanna, S., Palacios-Orueta, A., Whiting, M. L., Ustin, S. L., Riaño, D. y Litago, J. (2007). "Development of angle indexes for soil moisture estimation, dry matter detection and land-cover discrimination." Remote Sensing of Environment **109**: 154-165.



- Kite, B. W. y Droogers, P. (2000). "Comparing evapotranspiration estimates from satellites, hydrological models and field data: A case study from western Turkey." Journal of Hydrology **209**: 3-18.
- Kite, G. W. (2000). "Using a basin-scale hydrological model to estimate crop transpiration and soil evaporation." Journal of Hydrology **229**: 59-69.
- Kite, G. W. y Pietroniro, A. (1996). "Remote sensing applications in hydrological modeling." Hydrological Sciences **41**: 563-591.
- Kneizys, F. X., Shettle, E. P., Abreu, L. W., Chetwind, J. H., Anderson, G. P., Gallery, W. O., Selby, J. E. A. y Clough, S. A. (1988). Users Guide to LOWTRAN 7. AFGL-TR-88-0177, Phillips Lab. Hanscom Air Force Base.
- Kobayashi, H. y Dye, D. G. (2005). "Atmospheric conditions for monitoring the long-term vegetation dynamics in the Amazon using normalized difference vegetation index." Remote Sensing of Environment **97**(4): 519-525
- Kondoh, A. y Higuchi, A. (2001). "Relationship between satellite-derived spectral brightness and evapotranspiration from a grassland." Hydrological Processes **15**: 1761-1770.
- Koukoulas, S. y Blackburn, G. A. (2001). "Introducing new indices for accuracy evaluation of classified images representing semi-natural woodland environments." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **67**: 499- 510.
- Kovar, K. y Nachtnebel, H. P. (1996). Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. Wallingford, International Association of Hydrological Sciences. 724.
- Kuemmerle, T., Radeloff, V. C., Perzanowski, K. y Hostert, P. (2006). "Cross-border comparison of land cover and landscape pattern in Eastern Europe using a hybrid classification technique." Remote Sensing of Environment **103**: 449-464.
- Kustas, W. P., Anderson, M. C., French, A. N. y Vickers, D. (2006). "Using a remote sensing field experiment to investigate flux-footprint relations and flux sampling distributions for tower and aircraft-based observations." Advances in Water Resources **29**: 355-368.
- Kustas, W. P., Hatfield, J. L. y Prueger, J. H. (2005). "The Soil Moisture Atmosphere Coupling Experiment (SMACEX): Background, hydrometeorological conditions and preliminary findings " Journal of Hydrometeorology **6**: 791-804.
- Kustas, W. P., Li, F., Jackson, T. J., Prueger, J. H., MacPherson, J. I. y Wolde, M. (2004a). "Effects of remote sensing pixel resolution on modeled energy flux variability of croplands in Iowa." Remote Sensing of Environment **92**(4): 535-547.
- Kustas, W. P. y Norman, J. M. (2000). "Evaluating the effects of subpixel heterogeneity on pixel average fluxes." Remote Sensing of Environment **74**: 327-342.
- Kustas, W. P., Timmermans, W. y French, A. (2004b). An intercomparison of two remote sensing-based energy balance modeling schemes. IGARSS 2004, Anchorage, Alaska, IEEE International.
- Lakhankar, T., Ghedira, H. y Khanbilvardi, R. (2006). Spatial mapping of soil moisture using RADARSAT-1 data. ASPRS 2006 Annual Conference, Reno, Nevada.
- Laliberte, A. S., Rango, A., Havstad, K. M., Paris, J. F., Beck, R. F., McNeely, R. y Gonzalez, A. L. (2004). "Object-oriented image analysis for mapping shrub encroachment from 1937 to 2003 in southern New Mexico." Remote Sensing of Environment **93**(1-2): 198-210
- Latifovica, R., Zhub, Z.-L., Cihlara, J., Girib, C. y Olthof, I. (2004). "Land cover mapping of North and Central America-Global Land Cover 2000." Remote Sensing of Environment **89**: 116-127.

- Lee, K. S., Park, Y. I., Kim, S. H., Park, J. H., Woo, C. S. y C., J. K. (2004). Remote sensing estimation of forest LAI in close canopy situation. XXth ISPRS Congress. Commission 7, Istanbul, Turkey
- Leib, B. G., Jabro, J. D. y Matthews, G. R. (2003). "Field evaluation and performance comparison of soil moisture sensors." Soil Science **168**(6): 396-408.
- Li, F., Kustas, W., Prueger, J. H., Neale, C. y Jackson, T. (2005). "Utility of remote sensing based two-source energy balance model under low and high vegetation cover conditions." Journal of Hydrometeorology **6**: 878-891.
- Liang, S. (2005). Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces Hoboken, NJ, Wiley & Sons. 534.
- Liang, S. (2008). Advances in Land Remote Sensing Dordrech, Springer Netherlands. 498
- Liang, S., Fang, H. y Chen, M. (2001). "Atmospheric Correction of Landsat ETM+ Land Surface Imagery—Part I: Methods." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **39**(11).
- Liang, S., Fang, H., Morisette, J. T., Chen, M., Shuey, C. J., Walthall, C. L. y Daughtry, C. S. T. (2002). "Atmospheric Correction of Landsat ETM+ Land Surface Imagery—Part II: Validation and Applications." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **40**(12).
- Liang, X., Lettenmaier, D. P., Wood, E. F. y Burges, S. J. (1994). "A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models." Journal of Geophysical Research [Atmospheres] **99**: 14,415–14,428.
- Lillesand, T. M. y Kiefer, R. W. (1994). Remote sensing and image interpretation, John Wiley & Sons Inc. 704.
- Lillesand, T. M. y Kiefer, R. W. (1999). Remote sensing and image interpretation. New York, John Wiley and Sons.
- Liou, K. N. (1980). An Introduction to Atmospheric Radiation. New York, Academic Press.
- Liu, W. T. y Kogan, F. N. (1996). "Monitoring regional drought using the vegetation condition index." International Journal of Remote Sensing **17**(2761–2782).
- Lobell, D. B. y Asner, G. P. (2003). "Comparison of Earth Observing-1 ALI and Landsat ETM+ for Crop Identification and Yield Prediction in Mexico." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(6): 1277-1282.
- Los, S. O., North, P. R. J., Grey, W. M. F. y Barnsley, M. J. (2005a). "A method to convert AVHRR Normalized Difference Vegetation Index time series to a standard viewing and illumination geometry." Remote Sensing of Environment **99**(4): 400-411
- Los, S. O., North, P. R. J., Grey, W. M. F. y Barnsley, M. J. (2005b). "A method to convert AVHRR Normalized Difference Vegetation Index time series to a standard viewing and illumination geometry." Remote Sensing of Environment **99**(4): 400-411.
- Lu, D., Mausel, P., Brondizio, E. y Moran, E. (2002). "Assessment of atmospheric correction methods for Landsat TM data applicable to Amazon basin LBA research." International Journal of Remote Sensing **23**(13): 2651-2671.
- Lu, L., Li, X., Ma, M. G., Che, T., Huang, C. L., Veroustraete, F., Dong, Q. H., Ceulemans, R. y Bogaert, J. (2004). Investigating Relationship between Landsat ETM+ Data and LAI in a Semi-arid Grassland of Northwest China. IGARSS 2004.
- Llorens, P. (2003). "La evaluación y modelización del balance hidrológico a escala de cuenca." Ecosistemas **1**.

