

Master en Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente

Intensificación Ordenación, Gestión y Restauración de Cuencas



Universidad Politécnica de Valencia

Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente

Trabajo Fin de Master (Tipo B)

**MODELACIÓN DINÁMICA Y DISTRIBUIDA DE LA
VEGETACIÓN EN CLIMAS SEMIÁRIDOS.
APLICACIÓN A LA CUENCA DE VALDEINFIERNO**

Alumna: Marta Pasquato

Director: Dr. Félix Francés García

Valencia, Mayo de 2011

Agradecimientos

Este trabajo de investigación se ha financiado a través de los proyectos FLOOD-MED (ref.: CGL2008-06474-C02-02/BTE), SCARECE-CONSOLIDER (ref.: CSD2009-00065), HYDRO-VEG (Fundación Instituto Euromediterráneo del Agua) y ha sido posible gracias a la ayuda del director de mi trabajo de fin de master, Félix Francés, y de Chiara Medici.

Resumen

En este trabajo se ha implementado a nivel distribuido un modelo de vegetación dinámica desarrollado a escala de parcela por Quevedo y Francés (2005) y Quevedo (2010); se ha acoplado a un modelo hidrológico ya existente, TETIS (Vélez et al. 2009, 2007; Francés et al., 2007, 2002), dando origen al modelo TETIS-VEG. El modelo TETIS-VEG reproduce, a través de la variable de estado R (índice de biomasa relativa), los fenómenos de crecimiento de las plantas y de caída de hojas estacional o causada por el estrés hídrico. Tiene en cuenta, además, la regulación de la transpiración por parte de las plantas debida a variaciones de la humedad del suelo. Se ha aplicado el modelo a la cuenca semiárida de Valdeinfierno (España), contrastando los resultados obtenidos con imágenes de NDVI provenientes de sensores satelitales. Además de la ecuación original de crecimiento de las plantas propuesta por Quevedo y Francés (2005), se ha testado una ecuación de tipo logístico. Para ambos modelos, la correlación entre los valores del índice de biomasa relativa (R) y los valores de NDVI resulta positiva y estadísticamente significativa. El modelo que utiliza la ecuación original consigue reproducir las diferencias de densidad de vegetación entre zonas de solana y de umbría durante todo el ciclo anual de crecimiento; el modelo de tipo logístico consigue reproducir estas diferencias solamente en el período invernal y primaveral. Ambos modelos, en particular el modelo con ecuación de tipo no-logístico, presentan un desfase entre la variable de estado simulada R y el NDVI. Como línea futura de investigación nos proponemos analizar datos satelitales de transpiración, a la que la variable R está intrínsecamente relacionada, para averiguar si presenta el mismo desfase respecto al NDVI.

TABLA DE CONTENIDOS

Índice de las ilustraciones.....	5
Índice de las tablas.....	10
1 Introducción.....	13
1.1 Interacciones entre vegetación y ciclo hidrológico en los climas semiáridos	14
1.2 Modelación de la vegetación.....	14
1.3 LAI e índices de vegetación.....	15
1.3.1 LAI.....	15
1.3.2 Índices de vegetación.....	16
1.3.3 NDVI.....	16
1.3.4 Características y limitaciones del NDVI.....	17
1.4 Las imágenes de satélites. MODIS/Terra.....	18
1.5 Relación entre NDVI y LAI.....	19
1.5.1 Ecuación de Beer para la transformación de NDVI a LAI.....	20
1.6 La insolación.....	20
1.7 Justificación del trabajo.....	21
2 Modelo TETIS-VEG.....	23
2.1 Modelo hidrológico – TETIS.....	23
2.1.1 Formulación del modelo.....	23
2.1.2 Parámetros del modelo.....	26
2.1.3 Las condiciones iniciales.....	28
2.1.4 Conceptualización de la vegetación.....	29
2.2 Submodelo de vegetación – HORAS.....	30

2.2.1	Formulación del modelo.....	31
2.2.2	Modelación dinámica de la vegetación	32
2.2.3	Intercepción y evaporación directa	34
2.2.4	Agua en el suelo y evapotranspiración	35
2.2.5	Influencia de la orientación de ladera	38
3	Caso de estudio: la cuenca de Valdeinfierno	41
3.1	El embalse de Valdeinfierno	42
3.2	Características de la cuenca.....	43
3.3	Datos disponibles.....	44
3.3.1	Datos hidrometeorológicos y de aforo disponibles	44
3.3.2	Discusión sobre la adecuación de datos al mismo intervalo temporal.....	45
3.3.3	Datos hidrometeorológicos y de aforo utilizados	46
3.3.4	Problemas encontrados	47
3.3.5	Información adicional	48
3.3.6	El manantial de los Ojos de Luchena.....	51
3.4	Análisis de los datos de precipitación	52
3.5	Cálculo de la evapotranspiración potencial	58
3.6	Demostración del carácter semiárido del clima de la zona.....	60
3.7	Estimación inicial de los parámetros del modelo Tetis	61
3.7.1	Profundidad útil del suelo.....	61
3.7.2	Almacenamiento estático máximo	62
3.7.3	Conductividades vertical, horizontal, superficial y profunda	63
3.7.4	Velocidad superficial en ladera	65
3.7.5	Pérdidas iniciales	66

3.7.6	Parámetros geomorfológicos	69
3.7.7	Cobertura vegetal.....	69
3.8	Análisis de la insolación y de la distribución de la vegetación.....	71
3.8.1	Análisis visual de la relación entre insolación y NDVI.....	71
3.8.2	Correlación entre insolación y NDVI	73
3.8.3	Tipo de vegetación considerada en el estudio.....	80
4	Aplicación del modelo TETIS	81
4.1	Calibración del modelo hidrológico	81
4.2	Validación del modelo hidrológico	83
5	Aplicación del modelo TETIS-VEG.....	85
5.1	Estimación inicial de los parámetros del modelo	85
5.1.1	Parámetros del suelo	85
5.1.2	Parámetros de la vegetación	85
5.2	Análisis de sensibilidad de los parámetros de vegetación.....	88
5.3	Subdivisión de la superficie por clase de insolación.....	91
5.4	Calibración del submodelo de vegetación	92
5.5	Re-calibración del modelo hidrológico	93
5.6	Validación hidrológica del modelo TETIS-VEG	95
5.7	Resultados del modelo de vegetación	97
5.8	Análisis del desfase entre R y NDVI	99
5.9	Análisis de un modelo de vegetación de tipo logístico	101
6	Conclusiones.....	105
6.1	Conclusiones del trabajo.....	105
6.2	Aportes del trabajo.....	106

6.3	Líneas de investigación futuras	106
7	Referencias	109

ÍNDICE DE LAS ILUSTRACIONES

Ilustración 1: Dispersión de la relación entre LAI y NDVI (Buermann et al., 2002) para bosques de hojas ancha (izquierda) y bosque de coníferas (derecha).	19
Ilustración 2: Esquema a tanques del modelo hidrológico Tetis.....	24
Ilustración 3: Movimiento horizontal de los flujos en el modelo TETIS (Vélez, 2001). .	25
Ilustración 4: Variación temporal del índice de vegetación utilizado para estimar la evapotranspiración en el modelo TETIS.....	29
Ilustración 5: Esquema a tanques del modelo de vegetación Horas.....	31
Ilustración 6: Esquema del tanque de intercepción.....	35
Ilustración 7: Esquema del tanque de almacenamiento estático de agua en el suelo.	36
Ilustración 8: Esquema de la función humedad en el suelo.	37
Ilustración 9: Cuenca de Valdeinfierno y su posición en el mapa de España.	41
Ilustración 10: Imagen de satélite de la zona de estudio (2011 Digital Globe; 2010 Tele Atlas; 2011 Instituto de Cartografía de Andalucía).	41
Ilustración 11: Histograma del número de días con caudal mayor que 5 m ³ /s en cada crecida.	46
Ilustración 12: DEM de la zona de estudio (CGIAR-CSI). Resolución 90 m. Altitudes en m.s.n.m.	48
Ilustración 13: Mapa CORINE 2000; nivel 5.....	49
Ilustración 14: Mapa LUCDEME de tipos de suelo con los puntos de toma de las muestras de suelo analizadas. Los suelos dominantes se representan con colores sólidos; en los casos en los que estén presentes otros suelos, estos últimos se evidencian trámite bandas de colores.	50
Ilustración 15: Mapa de unidades geomorfológicas de la Junta de Andalucía. En amarillo se evidencian las zonas de modelado kárstico superficial.....	51
Ilustración 16: Precipitación anual (en mm) de los años entre 1933 y 2009 en los que	

no faltan datos de registro.	52
Ilustración 17: Frecuencia relativa de la precipitación anual de los años entre 1933 y 2009.	52
Ilustración 18: Precipitación mensual (mm) en el período enero 1933 – enero 2010. .	53
Ilustración 19: Precipitación mensual (mm) en los meses entre enero 2001 y diciembre 2009, período de simulación del comportamiento de la vegetación.	53
Ilustración 20: Precipitación mensual media (mm).	54
Ilustración 21: Precipitación máxima mensual (mm) en el período enero 1933 - enero 2010.	54
Ilustración 22: Frecuencia relativa de la precipitación mensual en el período que va de enero 1933 a enero 2010.	55
Ilustración 23: Número medio de días lluviosos por mes ($P > 0.4$ mm).	55
Ilustración 24: Volumen medio de precipitación (en mm) por día de lluvia por mes. ...	56
Ilustración 25: Número de días lluviosos (con $P > 0.4$ mm) por año.	56
Ilustración 26: Volumen medio anual por día de lluvia.	57
Ilustración 27: Número de días consecutivos por mes sin lluvia. Si en los últimos días de un mes no se han registrado eventos de lluvia, al mes siguiente se sigue el recuento del mes anterior.	57
Ilustración 28: Media por mes de días consecutivos sin precipitación ($P < 0.4$ mm). ...	58
Ilustración 29: Valores medios de las temperaturas máximas y mínimas mensuales calculados a partir de los registros de las 5 estaciones AEMET consideradas en este estudio.	59
Ilustración 30: Evapotranspiración potencial mensual media (mm).	60
Ilustración 31: Mapa de profundidad de suelo (cm).	62
Ilustración 32: Mapa de almacenamiento estático máximo (mm).	63
Ilustración 33: Mapa de capacidad de infiltración gravitacional k_s (mm/h).	64

Ilustración 34: Mapa de tasa de percolación k_p (mm/h)	64
Ilustración 35: Mapas de los parámetros k_s , k_p , k_{ss} modificados para tener en cuenta la presencia de fenómenos kársticos en algunas zonas de la cuenca.....	65
Ilustración 36: Mapa de velocidades superficiales en ladera (m/s)	66
Ilustración 37: Mapas de pérdidas iniciales (mm) por pendiente, por uso del suelo y por interceptación de las hojas.	66
Ilustración 38: Mapa total de pérdidas iniciales (mm).....	67
Ilustración 39: Mapa de cobertura vegetal. 0) zonas urbanas/suelo desnudo; 1) masa forestal; 2) matorral; 3) matorral mixto bosque; 4) terreno agrícola.	70
Ilustración 40: Mapas de insolación diaria (WH/m^2) a la izquierda y mapas de NDVI a la derecha. Las dos imágenes de arriba se refieren a enero 2001, las dos de abajo a junio 2001.	72
Ilustración 41: Foto del mismo relieve en ladera sur (arriba) y ladera norte (abajo)	73
Ilustración 42: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para la masa forestal; en morado, el límite por debajo del cual se considera significativa la correlación negativa.....	75
Ilustración 43: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para las zonas de matorral; en morado, los límites fuera de los cuales se considera significativa la correlación.	75
Ilustración 44: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para el matorral mixto bosque; en morado, los límites fuera de los cuales se considera significativa la correlación.....	76
Ilustración 45: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para las zonas de matorral (abril 2004 – octubre 2006).....	77
Ilustración 46: Curva sinusoidal que se ajusta con menor RMSE a los datos de correlación espacial entre insolación y NDVI para las zonas de matorral.....	79
Ilustración 47: Comparación entre los datos de caudales calculados a partir de las observaciones de nivel en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS en el período de calibración.....	82

Ilustración 48: Comparación entre los caudales mensuales calculados a partir de las observaciones y simulados con el modelo TETIS.....	83
Ilustración 49: Comparación entre los caudales calculados a partir de los datos de nivel en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS en el período de validación.....	84
Ilustración 50: Comparación entre los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS en el período de validación.....	84
Ilustración 51: Mapa de contenido óptimo de agua en el suelo (mm).	87
Ilustración 52: Valores medios espaciales de R obtenidos multiplicando por 2, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).	88
Ilustración 53: Valores medios espaciales de R obtenidos dividiendo por 2, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).	89
Ilustración 54: Valores medios espaciales de R obtenidos multiplicando por 10, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).	89
Ilustración 55: Valores medios espaciales de R obtenidos dividiendo por 10, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).	90
Ilustración 56: Evolución en el tiempo de la media del NDVI de cada clase en las que se ha subdividido la zona de masa forestal.....	92
Ilustración 57: Resultado de la calibración hidrológica del modelo TETIS-VEG.	94
Ilustración 58: Comparación entre los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS-VEG.	95
Ilustración 59: Comparación entre los caudales calculados a partir de los niveles en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS-VEG en el período de validación.....	96
Ilustración 60: Comparación entre los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS-VEG en el período de validación.	96
Ilustración 61: Evolución media de R y de NDVI en cada una de las 4 clases en las que se ha dividido la superficie de masa forestal.	97