- Lloyd, D. (1990). "A phenological classification of terrestrial vegetation cover using shortwave vegetation index imagery." International Journal of Remote Sensing **11**: 2269–2279.
- Ma, Y., Tian, H., Ishikawa, H., Ohba, R., Ueda, H. y Wen, J. (2007). "Determination of regional land surface heat fluxes over a heterogeneous landscape of the Jiddah area of Saudi Arabia by using Landsat-7 ETM data." Hydrological Processes **21**: 1892-1900.
- Maayar, M. E. y Chen, J. M. (2006). "Spatial scaling of evapotranspiration as affected by heterogeneities in vegetation, topography, and soil texture." Remote Sensing of Environment **102**: 33–51.
- Magagi, R. D. y Kerr, Y. H. (2001). "Estimating surface soil moisture and soil roughness over semiarid areas from the use of the copolarization ratio. ." Remote Sensing of Environment **75**: 432–445.
- Mahmood, R. (1996). "Scale issues in soil moisture modelling: problems and prospects." Progress in Physical Geography **20**: 273-291
- Manninen, T., Stenberg, P., Rautainen, M., Voipio, P. y Smolander, H. (2005). "Leaf Area Index Estimation of Boreal Forest Using ENVISAT ASAR." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **43**(11): 2627-2635.
- Markham, B. L. y Baker, J. L. (1986). Landsat-MSS and TM postcalibration dynamic ranges, atmospheric reflectance and at-satellite temperature. EOSAT Landsat Notes **1**, Earth Observation Satellite Company, Lanham, MD, USA: 3-8.
- Markham, B. L., Storey, J. C., Williams, D. L. y Irons, J. R. (2004). "Landsat Sensor Performance:History and Current Status." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **42**(12): 2691-2694.
- Martín de Santa Olalla, F., López Fuster, P. y Calera, A. (2005). Agua y Agronomía. Madrid, Ediciones Mundi-Prensa. 606.
- Martínez-Fernández, J. (1990). Estudio de las características hidrodinámicas de los suelos: el método del recipiente de tensión hídrica. I Reunión Nacional de Geomorfología, Teruel, Instituto de Estudios Turoleses.
- Martínez-Fernández, J., Cano, A., Hernández-Santana, V. y Morán, C. (2007). Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la cuenca del Duero Estudios de la Zona No Saturada del Suelo. J. V. y J. H. Giráldez Cervera, F.J. . Córdoba (España), Universidad de Córdoba. **VIII**: 275-280.
- Martínez-Fernández, J. y Ceballos, A. (2001). Diseño y validación de una sonda TDR para la medición de la humedad del suelo. Zona no saturada. Investigaciones. M. Q. E. J.J. López. Pamplona, Universidad Pública de Navarra: 37-43.
- Martínez-Fernández, J. y Ceballos, A. (2003). "Temporal stability of soil moisture in a large-field experiment in Spain." Soil Science Society of America Journal **67**: 1647-1656.
- Martínez-Fernández, J. y Ceballos, A. (2005). "Mean soil moisture estimation using temporal stability analysis." Journal of Hydrology **312**: 28-38.
- Martínez-Fernández, J. y López Bermúdez, F. (1996). Métodos para el estudio de las propiedades hídricas de suelos y formaciones superficiales. Logroño, Geoforma ediciones. 30.
- Martínez-Lozano, J. A., Estellés, V., Molero, F., Gómez-Amo, J. L., Utrillas, M. P., Pujadas, M., Fortea, J. C. y Guanter, L. (2007). "Atmospheric components determination from ground-level measurements during the Spectra Barax Campaigns (SPARC) field campaigns." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **45**(9).

- Martínez, C., Calera, A. y Jochum, A. (2003). Intersatellite cross-calibration: Integration of reflectance and NDVI from different satellites by means of a linear model. Xth International Symposium on Remote Sensing. SPIE, Barcelona, Spain.
- Maya, A. (1994). La campiña de la Guareña. Tradición y cambio en el paisaje rural zamorano. León, Universidad de León. 489.
- McCabe, M. F. y Wood, E. F. (2006). "Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors." Remote Sensing of Environment **105**: 271–285.
- McCabe, M. F., Wood, E. F., Wójcik, R., Pan, M., Sheffield, J., Gao, H. y Su, H. (2008). "Hydrological consistency using multi-sensor remote sensing data for water and energy cycle studies" Remote Sensing of Environment **112**(2): 430-444.
- McVicar, T. R. y Jupp, D. L. B. (2002). "Using covariates to spatially interpolate moisture availability in the Murray-Darling basin: a novel use of remotely sensed data." Remote Sensing of Environment **79**: 199-212.
- Mejuto, M. F., Rubio, E., Calera, A., Vela, A. y Castaño, S. (2003). Operational modelling of direct recharge (for regional scales). VI Inter-Regional Conference on Environment-Water land and Water Use planning and Management, Albacete.
- Melesse, A. M. y Nangia, V. (2005). "Estimation of spatially distributed surface energy fluxes using remotely-sensed data for agricultural fields." Hydrological Processes **19**: 2653-2670.
- Mesquita Jr., M. H. N. y Bitencourt, M. D. (2004). Temporal relationship of NDVI and seasonal vegetation in structural gradient in permanent plots. XXth ISPRS Congress. Commission 7, Istanbul, Turkey
- Monteith, J. L. (1965). "Evaporation and environment." Symp. Soc. Exp. Biol **19**: 205-234.
- Moran, M. S., Clarke, T. R., Inoue, Y. y Vidal, A. (1994). "Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index." Remote Sensing of Environment **49**: 246–263.
- Moran, M. S. y Jackson, R. D. (1991). "Assesing the spatial distribution of evapotranspiration using remotely sensed inputs." Journal of Environmental Quality **20**: 725-737.
- Moran, M. S., Jackson, R. D., Slater, P. N. y Teillet, P. M. (1992). "Evaluation of simplified procedures for retrieval of land surface reflectance factors from satellite sensor output." Remote Sensing of Environment **41**: 169-184.
- Moran, S., Fitzgerald, G., Rango, A., Walthall, C., Barnes, E., Bausch, W., Clarke, T., Daughtry, C., Everitt, J., Escobar, D., Hatfield, J., Havstad, K., Jackson, T., Kitchen, N., Kustas, W., McGuire, M., Pinter Jr., P. J., Sudduth, K., Schepers, J., Schmutge, T., Starks, P. y Upchurch, D. (2003). "Sensor Development and Radiometric Correction for Agricultural Applications." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **69**(6): 705–718.
- Moran, S., Inoue, Y. y Barnes, E. (1997). "Opportunities and limitations for image-based remote sensing in precision crop managemen." Remote Sensing of Environment **61**: 319-346.
- Moulin, S., Zurita, R., Guérif, M., Houlès, V. y Baret, F. (2003). Comparison of 3 remote sensing sensors and 2 methods performances in the retrieval of biophysical variables on a wheat field. 4th European Conference on Precision Agriculture, Berlin, Germany.
- Mu, Q., Heinsch, F. A., Zhao, M. y Running, S. W. (2007 ). "Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data " Remote Sensing of Environment **111**: 519-536.

- Muchoney, D. M. y Strahler, A. H. (2002). "Pixel- and site-based calibration and validation methods for evaluating supervised classification of remotely sensed data." Remote Sensing of Environment **81**: 290-299.
- Muukkonen, P. y Heiskanen, J. (2005). "Estimating biomass for boreal forests using ASTER satellite data combined with standwise forest inventory data." Remote Sensing of Environment **99**(4): 434-447
- Myneni, R. B. y Asart, G. (1994). "Atmospheric Effects and Spectral Vegetation Indices." Remote Sensing of Environment: 390-402.
- Myneni, R. B., Knyazikhin, Y., Privette, J. L., Glassy, J., Tian, Y., Wang, Y., Hoffman, S., Song, X., Zhang, Y., Smith, G. R., Lotsch, A., Friedl, M., Morisette, J. T., Votava, P., Nemani, R. R. y Running, S. W. (2002). "Global products of vegetation leaf area and fraction absorbed PAR from year one of MODIS data." Remote Sensing of Environment **83**: 214–231.
- Myneni, R. B. y Williams, D. L. (1994). "On the relationship between FAPAR and NDVI." Remote Sensing of Environment **49**: 200–211.
- Nagler, P. L., Cleverly, J., Glenna, E., Lampkin, D., Huete, A. y Wan, Z. (2005). "Predicting riparian evapotranspiration from MODIS vegetation indices and meteorological data." Remote Sensing of Environment **94**: 17-30.
- Nagler, P. L., Glenn, E., Thompson, T. y Huete, A. (2004). "Leaf area index and Normalized Difference Vegetation Index as predictors of canopy characteristics and light interception by riparian species on the Lower Colorado River." Agricultural and Forest Meteorology **125**: 1-17.
- Narayanan, R. M. y Hirsave, P. P. (2001). "Soil moisture estimation model using SIR-C SAR data: a case study in New Hampshire, USA." Remote Sensing of Environment **75**: 385-396.
- Nash, J. E. y Sutcliffe, J. V. (1970). "River flow forecasting through conceptual models. Part 1-A discussion of Principles." Journal of Hydrology **10**: 282-290.
- Neale, C., Jayanthi, H. y Wright, J. L. (2005). "Irrigation water management using high resolution airborne remote sensing." Irrigation and Drainage Systems **19**(3/4): 321–336.
- Neale, C. M., Bausch, W. C. y Heerman, D. F. (1989). "Development of reflectance-based crop coefficients for corn." Transactions of the ASAE **32**(6): 1891-1899.
- Neale, C. M. U., Owe, M. y D'Urso, G. (2007). Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology IX (Proceedings Volume). Bellingham, WA, SPIE. 354.
- Nichol, J. y Wong, M. S. (2005). "Detection and Interpretation of landslides using satellite images." Land Degradation and Development **16**: 243-255.
- Nishida, K., Nemani, R. R., Running, S. W. y Glassy, J. M. (2003). "An operational remote sensing algorithm of land evaporation." Journal of Geophysical Research **108**: 4270.
- Njoku, E. G. y Chan, S. K. (2006). "Vegetation and surface roughness effects on AMSR-E land observations." Remote Sensing of Environment **100**(2): 190-199
- Njoku, E. G., Jackson, T., Lakshmi, V., Chan, T. K. y Nghiem, S. V. (2003). "Soil moisture retrieval from AMSR-E." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(2): 215-229.
- Njoku, E. G. y Kong, N. A. (1977). "Theory for passive microwave remote sensing of near-surface soil moisture." Journal of Geophysical Research **82**: 3108–3118.
- Ogden, F. L., Garbrecht, J., DeBarry, P. A. y Johnson, L. E. (2001). "GIS and Distributed Watershed Models. II: Modules, Interfaces, and Models." Journal of Hydrologic Engineering **6**(6): 515-523

- Olioso, A., Inoue, Y., Ortega-Farias, S., Demarty, J., Wigneron, J.-P., Braud, I., Jacob, F., Lecharpentier, P., Ottele, C., Calvet, J.-C. y Brisson, N. (2003). Assimilation of remote sensing data into crop simulation models and SVAT models. 54th IEC Meeting of the International Commission on Irrigation and Drainage (ICID), Montpellier, France, International Commission on Irrigation and Drainage.
- Ottlé, C., Vidal-Madjar, D. y Girard, G. (1989). "Remote sensing applications to hydrological modeling." Journal of Hydrology **105**: 369-384.
- Owe, M., de Jeu, R. y Walker, J. P. (2001). "A Methodology for surface Soil Moisture and Vegetation Optical Depth Retrieval Using the Microwave Polarization Difference Index." IEEE Transactions on Geosciences and Remote Sensing **39**(8): 1643-1654.
- Pajares, G. y de la Cruz, J. M. (2001). Vision por Computador. Madrid, Ra-Ma. 763.
- Palà, V. y Pons, X. (1995). "Incorporation of Relief in Polynomial-Based Geometric Corrections." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **61**(7): 935-944.
- Panciera, R., Walker, J. P., Kalma, J. D., Kim, E. D., Saleh, K. y Wigneron, J. P. (2009). "Evaluation of the SMOS L-MEB passive microwave soil moisture retrieval algorithm " Remote Sensing of Environment **113**(2): 435-444
- Paolini, L., Grings, F., Sobrino, J., Jiménez Muñoz, J. y Karszenbaum, H. (2006). "Radiometric correction effects in Landsat multi-date/multi-sensor change detection studies " International Journal of Remote Sensing **27**(4): 685-704.
- Pax-Lenney, M., Woodcock, C. E., Macomber, S. A., Gopal, S. y Song, C. (2001). "Forest mapping with a generalized classifier and Landsat TM data." Remote Sensing of Environment **77** 241- 250.
- Payero, J. O., Neale, C. M. U. y Wright, J. L. (2006). "Effect of stability correction on remote sensing estimates of near-noon sensible heat flux of alfalfa and tall fescue grass " International Journal of Remote Sensing.
- Penman, H. L. (1948). "Natural evaporation from open, bare soil and grass." Proc. Soc. London Ser. A **193**: 120-145.
- Penman, H. L. (1963). Vegetation and hydrology. Harpenden, Commonwealth Bureau of Soils. 125.
- Perrin, C., Michel, C. y Andréassian, V. (2001). "Does a large number of parameters enhance model performance? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments." Journal of Hydrology **242**: 275-301.
- Pinker, R. T., Frouin, R. y Li, Z. (1995). "A review of satellite methods to derive surface short-wave irradiance." Remote Sensing of Environment **51**: 105-124.
- Pinter Jr., P. J., Hatfield, J. L., Schepers, J. S., Barnes, E. M., Moran, M. S., Daughtry, C. S. T. y Upchurch, D. R. (2003). "Remote Sensing for crop management." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **69**(6): 647-664.
- Pons, X. (1996). Estimación de la radiación solar a partir de modelos digitales de elevaciones. Propuesta metodológica. Vitoria, Dpto. de Geografía, Prehistoria y Arqueología de la Universidad del País Vasco-Grupo de Métodos Cuantitativos, SIG y Teledetección (AGE). 458.
- Pons, X. y Solé-Sugrañés, L. (1994). "A Simple Radiometric Correction Model to Improve Automatic Mapping of Vegetation from Multispectral Satellite Data." Remote Sensing of Environment **48**: 191-204.
- Porta, J., López-Acebedo, M. y Roquero, C. (1999). Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Bilbao. 849.