Ilustración 62: Valor mensual (en mm) de la precipitación medida en la estación de Valdeinfierno.....	98
Ilustración 63: Correlación espacial entre R y NDVI medios en cada clase de insolación.....	99
Ilustración 64: Evolución de la correlación entre R y NDVI, divididos por clases de insolación, introduciendo un retraso en la simulación de R.....	100
Ilustración 65: Evolución media de R y de NDVI en cada una de las 4 clases en las que se ha dividido la superficie de masa forestal, introduciendo un retraso de 45 días para la serie de R.....	100
Ilustración 66: Evolución media del R calculado por la ecuación logística y de NDVI en cada una de las 4 clases en las que se ha dividido la superficie de masa forestal....	102
Ilustración 67: Evolución de la correlación entre R (ecuación logística) y NDVI, divididos por clases de insolación, introduciendo un retraso en la simulación de R. .	102
Ilustración 68: Correlación espacial entre R y NDVI medios en cada clase de insolación para la ecuación de tipo logístico sin considerar el desfase.....	103

ÍNDICE DE LAS TABLAS

Tabla 1: Factores correctores del modelo TETIS y parámetros ajustados por los mismos.	28
Tabla 2: Valores de los parámetros estimados y calibrados por Quevedo (2010).	34
Tabla 3: Valores medios de la velocidad del viento, por mes, registrados en la estación de Caravaca de la Cruz (http://www.quetiempo.es/prevision/murcia/caravaca-de-la-cruz/).....	59
Tabla 4: Valores de almacenamiento en los charcos según el uso del suelo.	68
Tabla 5: Valores de intercepción asignados a cada tipo de uso de suelo.	68
Tabla 6: Valores utilizados para los parámetros geomorfológicos.	69
Tabla 7: Valores de los parámetros obtenidos para los tres tipos de vegetación considerados en este estudio.	71
Tabla 8: Comparación entre las medias de las correlaciones espaciales entre insolación y NDVI en primavera, verano, otoño e invierno en la zona de bosque (en rojo los p-value < 0.025).	78
Tabla 9: Comparación entre las medias de las correlaciones espaciales entre insolación y NDVI en primavera, verano, otoño e invierno en la zona de matorral (en rojo los p-value < 0.025).	78
Tabla 10: Comparación entre las medias de las correlaciones espaciales entre insolación y NDVI en primavera, verano, otoño e invierno en la zona de matorral mixto bosque (en rojo los p-value < 0.025).	78
Tabla 11: Valores de los parámetros de la curva sinusoidal, calibrados para ajustar la curva a los datos de correlación entre insolación y NDVI para zonas de matorral.	79
Tabla 12: Valores de los factores correctores resultantes de la calibración del modelo TETIS.....	81
Tabla 13: Parámetros para el cálculo del contenido óptimo de agua en el suelo. (F=franco, Ac=arcilla, Ar=arena, L=limo).	87

Tabla 14: Valores de las medias temporales de las medias espaciales de R, obtenidos cambiando los valores de los parámetros, uno por uno.	91
Tabla 15: Diferencia entre la media espacial y temporal obtenida con los parámetros de Quevedo (2010) y las medias espaciales y temporales obtenidas variando, uno por uno, los valores de los parámetros.	91
Tabla 16: Valores de los parámetros calibrados para la masa forestal.	93
Tabla 17: Factores correctores calibrados para el modelo TETIS-VEG.	93
Tabla 18: Valor de la correlación entre R y NDVI para cada clase de insolación y con la introducción de diferentes desfases.	99
Tabla 19: Valores de los parámetros del modelo logístico de vegetación calibrados para la masa forestal.	101
Tabla 20: Valor de la correlación entre R y NDVI para cada clase de insolación y con la introducción de diferentes desfases en el caso de ecuación de tipo logístico.	103

1 INTRODUCCIÓN

Los modelos matemáticos son una simplificación de la realidad que se trata de reproducir, utilizando un conjunto de ecuaciones, parámetros, inputs y variables de estado. Los modelos hidrológicos son modelos matemáticos en los que la realidad reproducida es el Ciclo Hidrológico en una cuenca. Los objetivos de la simulación hidrológica pueden ser muy variados, y en función del objetivo concreto perseguido, las hipótesis realizadas (ecuaciones empleadas) y las escalas de modelización (espacial y temporal), serán diferentes.

Aunque se asuma estacionariedad en el clima y en las características hidrológicas de una cuenca, el Ciclo Hidrológico es variable en el espacio y en el tiempo. Los inputs introducen variabilidad temporal y espacial, mientras que las características hidrológicas (resumidas en los parámetros del modelo) sólo cambian en el espacio. Todos los modelos hidrológicos consideran la variabilidad temporal, pero sólo los modelos semidistribuidos (división de la cuenca en subcuencas) y los distribuidos (división en celdas) pueden tener en cuenta la variabilidad espacial de inputs y parámetros. La variabilidad espacial presenta dos escalas (Blöschl y Sivapalan 1995): organización y aleatoriedad. Sólo los modelos distribuidos, con carácter general, pueden reproducir estos dos niveles de variabilidad (Ogden y Julien, 1993; Winchell et al., 1998; Olivera y Maidment, 1999).

Es clara la preocupación en España y en el mundo frente a las posibles consecuencias del cambio climático. A nivel nacional, la Instrucción de Planificación Hidrológica (ORDEN ARM/2656/2008) establece que los Planes Hidrológicos de Cuenca deberán evaluar el posible efecto del cambio climático sobre los recursos naturales, debiendo incluirse este efecto en el balance entre recursos disponibles y demandas para el horizonte temporal de 2027.

Los escenarios de cambio climático para el siglo XXI del IPCC predicen modificaciones tanto en el régimen de precipitaciones como de temperaturas, es decir, los principales inputs de los modelos hidrológicos. Cabe esperar que cambios en las temperaturas, contenido de CO₂ y humedad del suelo den lugar a cambios en la cubierta vegetal.

Bosch y Hewlett (1982) ya demostraron que los cambios de cubierta vegetal en una cuenca modifican el balance de agua y las relaciones precipitación-escorrentía. Como

resultado de ello, los recursos hídricos disponibles en la cuenca, su régimen de crecidas y los procesos erosivos pueden verse modificados.

1.1 Interacciones entre vegetación y ciclo hidrológico en los climas semiáridos

El ciclo hidrológico está regulado por interacciones complejas y dinámicas entre el clima, el suelo y la vegetación. Tales interacciones controlan la estructura de la vegetación y los intercambios de materia y energía a través del interfaz biosfera-atmósfera (Manfreda et al., 2010).