- Prince, S. D., Goetz, S. J., Dubayah, R. O., Czajkowski, K. P. y Thawley, M. (1998). "Inference of surface and air temperature, atmospheric precipitable water and vapour pressure deficit using advanced very high resolution radiometer satellite observations: comparison with field observations." Journal of Hydrology **212–213**: 230–249.
- Proy, C. y Leprieux, C. (1985). Influence de la topographie et de l'atmosphère sur les mesures radiométriques en régions montagneuses-test d'un modèle d'inversion du signal sur des TM. 3rd International Colloquium on Spectral Signatures of Objects in Remote Sensing, Les Arcs, France, ESA.
- Qiu, G. Y., Shi, P. y Wang, L. (2006). "Theoretical analysis of a remotely measurable soil evaporation transfer coefficient." Remote Sensing of Environment **101**: 390–398.
- Qu, J. J., Gao, W., Kafatos, M., Murphy, R. E. y Salomonson, V. V. (2006). Earth Science Satellite Remote Sensing. Beijing/New York, Springer and Tsinghua University Press. 1020.
- Quattrochi, D. A. y Luvall, J. C. (1999). "Thermal infrared remote sensing for analysis of landscape ecological processes: methods and applications." Landscape Ecology **14**: 577-598.
- Raddi, S., Cortes, S., Pippi, I. y Magnani, F. (2005). Estimation of vegetation photochemical processes from CHRIS/Proba data. Third CHRIS/Proba Workshop, ESRIN, Frascati, Italy.
- Ranson, K. J. y Sun, G. (2000). "Effects of environmental conditions on boreal forest classification and biomass estimates with SAR." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(3): 1242-1252.
- Rao, P. V. N., Venkatratnam, L., Rao, P. V. K., Ramna, K. V. y Singaro, M. N. (1993). "Relation between root-zone soil moisture and normalized difference vegetation index of vegetated fields." International Journal of Remote Sensing **14**(3): 441-449.
- Rautiainen, M. (2005). "Retrieval of leaf area index for a coniferous forest by inverting a forest reflectance model." Remote Sensing of Environment **99**(3): 295-303
- Rawls, W. J., Kustas, W. P., Schmugge, T. J., Ritchie, J. C., Jackson, T. J., Rango, A. y Doraiswamy, P. C. (2003). Remote sensing in watershed scale hydrology. First Interagency Conference on Research in Watersheds, Benson, Arizona.
- Ray, S. S. y Dadhwal, V. K. (2001). "Estimation of crop evapotranspiration of irrigation command area using remote sensing and GIS." Agricultural Water Management **49**(3): 239-249.
- Rembold, F. y Maselli, F. (2006). "Estimation of Inter-annual crop area variation by the application of spectral angle mapping to low resolution multitemporal NDVI images." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **72**(1): 55-62.
- Renzullo, L. J., Barrett, D. J., Marks, A. S., Hill, M. J., Guerschman, J. P., Mu, Q. y Running, S. W. (2008). "Multi-sensor model-data fusion for estimation of hydrologic and energy flux parameters." Remote Sensing of Environment **112**: 1306-1319.
- Reynolds, S. G. (1970). "The gravimetric method of soil moisture determination. Part I. A study of equipment and methodological problems." Journal of Hydrology **11**: 258-273.
- Riaño, D., Chuvieco, E., Salas, J. y Aguado, I. (2003). "Assessment of Different Topographic Corrections in Landsat-TM Data for Mapping Vegetation Types." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **41**(5): 1056 - 1061.
- Richards, J. A. (1993). Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Berlin, Springer-Verlag.

- Richards, J. A. y Jia, X. (2006). Remote Sensing Digital Image Analysis: An Introduction. Berlin, Springer-Verlag. 439.
- Ridder, N., Stroosnijder, L., Cisse, A. M. y van Kelulen, H. (1983). Productivity of Sahelian rangelands, a study of the soils, the vegetation and the exploitation of the natural resources. Wageningen, Wageningen, Netherlands: Agricultural University.
- Rosenfield, G. H. y Fitzpatrick-Lins, K. (1986). "A coefficient of agreement as a measure of thematic classification accuracy." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **52**: 223-227.
- Rouse, J. W., Haas, R. H., Shell, J. A., D.W., D. y Harlan, J. C. (1974). Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. Final Report, Type III. Greenbelt, MD, NASA/GSFC: 371.
- Rubio, E., Mejuto, M. F., Calera, A., Vela, A., Castaño, S. y Moratalla, A. (2004). Validation of an operational model of direct recharge and evapotranspiration Remote Sensing for Agriculture, Ecosystems, and Hydrology E. Manfred Owe; Guido D'Urso; Jose F. Moreno; Alfonso Calera. Brugge, Proceedings of SPIE Volume 5232. **V**: 351-359.
- Running, S. W. y Hunt Jr., E. R. (1993). Generalization of a forest ecosystem process model for other biomes, BIOME-BGC and an application for global-scale models. Scaling Processes Between Leaf and Landscape Levels. C. Field, Academic Press: 141-158.
- Sader, S. A., Hayes, D. J., Coan, M., Hepinstall, J. A. y Soza, C. (2001). "Forest change monitoring of a remote biosphere reserve." International Journal of Remote Sensing **22**(10): 1937-1950.
- Saha, S. K. (1995). "Assessment of regional soil moisture conditions by coupling satellite sensor data with a soil-plant system heat and moisture balance model " International Journal of Remote Sensing **16**(5): 973-980.
- Salvador, R., Pons, X. y Diego, F. (1996). "Validación de un método de corrección radiométrica sobre diferentes áreas montañosas." Revista de la Asociación Española de Teledetección **7**: 1-5.
- Samimi, C. y Kraus, T. (2004). "Biomass estimation using Landsat-TM and -ETM+. Towards a regional model for Southern Africa?" GeoJournal **59**: 177-187.
- Sánchez-San Román, F. J. (2006). Los grandes acuíferos de la cuenca del Duero. Congreso Homenaje al Duero y sus ríos: Memoria, Cultura y Porvenir, Zamora, In Press.
- Sánchez, J. M., Scavone, G., Caselles, V., Valor, E., Copertino, V. A. y Telesca, V. (2008). "Monitoring daily evapotranspiration at a regional scale from Landsat-TM and ETM+ data: Application to the Basilicata region." Journal of Hydrology **351**: 58- 70.
- Sánchez, N. (2002). Control de superficies cultivadas mediante teledetección Teledetección: Nociones y Aplicaciones. C. y. M. Pérez, L., eds. . Salamanca, Universidad de Salamanca: 115-128.
- Sánchez, N., González, R., Prado, J., Martínez-Fernández, J. y Pérez-Gutiérrez, C. (2007). Estimating vegetation parameters of cereals using an ASTER 1A image. 10th Intl. Symposium on Physical Measurements and Spectral Signatures in Remote Sensing, Davos (CH), Intl. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences.
- Sánchez, N. y Santos, G. (2004). Obtención de productos cartográficos a gran escala mediante imágenes de alta resolución espacial. Medio Ambiente, Recursos y Riesgos Naturales. Análisis mediante tecnología SIG y Teledetección C. Conesa, Álvarez, Y., Martínez, J.B. . Murcia, Universidad de Murcia. **1**: 287-299.