La vegetación y el ciclo hidrológico están intrínsecamente asociados. La humedad del suelo constituye la conexión física entre el suelo, el clima y la vegetación (Isham et al., 2005). El balance hídrico local es fundamental para la distribución (Stephenson 1990) y la productividad (Churkina y Running, 1998; Ciais et al., 2005) de la vegetación terrestre. Por otro lado, la composición y distribución de las comunidades vegetales son de fundamental importancia para la evapotranspiración y la generación de escorrentía (Dunn y Mackay, 1995). Las plantas ejercen un efecto considerable sobre la escorrentía a través del albedo, de la interceptación, de la abertura de los estomas y de la transpiración (Laio et al., 2001) y de la estructura de las raíces (Collins y Bras, 2007).

Los ecosistemas en climas áridos y semiáridos están controlados por la disponibilidad de agua: aunque estén presentes otras causas de estrés (fuego, pasto, disponibilidad de nutrientes, etc.), la humedad del suelo es el recurso más importante que afecta a la estructura y la organización de la vegetación. Las plantas mismas juegan un papel importante en los sistemas áridos y semiáridos: tienen un rol activo en el balance hidrológico y sufren al mismo tiempo las condiciones de aridez y estrés hídrico que ellas mismas producen (Rodríguez-Iturbe et al., 2001).

1.2 Modelación de la vegetación

Hoy en día hay muchas maneras de enfrentarse al tema de la modelación de la vegetación. La mayoría de los modelos hidrológicos son capaces de representar correctamente los procesos hidrológicos a escala de cuenca, pero casi todos consideran la vegetación como un parámetro estático. En algunos casos, procesos

hidrológicos como la dinámica de la humedad en el suelo y la evaporación de suelo desnudo, tan importantes en el funcionamiento de ecosistemas semiáridos y áridos, son modelados juntos por su estrecha interacción. Estos enfoques, basados en flujos de energía y propiedades del suelo, no tienen en cuenta la mayoría de las interacciones con la vegetación.

De la misma manera, los esquemas de transferencia suelo-vegetación-atmósfera (modelos SVAT) están pensados para simular los flujos de energía y de carbono. Estos modelos tienen en cuenta el balance hídrico, pero siguen considerando la vegetación de una forma estática (Federer, 1979; Dawes et al., 1997; Arora, 2002).

Finalmente, para resolver el carácter estático de la vegetación, se han desarrollado los modelos de vegetación dinámica acoplados a los modelos de superficie (VDM-LSM). Estos modelos son físicamente basados e incluyen los procesos fisiológicos de la vegetación, además del cálculo de los balances hídricos, pero requieren una gran cantidad de datos de input y de parámetros (Dawes et al., 1997; D. S Mackay y Band, 1997; Cao y Woodward, 1998; Montaldo et al., 2005).

Quevedo y Francés (2005) desarrollaron un modelo conceptual dinámico de vegetación-suelo (llamado HORAS), específicamente diseñado para los ecosistemas áridos y semiáridos, con objetivos similares a los de Montaldo et al. (2005), pero con un modelo más parco en parámetros e input requeridos. El modelo HORAS, pensado a escala de parcela, se utilizará en este trabajo a escala distribuida para la simulación de las dinámicas de la vegetación en toda una cuenca.

1.3 LAI e índices de vegetación

1.3.1 LAI

El LAI (*Leaf Area Index*) es un índice de superficie foliar. Es el ratio entre la superficie total superior de las hojas partido por el área del suelo sobre el que la vegetación crece. Es un valor adimensional que típicamente varía entre 0 para suelo desnudo y 6 para el bosque denso. El LAI es, entonces, un índice que se relaciona muy bien con la biomasa foliar.

1.3.2 Índices de vegetación

Los Índices de Vegetación, como el RVI, el NDVI y el EVI, son utilizados extensamente para monitorizar variaciones estacionales, interanuales y a largo plazo de la estructura, de la fenología y de los parámetros biofísicos de la cobertura vegetal. Son transformaciones de bandas espectrales, elegidas específicamente para resaltar la contribución de las propiedades de la vegetación a la reflectividad superficial. (Falk et al., 2004)

Los pigmentos que dan el color verde a las hojas de las plantas, las clorofilas, absorben la radiación solar en la región espectral de la radiación fotosintéticamente activa (rango de longitudes de onda entre 400 y 700 nanómetros). Las células vegetales han evolucionado, además, para dispersar la radiación solar en la región espectral del infrarrojo cercano (entre 700 y 1100 nanómetros), porque la energía que esta longitud de onda conlleva es insuficiente para sintetizar las moléculas orgánicas y su absorción solo induciría sobrecalentamiento y daño de los tejidos (Weier y Herring, 2000).

Con los sensores remotos montados comúnmente en plataformas espaciales es posible medir la intensidad de la radiación reflejada por la Tierra en las diferentes longitudes de onda en cada zona. En general, si la cantidad de radiación reflejada en las longitudes de onda del infrarrojo cercano es mayor que la reflejada en el visible, la vegetación presente en la zona es probablemente densa y puede contener algún tipo de foresta. Si no hay mucha diferencia entre las intensidades reflejadas en los dos intervalos de longitud de onda, la vegetación es fácilmente escasa y puede consistir en pradera, tundra o desierto.

1.3.3 NDVI

El Índice Diferencial de Vegetación Normalizado, conocido como NDVI por sus siglas en inglés, es un índice utilizado para estimar la cantidad, calidad y desarrollo de la vegetación.

Debido a que los primeros instrumentos usados para la observación terrestre adquirían datos en el rojo e infrarrojo cercano, se empezó a hacer uso de las marcadas diferencias en la reflexión vegetal para determinar su distribución espacial en las imágenes satelitales. El NDVI, se calcula a partir de estas medidas individuales de la

siguiente manera:

$$NDVI = \frac{(IRCercano - ROJO)}{(IRCercano + ROJO)}$$

en donde las variables ROJO y IRCercano están definidas por las medidas de reflexión espectral adquiridas en las regiones del rojo e infrarrojo cercano, respectivamente.

Se demostró que el NDVI está directamente relacionado con la capacidad fotosintética y consecuentemente con la absorción de energía por parte de las plantas (Myneni et al., 1995).

1.3.4 Características y limitaciones del NDVI

Las variables ROJO y IRCercano son ellas mismas el ratio entre la radiación reflejada y la radiación entrante en cada banda espectral así que pueden tener valor entre 0.0 y 1.0. De esta forma, el NDVI puede variar entre -1.0 y +1.0.

El NDVI de una región cubierta por una vegetación densa tenderá a valores positivos (> 0.3) mientras que las nubes y la nieve serán caracterizadas por valores negativos de este índice. Las superficies cubiertas por agua (e.g., océanos, mares, lagos y ríos) tienen baja reflectividad en ambas bandas espectrales así que serán caracterizadas por valores de NDVI cercanas a cero. El suelo desnudo en general presenta una reflectividad en la banda del infrarrojo cercano ligeramente superior a la de la banda del rojo así que tendrá valores de NDVI ligeramente positivos (indicativamente 0.1 - 0.2).

El uso del NDVI para evaluaciones cuantitativas levanta una serie de cuestiones que pueden limitar su utilidad. En primer lugar, el cálculo del NDVI resulta sensible a algunos factores que pueden alterar los resultados:

- a) Efectos atmosféricos: la composición de la atmósfera, en particular con respecto al vapor acuo y a los aerosoles, puede afectar significativamente a las mediciones efectuadas de plataformas espaciales. Existen filtros que se pueden aplicar a las imágenes durante su procesamiento que limitan estos efectos.
- b) Nubes: nubes profundas (ópticamente espesas) pueden ser identificadas y

eliminadas fácilmente de las imágenes de satélite. Sin embargo, las nubes finas (como los cirros) o las nubes pequeñas con dimensión menor que el área muestreada por el sensor pueden contaminar las mediciones. De manera similar, las sombras de nubes proyectadas sobre zonas de cielo límpido pueden afectar a los valores de NDVI. Para minimizar estos problemas se utilizan imágenes compuestas a partir de datos de varios días consecutivos: para cada píxel de la imagen final se elige el valor mayor registrado en un determinado período de tiempo (por ejemplo, 2 semanas).

- c) Efectos del suelo: los suelos tienden a asumir un tono más oscuro cuando están húmedos, así que su reflectancia es una función del contenido de agua. Si la respuesta al humedecimiento no es exactamente la misma en las dos bandas espectrales, el NDVI del área puede cambiar sin que la vegetación haya cambiado.

En la bibliografía se encuentran muchas publicaciones en las que se estiman un gran número de propiedades de la vegetación a partir de este índice, típicamente el índice de área foliar, la biomasa, la concentración de clorofila en las hojas, la productividad de las plantas, etc. Esas relaciones son a menudo derivadas de la correlación entre los valores de NDVI derivados de las imágenes de satélite con mediciones efectuadas a tierra de las variables en cuestión. Este enfoque levanta ulteriores cuestiones relacionadas con la escala espacial a la que se efectúan las mediciones considerando que los sensores montados en plataformas satelitales miden radiaciones para áreas sustancialmente más grandes que los instrumentos de campo.

1.4 Las imágenes de satélites. MODIS/Terra

Para este estudio se utilizaron los datos de NDVI contenidos en el producto de MODIS/Terra: "Vegetation Indices 16-Day L3 Global 250" (catalogado como MOD13Q1).

Los índices de vegetación Global MODIS incluyen el NDVI y el EVI (Enhanced Vegetation Index) y se determinan a partir de la reflectividad en las bandas del azul, del rojo y del infrarrojo cercano, centrados en 469 nanómetros, 645 nanómetros y 858 nanómetros respectivamente. Estos productos son calculados a partir de la reflectividad superficial bidireccional corregida por los efectos de la atmósfera, que ha sido procesada para eliminar el agua, las nubes, los aerosoles pesados y las sombras

de las nubes.

A partir del 24 de febrero del 2000 son disponibles datos cada 16 días con resolución espacial de 250 metros.

Los productos utilizados han sido validados por el Land Processes Distributed Active Archive Center a nivel 2, o sea que la precisión ha sido evaluada considerando una gran variedad de localidades y de períodos de tiempo por medio de validaciones a tierra. Estos datos no necesitan ulteriores procesamientos y están listos para ser utilizados in publicaciones científicas. (LP DAAC, página Web del producto)

Estos datos son distribuidos por el Land Distributed Active Archive Centre (LP DAAC), situado en el U.S. Geological Survey (USGS) Earth Resources Observation and Science (EROS) Centre (lpdaac.usgs.gov).

1.5 Relación entre NDVI y LAI

A partir de estudios conjuntos de NDVI y LAI para diferentes tipos de vegetación, algunos autores han determinado relaciones entre los dos índices. El comportamiento de las dos variables para bosques de hojas anchas y bosques de conífera está graficado en la Ilustración 1 (Buermann et al., 2002).

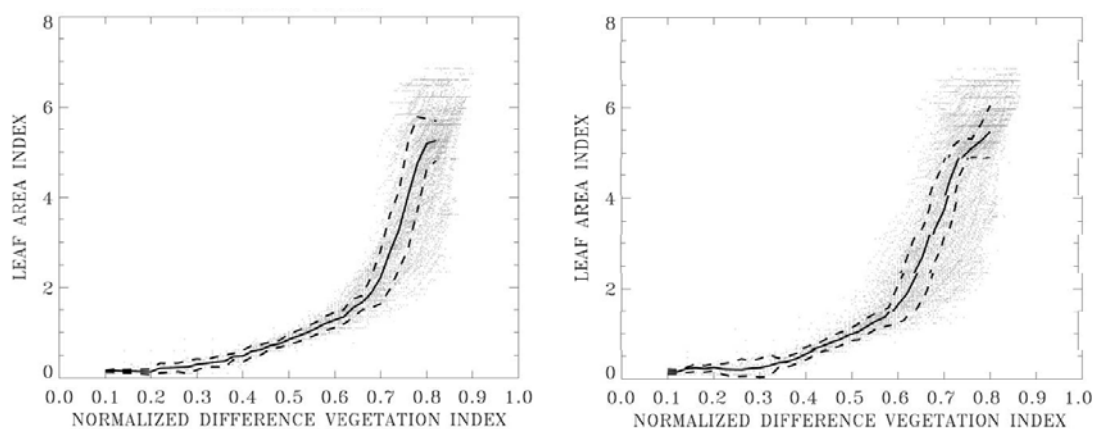


Ilustración 1: Dispersión de la relación entre LAI y NDVI (Buermann et al., 2002) para bosques de hojas ancha (izquierda) y bosque de coníferas (derecha).

Con estas gráficas no se pretende dar una relación cuantitativa entre las dos variables sino que una idea cualitativa de su comportamiento. Se nota que la relación entre LAI y NDVI se puede considerar lineal por tramos para valores de NDVI comprendidos

aproximadamente entre 0.1 y 0.6, y entre 0.7 y 0.9, con factores diferentes en los dos intervalos.