- Sandholt, I., Rasmussen, K. y Andersen, J. (2002). "A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status." Remote Sensing of Environment **79**: 213–224.
- Sawaya, K. E., Olmanson, L. G., Heinert, N. J., Brezonik, P. L. y Bauer, M. E. (2003). "Extending satellite remote sensing to local scales: land and water resource monitoring using high-resolution imagery." Remote Sensing of Environment **88**(1-2): 144-156
- Scipal, K., Scheffler, C. y Wagner, W. (2005). "Soil moisture-runoff relation at the catchment scale as observed with coarse resolution microwave remote sensing." Hydrological Earth System Sciences Discussions **2**, : 417-448.
- Schaepman-Strub, G., Schaepman, M. E., Painter, T. H., Dangel, S. y Martonchik, J. V. (2006). "Reflectance quantities in optical remote sensing—definitions and case studies." Remote Sensing of Environment **103**: 27-42.
- Schlosser, C. A. y Milly, P. C. D. (2002). "A model-based investigation of soil moisture predictability and associated climate predictability." Journal of Hydrometeorology **3**(4): 483-501.
- Schmugge, T., French, A., Ritchie, J. C., Rango, A. y Pelgrum, H. (2002a). "Temperature and emissivity separation from multispectral thermal infrared observations." Remote Sensing of Environment **79**(2-3): 189-198.
- Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Ritchie, J. C., Jackson, T. J. y Rango, A. (2002b). "Remote sensing in hydrology." Advances in Water Resources **25**: 1367-1385.
- Schott, J. R. (1989). "Remote Sensing of the Earth: a synoptic view." Physics Today **89**: 72-79.
- Schott, J. R., Salvaggio, C. y Volchok, W. J. (1988). "Radiometric scene normalization using pseudoinvariant features." Remote Sensing of Environment **26**: 1 - 16.
- Schowengerdt, R. A. (1997). Remote sensing models and methods for image processing. San Diego, CA, Academic Press Ltd. 522.
- Schroeder, T. A., Cohen, W. B., Song, C., Canty, M. J. y Yang, Z. (2006). "Radiometric correction of multi-temporal Landsat data for characterization of early successional forest patterns in western Oregon." Remote Sensing of Environment **103**: 16-26.
- Schröter, D., Cramer, W., Leemans, R., Prentice, I. C., Araújo, M. B., Arnell, N. W., Bondeau, A., Bugmann, H., Carter, T. R., Gracia, C. A., de la Vega-Leinert, A. C., Erhard, M., Ewert, F., Glendinning, M., House, J. I., Kankaanpää, S., Klein, R. J. T., Lavorel, S., Lindner, M., Metzger, M. J., Meyer, J., Mitchell, T. D., Reginster, I., Rounsevell, M., Sabaté, S., Sitch, S., Smith, B., Smith, J., Smith, P., Sykes, M. T., Thonicke, K., Thuiller, W., Tuck, G., Zaehle, S. y Zierl, B. (2005). "Ecosystem Service Supply and Vulnerability to Global Change in Europe." Science **310**: 1333-1337.
- Schultz, G. A. (1988). "Remote Sensing in Hydrology." Journal of Hydrology **100**: 239-265.
- Schultz, G. A. y Engman, E. T. (2000a). Introduction. Overview and basic principles. Remote sensing in hydrology and water management. G. A. a. E. Schultz, E. T. (Eds.). Berlin, Springer-Verlag: 483.
- Schultz, G. A. y Engman, E. T. (2000b). Remote sensing in hydrology and water management. Berlin, Springer-Verlag.
- Seevers, P. M., Sadowski, F. C. y Lauer, D. T. (1990). "An investigation of spectral change as influenced by irrigation and evapotranspiration volume estimation in western Nebraska " Climatic Change **17**(2-3): 265-285.
- Sellers, P. J., Dickinson, R. E., Randall, D. A., Betts, A. K., Hall, F. G., Berry, J. A., Collatz, G. J., Denning, A. S., Mooney, H. A., Nobre, C. A., Sato, N., Field, C. B. y Henderson-Sellers, A.

- (1997). "Modelling the exchanges of energy, water and carbon between continents and the atmosphere." *Science* **275**: 502-509.
- Shantz, H. J. y Piemeisel, L. N. (1927). "The water requirement of plants at Akron, Colorado." *Journal of Agriculture Research* **34**: 1093-1190.
- Shimabukuro, Y. E., Aragão, L. E. O. C., Espirito-Santo, F. D. B. y Williams, M. (2004). Combining Landsat ETM+ and terrain data for scaling up leaf area index (LAI) in eastern Amazon: an intercomparison with MODIS product. IGARSS 2004.
- Sikdar, M., MacIntosh, S., Cumming, I. y Brisco, B. (2005). Incorporating a Vegetation Index into a Soil Moisture Retrieval Model – Results from Convair-580 SAR Data. IGARSS 2005, Seoul, Korea.
- Sims, D. A. y Gamon, J. A. (2002). "Estimation of vegetation water content and photosynthetic tissue area from spectral reflectance: A comparison of indices based on liquid water and chlorophyll absorption features. ." *Remote Sensing of Environment* **84**: 526– 537.
- Singh, R., Kroes, J. G., van Dam, J. C. y Feddes, R. A. (2006). "Distributed ecohydrological modelling to evaluate the performance of irrigation system in Sirsa district, India: I. Current water management and its productivity." *Journal of Hydrology* (329): 692- 713.
- Smith, A. M., Nadeau, C., Freemantle, J., Wehn, H., Teillet, P. M., Kehler, I., Daub, N., Bourgeois, G. y de Jong, R. (2005). Leaf area index from CHRIS satellite data and applications in plant yield estimation. 26th Canadian Symposium on Remote Sensing Wolfville, Nova Scotia.
- Sobrinho, J. A., Gómez, M., Jiménez-Muñoz, J. C. y Oliso, A. (2007). "Application of a simple algorithm to estimate daily evapotranspiration from NOAA–AVHRR images for the Iberian Peninsula." *Remote Sensing of Environment* **110**(2): 139-148.
- Sohn, Y. y Rebello, N. S. (2002). "Supervised and unsupervised spectral angle classifiers." *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **68**: 1271-1280.
- Song, C. y Woodcock, C. E. (2003). "Estimating tree crown size from multiresolution remotely sensed imagery." *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing* **69**(11): 1263-1270.
- Song, C., Woodcock, C. E., Seto, K. C., Lenney, M. P. y Macomber, S. A. (2001). "Classification and Change Detection Using Landsat TM Data: When and How to Correct Atmospheric Effects?" *Remote Sensing of Environment* **75**: 230–244.
- Song, J., Wesely, M. L., Coulter, R. L. y Brandes, E. A. (2000). "Estimating watershed evapotranspiration with PASS. Part I: Inferring root-zone moisture conditions using satellite data." *Journal of Hydrometeorology* **1**: 447–460.
- Soudani, K., François, C., le Maire, G., Le Dantec, V. y Dufrêne, E. (2006). "Comparative analysis of IKONOS, SPOT, and ETM+ data for leaf area index estimation in temperate coniferous and deciduous forest stands." *Remote Sensing of Environment* **102**(1-2): 161-175.
- South, S., Qi, J. y Lusch, D. P. (2004). "Optimal classification methods for mapping agricultural tillage practices." *Remote Sensing of Environment* **91**: 90–97.
- Sridhar, V. N., Ghosh, R. y Mahtab, A. (2001). "Atmospheric and Angular Effects on NDVI Temporal Profiles Derived from ADEOS-POLDER Data Over India." *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **39**(5): 1099-1102.
- Srinivas, P., Das, B. K., Saibaba, J. y Krishnan, R. (2004). Application of Distance Based Vegetation index por agricultural crops discrimination. XXth ISPRS Congress. Commission 7, Istanbul, Turkey