1.5.1 Ecuación de Beer para la transformación de NDVI a LAI

Considerando los factores que influyen sobre la relación entre NDVI y LAI (tipo de planta, tipo de suelo, etc.) en literatura se ha propuesto el uso de la ecuación de Beer para las áreas mediterráneas (Anselmi et al., 2004; Lacaze y Hill, 1996):

$$LAI = -1/K * \ln\left(\frac{NDVI_{can} - NDVI}{NDVI_{can} - NDVI_{back}}\right)$$

Esta ecuación utiliza tres parámetros: k , $NDVI_{can}$ (NDVI canopy, valor del NDVI cuando la vegetación tiene mayor densidad posible) y $NDVI_{back}$ (NDVI background, valor de NDVI con suelo desnudo). Los últimos dos se pueden obtener directamente del estudio de las imágenes de NDVI, considerando los valores máximos y mínimos respectivamente, para cada tipología de vegetación. Para el coeficiente k , se considera atendible el valor 0.212 propuesto por Anselmi et al. (2004) para las cuencas mediterráneas.

1.6 La insolación

La insolación es la cantidad de energía en forma de radiación solar que llega a un lugar de la Tierra en un día en concreto o en un año.

A escala global, la insolación depende de la latitud a la que se encuentra la zona considerada: la geometría de los movimientos de rotación y de revolución de la Tierra producen un gradiente latitudinal de la insolación. A escala de paisaje, la topografía es el factor que mayoritariamente modifica la distribución de la insolación. Variaciones en la elevación, en la orientación (pendiente y dirección), y en las sombras proyectadas por los elementos topográficos producen un fuerte gradiente de insolación. Esto lleva a una elevada heterogeneidad espacial y temporal en la energía que llega localmente al suelo y que afecta al balance hídrico, lo que determina factores ambientales locales como el sistema de temperaturas del aire y del suelo, la evaporación, las pautas de derretimiento de la nieve, la humedad del suelo y la luz disponible para la fotosíntesis (Fu y Rich, 2000).

En este estudio se ha calculado la insolación utilizando el *Area Solar Radiation Tool* de ArcGis 9.3.

1.7 Justificación del trabajo

Este trabajo tiene como objetivo principal la implementación a nivel distribuido del modelo HORAS, originariamente pensado a escala de parcela. El modelo de vegetación a escala distribuida, acoplado al modelo hidrológico TETIS, formará el modelo TETIS-VEG, un modelo conceptual para la simulación de los procesos hidrológicos y vegetales. Se aplicará este modelo a una cuenca semiárida del sureste de España (cuenca de Valdeinfierno) y se contrastarán los resultados de los submodelos hidrológico y de vegetación con los caudales registrados en el punto de aforo y con imágenes de NDVI, respectivamente.

2 MODELO TETIS-VEG

El modelo TETIS-VEG se compone de dos módulos principales: el módulo hidrológico TETIS y el módulo de vegetación HORAS.

Es un modelo distribuido de tipo conceptual; representa la cuenca como una malla de celdas interconectadas según la configuración topográfica que deriva de un DEM. El modelo incorpora adecuadamente la variabilidad espacial de los ciclos hidrológicos y del crecimiento de la vegetación. Su base conceptual se apoya en el estado del arte actual y cumple con el principio de parquedad, o sea, ante funcionamientos similares se selecciona el modelo con menor número de parámetros.

2.1 Modelo hidrológico – TETIS

El modelo TETIS es un modelo conceptual, con parámetros físicamente basados, que simula los principales componentes del Ciclo Hidrológico. El modelo ha sido desarrollado por el Grupo de Investigación de Hidrología de la Universidad Politécnica de Valencia durante los últimos 15 años, con buenos resultados en su empleo en diferentes climas y escenarios, tanto para problemas de crecidas como de simulación continua (Vélez et al. 2009, 2007, 2002; Francés et al., 2007, 2002; Vašková et al., 2004; Vélez, 2001).

2.1.1 Formulación del modelo

En TETIS, el cálculo de la producción de la escorrentía se basa en la realización de un balance hídrico en cada celda, asumiendo que el agua se distribuya en cinco niveles o tanques de almacenamiento conceptuales, conectados entre sí (Ilustración 2). Es este un esquema conceptual simple adoptado a la escala de celda y al intervalo de tiempo que se considera más apropiado para los objetivos de cada modelación.

El esquema adoptado para la simulación del movimiento vertical del agua en cada celda se basa en la descripción de las interacciones atmósfera – vegetación – suelo – acuífero a través de los cinco tanques ya mencionados. El flujo entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques. La función que relaciona el flujo

con estas variables de estado es función del esquema conceptual adoptado, del tipo de tanque y de las características morfológicas de la celda e hidrológicas del suelo en la misma.

Los flujos verticales de agua entre los tanques representan los procesos hidrológicos de: precipitación (lluvia o nieve, X_1), evapotranspiración (Y_1), infiltración (X_3), percolación (X_4) y pérdidas subterráneas (X_5).

Los flujos horizontales entre celdas contiguas representan respectivamente: la escorrentía directa (Y_2), el interflujo (Y_3) y el flujo base (Y_4).

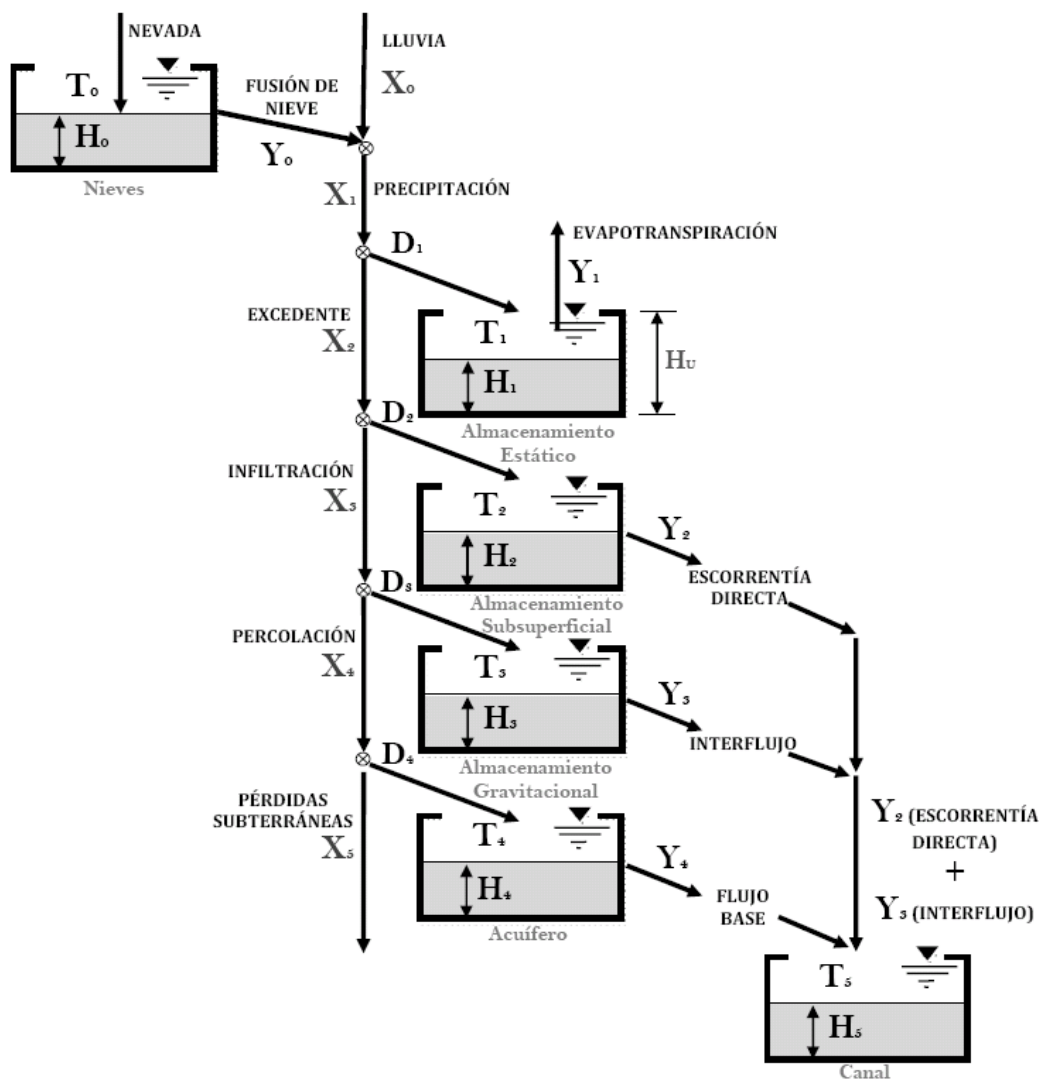


Ilustración 2: Esquema a tanques del modelo hidrológico Tetis.

El modelo TETIS conceptualiza la cuenca como una malla interconectada en tres dimensiones (Ilustración 3). Los tres tanques superpuestos drenan hacia el

correspondiente tanque aguas abajo, siguiendo las direcciones del flujo indicadas por el DEM, hasta alcanzar la red principal de drenaje.

La longitud de interconexión máxima para cada tanque es definida por el usuario, teniendo en cuenta que para la escorrentía y el flujo subsuperficial esta longitud está asociada al tamaño de las laderas.

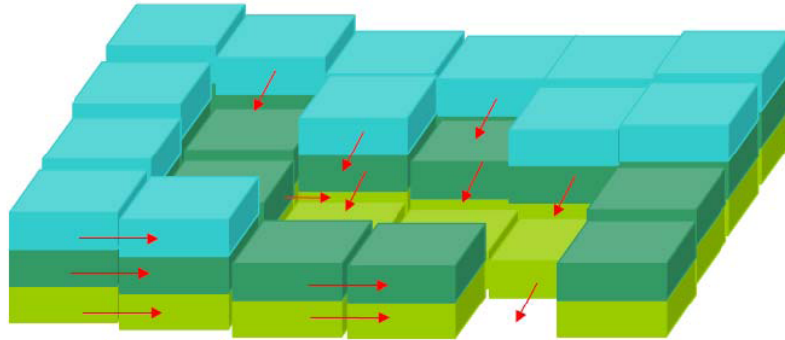


Ilustración 3: Movimiento horizontal de los flujos en el modelo TETIS (Vélez, 2001).

Las posibles salidas de agua de cada celda son tres, los tres componentes principales de la escorrentía: la escorrentía directa (producida por escorrentía hortoniana y escorrentía por saturación), el interflujo y el flujo base. Todos los procesos involucrados se simulan a través de ecuaciones simples y con pocos parámetros a estimar (Vélez, 2001).

La formulación hidráulica para la propagación en la red de cauces utilizada en el modelo TETIS se basa en una aproximación de la onda cinemática, asumiendo un lecho fijo en cada celda en el cual se aplica una ecuación de balance. Dicha formulación se denomina Onda Cinemática Geomorfológica (Vélez, 2001). La forma de la sección de flujo en cada uno de los elementos que forman la red de drenaje puede obtenerse a partir de relaciones de geometría hidráulica previa validación de sus parámetros. Las relaciones utilizadas son las de Leopold y Maddock (1953), que asocian las dimensiones de la sección de flujo (profundidad, ancho, velocidad y caudal) mediante ecuaciones de tipo potencial. Las ecuaciones son las siguientes:

- Área de captación Λ y caudal a sección llena Q_b :

$$\Lambda = k \cdot Q_b^{\varphi}$$

- Ancho de la sección transversal a sección llena W_b y caudal a sección

llena Q_b :

$$W_b = a_1 \cdot Q_b^{a_1}$$

- Ancho de la sección transversal W y caudal que pasa por la sección Q :

$$W = Q^{a_2}$$

- Diámetro del sedimento d , pendiente S y profundidad del flujo h :

$$d = c_d \cdot (S \cdot h)^g$$

- Coeficiente de rugosidad n y diámetro del sedimento d :

$$n = c_n \cdot d^\zeta$$

Los coeficientes y los exponentes de estas ecuaciones pueden estimarse utilizando regresiones lineales a partir de un número pequeño de secciones transversales medidas en campo para cada región geomorfológica homogénea.

2.1.2 Parámetros del modelo

Los parámetros de un modelo describen las características del sistema a modelar, en función de la estructura y conceptualización del mismo. Siendo Tetis un modelo que se basa en una malla regular de celdas de un Modelo de Elevación Digital, es necesario caracterizar cada celda de la malla con un valor homogéneo del parámetro.

El enfoque más sencillo sería asumir, para la celda, el valor medio del parámetro en la celda misma. En la realidad, un área del tamaño de una celda (cuyo lado que puede variar de algunos metros a un kilómetro) se comporta, desde el punto de vista hidrológico, de manera muy distinta respecto a un punto porque intervienen fenómenos de escala.

Otra posibilidad es ajustar el parámetro para que los resultados del modelo se acerquen a los valores observados de la variable de output (es decir, calibrar el valor del parámetro), el parámetro pierde su significado físico; representa algo similar a un valor medio en la celda, sin coincidir con el valor medio que se calcularía matemáticamente. Este parámetro se llama parámetro efectivo.

El enfoque del parámetro efectivo intenta superar los problemas conceptuales asociados al valor puntual de un parámetro. Los parámetros efectivos son valores que reproducen el comportamiento de un área finita o de un volumen finito. No pueden entonces ser medidos puntualmente, y no necesitan estar relacionados con mediciones puntuales.

La calibración de los parámetros es un sistema que permite concentrar en sus valores todas las posibles fuentes de error y minimizar los errores residuales según una función de coste. En la modelación hidrológica y, en general, en la modelación medioambiental, las fuentes de error se pueden agrupar en tres categorías: los errores conceptuales del modelo, los errores en los datos de entrada y los efectos de escala espacial y temporal.