- Stakman, W. P. (1980). Measuring soil moisture. Drainage Principles and Applications. Wageningen, ILRI. **III**: 221-251.
- Stefanov, W. y Netzvand, M. (2005). "Assessment of ASTER land cover and MODIS NDVI data at multiple scales for ecological characterization of an arid urban center." Remote Sensing of Environment **99**: 31-43.
- Stefanov, W. L. y Netzband, M. (2005). "Assessment of ASTER land cover and MODIS NDVI data at multiple scales for ecological characterization of an arid urban center." Remote Sensing of Environment **99**(1-2): 31-43.
- Stehman, S. V. (1996). "Estimation of Kappa coefficient and its variance using stratified random sampling." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **26**: 401-407.
- Stehman, S. V. y Milliken, J. A. (2007). "Estimating the effect of crop classification error on evapotranspiration derived from remote sensing in the lower Colorado River basin, USA." Remote Sensing of Environment **106**: 217-227.
- Stehman, S. V., Wickham, J. D., Smith, J. H. y Yang, L. (2003). "Thematic accuracy of the 1992 National Land-Cover Data (NLCD) for the eastern United States: statistical methodology and regional results." Remote Sensing of Environment(86): 500-516.
- Steven, M. D., Malthus, T. J., Baret, F., Xu, H. y Chopping, M. J. (2003). "Intercalibration of vegetation indices from different sensor systems." Remote Sensing of Environment **88**: 412-422.
- Strasser, U. y Mauser, W. (2001). "Modelling the spatial and temporal variations of the water balance for de Weser catchment 1965-1994." Journal of Hydrology **254**: 199-214.
- Su, B. (2002). "The surface energy balance system (SEBS) for the estimation of turbulent heat fluxes." Hydrology and Earth System Sciences **6**(1): 85-99.
- Suleiman, A. A. y Crago, R. (2004). "Hourly and daytime evapotranspiration from grassland using radiometric surface temperature." Agronomy Journal **96**: 384-390.
- Sun, Z., Wang, Q., Ouyang, Z., Watanabe, M., Matsushita, B. y Fukushima, T. (2007). "Evaluation of MOD16 algorithm using MODIS and ground observational data in winter wheat field in North China Plain." Hydrological Processes **21**: 1196-1206.
- Susaki, J., Hara, K., Kajiwara, K. y Honda, Y. (2004). "Robust estimation of BRDF model parameters " International Journal of Remote Sensing(1): 63-71.
- Suzuki, R., Masuda, K. y Dye, D. G. (2007). "Interannual covariability between actual evapotranspiration and PAL and GIMMS NDVIs of northern Asia." Remote Sensing of Environment **106**(3): 387-398.
- Tachiiri, K. (2005). "Calculating NDVI for NOAA/AVHRR data after atmospheric correction for extensive images using 6S code: A case study in the Marsabit District, Kenya." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing **59**: 103-114.
- Tanré, D., Deroo, C., Duhaut, P., Herman, M., Morcrette, J. J., Perbos, J. y Deschamps, P. Y. (1990). "Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum, 5s code " International Journal of Remote Sensing **11**(4): 659- 668.
- Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R. y Wright, J. L. (2005a). "Satellite-based Energy balance to assess within population variance of crop coefficient curves." Journal of Irrigation and Drainage Engineering **131**(1): 94-109.
- Tasumi, M., Allen, R. G., Trezza, R. y Wright, J. L. (2005b). "Use of SEBAL to assess the band width of crop coefficient curves in Idaho." ASCE Journal Irrigation and Drainage Engineering **131** (1): 94-109.

- Tasumi, M., Trezza, R., Allen, R. G. y Wright, J. L. (2003). U.S. validation tests on the SEBAL model for evapotranspiration via satellite. 54th IEC Meeting of the International Commission on Irrigation and Drainage (ICID), Montpellier, France, International Commission on Irrigation and Drainage.
- Te Chow, V., Maidment, D. R. y Mays, L. W. (1996). Hidrología aplicada. Bogotá, McGraw Hill. 584.
- Teillet, P. M. (1992). "An algorithm for the radiometric and atmospheric correction of AVHRR data in the solar reflective " Remote Sensing of Environment **41**: 185-195.
- Thome, K., Palluconi, F., Takashima, T. y Masuda, K. (1998). "Atmospheric correction of ASTER." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **36**(4): 1199-1211.
- Thome, K. J., Helder, D. L., Aaron, D. y Dewald, J. D. (2004). "Landsat-5 TM and Landsat-7 ETM+ absolute radiometric calibration using the reflectance-based method." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **42**(12).
- Thorntwaite, C. W. (1948). "An approach toward a rational classification of climate." Geographic Review **38**: 55-94.
- Tian, Y., Zhang, Y., Knyazikhin, Y., Myneni, R. B., Glassy, J. M., Dedieu, G. y W., R. S. (2000). "Prototyping of MODIS LAI and FPAR Algorithm with LASUR and LANDSAT Data " IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **38**(5): 2387-2401.
- Timmermans, W. J., Kustas, W. P., Anderson, M. C. y French, A. N. (2007). "An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes." Remote Sensing of Environment **108**: 369-284.
- Topp, G. C., Davis, J. L. y Annan, A. P. (1980). "Electromagnetic determination of soil water content: measurement in coaxial transmission lines." Water Resources Research **16**: 574-582.
- Toutin, T. (2003). Geometric correction of remotely sensed images. Remote sensing of forest environments: concepts and case studies M. A. Wulder, Franklin, S. E. Dordrecht / Boston / London, Kluwer Academic Publishers: 143-180
- Toutin, T. (2004). "Geometric Processing of Remote Sensing Images: Models, Algorithms and Methods (review paper)." International Journal of Remote Sensing **25** (10): 1893-1924
- Toutin, T., Chénier, R. y Carbonneau, Y. (2002). 3D models for high-resolution images: examples with EROS, IKONOS and QuickBird. Geospatial Theory, Processing and Applications. ISPRS Technical Commission IV Symposium 2002, Ottawa, Canada.
- Töyrä, J., Pietroniro, A., Martz, L. W. y Prowse, T. D. (2002). "A multi-sensor approach to wetland flood monitoring." Hydrological Processes **16**: 1569-1581.
- Trodd, N. M. (1995). Uncertainty in land cover mapping for modelling land cover change RSS95: remote sensing in action, Nottingham: Remote Sensing Society.
- Tucker, C. J., Holben, B. N., Elgin, J. H. J. y McMurtrey, J. E. I. (1981). "Remote sensing of total dry-matter accumulation in winter wheat." Remote Sensing of Environment **11**: 171-189.
- Tucker, C. J., Townshend, J. R. G. y Goff, T. E. (1985). "African land-cover classification using satellite data." Science **227**: 369-375.
- Turc, L. (1961). "Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: A simple climatic formula evolved up to date." Annales Agronomiques **12**: 13-49.
- Turner, D. P., Cohen, W. B., Kennedy, R. E., Fassnacht, K. S. y Briggs, J. M. (1999). "Relationships between Leaf Area Index and Landsat TM Spectral Vegetation Indices across Three Temperate Zone Sites." Remote Sensing of Environment **70**: 52-68.

- U S Department of Agriculture, U. S. (1985). National Engineering Handbook, Section 4 - Hydrology. Washington, DC, U.S. Printing Office.
- Ünsalan, C. y Boyer, K. L. (2004). "Linearized Vegetation Indices Based on a Formal Statistical Framework." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **42**(7).
- Valor, E. y Caselles, V. (1996). "Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, Agrican and South-American areas." Remote Sensing of Environment **57**: 167-184.
- Van de Griend, A. A. y Engman, E. T. (1985). "Partial area hydrology and remote sensing." Journal of Hydrology **81**: 211--251.
- Van Genuchten, M. T. (1980). "A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils." Soil Science Society of America Journal **44**: 892-898.
- Van Genuchten, M. T., Leij, F. J. y Yates, S. R. (1991). The RETC code for quantifying the hydraulic functions of unsaturated soils. EPA/600/2-91/065, U.S. Environmental Protection Agency: 85.
- Van Genuchten, M. T. y Nielsen, D. R. (1985). "On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soil." Annales Geophysicae **3**(5): 615-628.
- van Leeuwen, W. J. D., Orr, B. J., Marsh, S. E. y Herrmann, S. M. (2006). "Multi-sensor NDVI data continuity: Uncertainties and implications for vegetation monitoring applications." Remote Sensing of Environment **100**: 67-81.
- Vanclooster, M. y Boesten, J. (2000). "Application of pesticide simulation models to the Vredepeel dataset I. Water, solute and heat transport." Agricultural Water Management **44**: 105-117.
- Vassilopoulou, S., Hurni, L., Dietrich, V., Baltsavias, E., Pateraki, M., Lagios, E. y Parcharidis, I. (2002). "Orthophoto generation using IKONOS imagery and high resolution DEM : a case of study on volcanic hazard monitoring of Nisyros Island (Greece)." ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing(57): 24-28.
- Venturini, V., Bisht, G., Islam, S. y Jiang, L. (2004). "Comparison of evaporative fractions estimated from AVHRR and MODIS sensors over South Florida." Remote Sensing of Environment **93**: 77-86.
- Verbyla, D. L. (1995). Satellite Remote Sensing of Natural Resources Boca Ratón, Florida, CRC Press. 224.
- Verhoef, W. (2007). A bayesian optimisation approach for model inversion of hyperspectral-multidirectional observations: the balance with a priori information. 10th Intl. Symposium on Physical Measurements and Spectral Signatures in Remote Sensing, Davos (CH), Intl. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences.
- Verhoef, W. y Menenti, M. (1998). Spatial and Spectral Scales of Spaceborne Imaging Spectroradiometers. N. A. Laboratory. Amsterdam, The Netherlands, ESA/ESTEC.
- Vermote, E. F., Tanré, D., Deuzé, J. L., Herman, L. y Morcrette, J.-J. (1997). "Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum, 6S: an overview." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **35**(3): 675-686.
- Villar, J. M. y Ferrer, F. (2005). Técnicas de medida y control del agua en el suelo. Agua y Agronomía. Madrid, Ediciones Mundi-Prensa: 25-86.
- Vincent, S. y Pierre, F. (2003). Identifying Main Crop Classes in an irrigated area using High Resolution Image Time Series. IGARSS 2003.

- Wagner, W., Naeimi, V., Scipal, K., De Jeu, R. y Martínez-Fernández, J. (2007). "Soil moisture from operational meteorological satellites." Hydrogeology Journal **15**: 121-131.
- Wagner, W., Pathe, C., Doubkova, M., Sabel, D., Bartsch, A., Hasenauer, S., Blöschl, G., Scipal, K., Martínez-Fernández, J. y Low, A. (2008). "Temporal Stability of Soil Moisture and Radar Backscatter Observed by the Advanced Synthetic Aperture Radar (ASAR)." IEEE Sensors **8**: 1174-1197.
- Walker, J. P. y Houser, P. R. (2001). Temporal and spatial resolution requirements for a soil moisture mission. IGARSS 2001, Sydney, Australia, IEEE International.
- Walthall, C., Dulaney, W., Anderson, M., Norman, J., Fang, H. y Liang, S. (2004). "A comparison of empirical and neural network approaches for estimating corn and soybean leaf area index from Landsat ETM+ imagery." Remote Sensing of Environment **92** 465-474.
- Wan, Z. M. y Dozier, J. (1989). "Land surface temperature measurement from space: Physical principles and inverse modeling." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **27**: 268-278.
- Wang, C., Qi, J., Moran, S. y Marsett, R. (2004). "Soil moisture estimation in a semiarid rangeland using ERS-2 and TM imagery." Remote Sensing of Environment **90**: 178-189.
- Wang, K., Li, Z. y Cribb, M. (2006). "Estimation of evaporative fraction from a combination of day and night land surface temperatures and NDVI: A new method to determine the Priestley-Taylor parameter." Remote Sensing of Environment **102**(3-4): 293-305.
- Wang, L. y He, D. C. (1990). "A new statistical approach for texture analysis." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **56**(1): 61-66.
- Wang, X., Xie, H., Guan, H. y Zhou, X. (2007). "Different responses of MODIS-derived NDVI to root-zone soil moisture in semi-arid and humid regions." Journal of Hydrology **340**: 12-14.
- Ward, R. C. y Robinson, M. (2000). Principles of Hydrology. London, McGraw-Hill.
- Wardlow, B. D., Egbert, S. L. y Kastens, J. H. (2007). "Analysis of time-series MODIS 250 m vegetation index data for crop classification in the U.S. Central Great Plains." Remote Sensing of Environment **108**(3): 290-310.
- Wegehenkel, M. (2002). "Estimating the impact of landuse changes using the conceptual model Theseus—a case study." Physics and Chemistry of the Earth **27**(9-10): 631-641.
- Wegehenkel, M., Jochheim, H. y Kersebaum, K. C. (2005). "The application of simple methods using remote sensing data for the regional validation of a semidistributed hydrological catchment model." Physics and Chemistry of the Earth **30**: 575-587.
- Wegehenkel, M. y Kersebaum, K. C. (2005). "The validation of a modelling system for calculating water balance and catchment discharge using simple techniques based on field data and remote sensing data." Physics and Chemistry of the Earth **30**: 171-179.
- Weiss, M., Baret, F., Garrigues, S. y Lacaze, R. (2007). "LAI and fAPAR CYCLOPES global products derived from VEGETATION. Part 2: validation and comparison with MODIS collection 4 products." Remote Sensing of Environment **110**(3): 317-331.
- Whiting, M. L., Li, L. y Ustin, S. L. (2004). "Predicting water content using Gaussian model on soil spectra." Remote Sensing of Environment **89**: 535-552.
- Widayati, A., Verbist, B. y Meijerink, A. (2002). Application of Combined Pixel-based and Spatial-based Approaches for Improved Mixed Vegetation Classification using Ikonos. 23rd Asian Conference on Remote Sensing, Kathmandu, Nepal, ACRS.
- Wilkie, D. S. y Finn, J. T. (1996). Remote Sensing Imagery for Natural Resources Monitoring. New York, USA, Columbia University Press. 295.

- Wilson, E. H. y Sader, S. A. (2002). "Detection of forest harvest type using multiple dates of Landsat TM imagery." Remote Sensing of Environment **80**: 385– 396.
- Willmott, C. J. (1982). "Some comments on the evaluation of model performance." Bulletin of the American Meteorological Society **63**: 1309–1313.
- Wolfe, R. E., Masahiro, N., Fleig, A. J., Kuyper, J. A., Roy, D. P. y Storey, J. C. (2002). "Achieving sub-píxel geolocation accuracy in support of MODIS land science." Remote Sensing of Environment **83**: 31– 49.
- Wood, E. F. (1994). "Scaling soil moisture and evapotranspiration in runoff models." Advances in Water Resources **17**: 1–2.
- World Meteorological Organization, W. M. O. (1975). Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting. Operational Hydrology Report No 7. Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization.
- World Meteorological Organization, W. M. O. (1986). Intercomparison of modelos of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No 23. Geneva, Switzerland, World Meteorological Organization.
- Xianghu, L. y Liliang, R. (2007). "Effect of temporal resolution of NDVI on potential evapotranspiration estimation and hydrological model performance " Chinese Geographical Science **17**(4): 357-363.
- Xiao, X., Boles, S., Liu, J., Zhuang, D., Frolking, S., Li, C., Salas, W. y Moore III, B. (2005). "Mapping paddy rice agriculture in southern China multi-temporal MODIS images." Remote Sensing of Environment **95**: 480-492.
- Xiao, X., Boles, S., Liu, J., Zhuang, D. y Liu, M. (2002). "Characterization of forest types in Northeastern China, using multi-temporal SPOT-4 VEGETATION sensor data." Remote Sensing of Environment **82**: 335-348.
- Xu, Z. X., Ito, K., Schultz, G. A. y Li, J. Y. (2001). "Integrated hydrologic modeling and GIS in water resources management." Journal of Computing in Civil Engineering **15**(3): 217-223
- Yang, C., Everitt, J. H. y Bradford, J. M. (2006). "Comparison of QuickBird satellite imagery and airborne imagery for mapping grain sorghum yield patterns." Precision Agriculture **7**: 33-44.
- Yang, C. y Vidal, A. (1990). "Combination of Digital Elevation Models SPOT-1 HRV with Multispectral Imagery for Reflectance Factor Mapping." Remote Sensing of Environment **32**: 35-45.
- Zarco-Tejada, P. J., Rueda, C. A. y Ustin, S. L. (2003). "Water content estimation in vegetation with MODIS reflectance data and model inversion methods." Remote Sensing of Environment **85**: 109-124.
- Zarco-Tejada, P. J. y Ustin, S. L. (2001). Modeling canopy water content for carbon estimates from MODIS data at land EOS validation sites. IGARSS 2001, Sydney, Australia, IEEE International.
- Zeeman, A. S. (1977). Some practicar results on more efficient moistures utilization obtained by means of cultural practices. International Symposium on the Quality of the Vintage. Capetown, South Africa, Phenological and Viticultural Research Institute, Stellenbosch, South Africa: 233-240.
- Zegelin, S. J., White, I. y Russel, G. F. (1992). A critique of the Time Domain Reflectometry technique for determining field soil-water content. Advances in measurement of soil

- physical properties: bringing theory into practice. Madison, Wisconsin, Soil Science Society American. **30**: 187-208.
- Zhan, X., Houser, P. R., Walker, J. P. y Crow, W. T. (2006). "A method of retrieving high resolution soil moisture from Hydros L-band radiometer and radar observations. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. 44(6):. ." IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing **44**(6): 1534-1545.
- Zhang, W., Chen, J., Ogawa, K. y Yamaguchi, Y. (2005). "An approach to estimating evapotranspiration in the Urumqi River basin, Tianshan, China, by means of remote sensing and a geographical information system technique." Hydrological Processes **19**: 1839-1854.
- Zhang, Y. (2001). "Texture-integrated classification of urban treed areas in high-resolution color-infrared imagery." Photogrammetric Engineering & Remote Sensing **67** (12): 1359-1365.
- Zhang, Y. y Wegehenkel, M. (2006). "Integration of MODIS data into a simple model for the spatial distributed simulation of soil water content and evapotranspiration." Remote Sensing of Environment **104**: 393-408.
- Zhao, M., Heinsch, F. A., Nemani, R. R. y Running, S. W. (2005). "Improvements of the MODIS terrestrial gross and net primary production global data set." Remote Sensing of Environment **95**: 164-176.

### ***Referencias de internet***

RESEDA (*Remote Sensing Data Assimilation*)

<http://www.avignon.inra.fr/reseda/presentation/index.html>

*Spectral Viewer* USGS (*United States Geological Service*)

[http://landsat.usgs.gov/tools\\_viewer.php](http://landsat.usgs.gov/tools_viewer.php)

Ministerio de Medio Ambiente, Rural y Marino. Clasificación de cultivos y aprovechamientos

<http://www.mapa.es/es/sig/pags/siga/intro.htm#inicio>

Junta de Castilla y León, Estadísticas Agrarias

<http://www.jcyl.es/scsiau/Satellite/up/es/AgriculturaGanaderia/>

*Science Data Users Handbook* (NASA)

[http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook\\_toc.html](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_toc.html)

[http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook\\_htmls/chapter11/chapter11.html](http://landsathandbook.gsfc.nasa.gov/handbook/handbook_htmls/chapter11/chapter11.html)



Archivos del USGS (*United States Geological Service*) sobre Landsat 7 ETM+  
[http://landsat.usgs.gov/technical\\_details/calibration\\_files/L7\\_archive.php](http://landsat.usgs.gov/technical_details/calibration_files/L7_archive.php)  
<http://edcsns17.cr.usgs.gov/EarthExplorer/>

Visor SIGPAC para Castilla y León  
<http://www.sigpac.jcyl.es/visor/>

EP/TOMS (*Earth Probe Total Ozone Mapping Spectrometer*)  
<ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/eptoms/>

AERONET (*Aerosol Robotic Network*)  
<http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>

Antena GPS de la Junta de Castilla y León en Valladolid  
[http://www.jcyl.es/jcyl/cag/dgdr/gps\\_base/](http://www.jcyl.es/jcyl/cag/dgdr/gps_base/)

HIDROMORE  
<http://www.hidromore.es/>