El modelo TETIS, en su parte hidrológica, utiliza una estructura de parámetros efectivos separada en dos partes (Francés y Vélez, 2007):

- Las características físicas del medio natural, estimadas según la información disponible y medida a una escala espacial definida;
- Los factores correctores.

Las características físicas expresan el valor medido o estimado del parámetro para cada celda de la cuenca; describen la variabilidad espacial del mismo y poseen significado físico.

Los factores correctores absorben los errores provenientes de todas las fuentes citadas antes. Es razonable suponer que el factor corrector sea común para toda la superficie de la cuenca, o al menos que haya un número limitado de regiones homogéneas en las que se puede dividir la cuenca, cada una con un factor corrector diferente. Además, siendo todas las celdas del mismo tamaño, los efectos de escala son iguales en toda la cuenca.

La ecuación que describe la estructura separada del parámetro efectivo es la siguiente:

$$\theta_{i,j}^* \approx R_i \theta_{i,j}, \quad j = 1, \dots, n; \quad i = 1, \dots, p$$

donde $\theta_{i,j}^*$ es el parámetro efectivo i -enésimo para la celda j ; R_i es el factor corrector del parámetro i , común para todas las celdas; $\theta_{i,j}$ es el parámetro estimado para la

celda j ; n es el número total de celdas; y p es el número total de parámetros por celda.

La ventaja principal de esta estructura del parámetro es que, en la fase de calibración, se reduce notablemente el número de variables que deben ser ajustadas, sólo siendo necesario calibrar los p factores correctores, en vez de np valores (número de parámetros por número de celdas).

De este modo, el modelo hidrológico TETIS podrá ser calibrado a través del ajuste de 9 factores correctores (Tabla 1).

Factor corrector (R_i)	Parámetro($\theta^*_{i,j}$)	Símbolo
FC1	Capacidad de almacenamiento hídrico	H_u
FC2	Índice de cobertura vegetal	λ
FC3	Capacidad de infiltración	K_s
FC4	Velocidad del flujo superficial	u
FC5	Capacidad de percolación	K_p
FC6	Velocidad del interflujo	K_{ss}
FC7	Capacidad de percolación profunda	K_{ps}
FC8	Velocidad del flujo base	K_{sa}
FC9	Velocidad del flujo en canal	v

Tabla 1: Factores correctores del modelo TETIS y parámetros ajustados por los mismos.

2.1.3 Las condiciones iniciales

Para simular un evento es necesario definir las condiciones iniciales de las variables de estado. En el modelo TETIS, las variables de estado son las siguientes:

- El nivel de agua equivalente en el manto de nieve, tanque H0;
- El nivel del almacenamiento estático, tanque H1;
- El nivel del almacenamiento superficial, tanque H2;
- El nivel del almacenamiento gravitatorio, tanque H3;
- El nivel del almacenamiento subterráneo, tanque H4;
- El caudal en los canales, tanque H5.

Una posibilidad para considerar niveles distribuidos en el espacio (un valor para cada celda) es definir como valores iniciales de humedad los que han sido producidos por una simulación de un período anterior, llamado período de calentamiento. El programa permite utilizar valores de humedad inicial definidos por el usuario o valores obtenidos

de una simulación anterior.

El nivel del almacenamiento estático presenta una capacidad máxima, definida por la capacidad de almacenamiento hídrico del suelo H_u . El modelo necesita como dato de entrada la condición inicial del tanque de almacenamiento estático representada por el porcentaje del total de la capacidad de almacenamiento hídrico del suelo.

Con respecto a los niveles del almacenamiento superficial, gravitatorio y subterráneo, el valor inicial de entrada se da como la altura de agua en milímetros de cada tanque. Para el caudal en los canales, se define el valor inicial como el porcentaje del caudal a sección llena.

2.1.4 Conceptualización de la vegetación

En el modelo TETIS, la dinámica estacional de la vegetación se reproduce a través de unos coeficientes de cultivo dependientes del tipo de cobertura y del mes del año. Este coeficiente multiplica el valor de la ETP para tener en cuenta las fases de desarrollo de las plantas anuales, de las plantas con hojas caducas y de todo tipo de vegetación que presenta un comportamiento diferente según el período del año. En la Ilustración 4, los coeficientes propuesto por Burman y Pochop (1994).

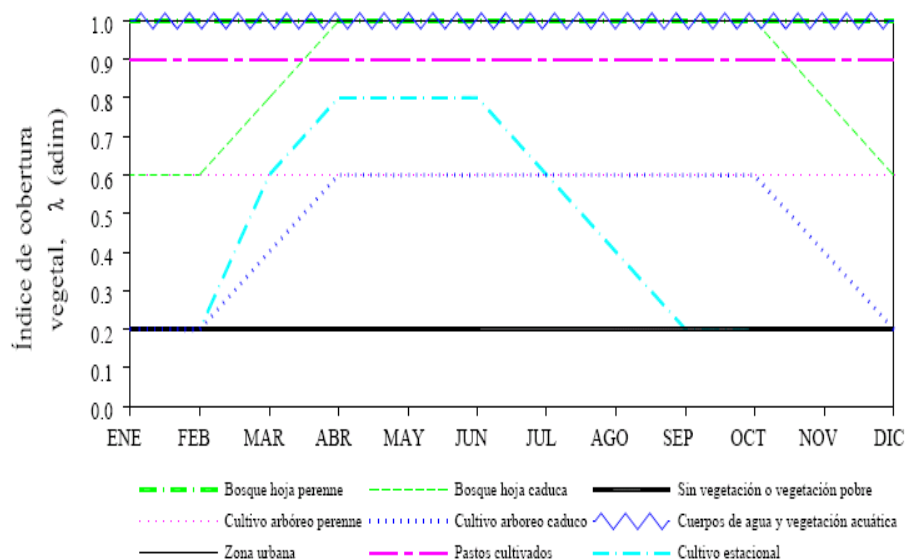


Ilustración 4: Variación temporal del índice de vegetación utilizado para estimar la evapotranspiración en el modelo TETIS.

Este tipo de enfoque confiere a la vegetación un cierto grado de dinamicidad; sin

embargo, es esta una dinamicidad que no tiene en cuenta los procesos en los que incurre una planta a causa del estrés hídrico y de las condiciones climáticas variables, sino que reproduce un comportamiento general relacionado con el cambio de estación.

2.2 Submodelo de vegetación – HORAS

El modelo HORAS (Quevedo y Francés, 2005; Quevedo, 2010) ha sido desarrollado por el Grupo de Investigación de Hidrología de la Universidad Politécnica de Valencia en los últimos 6 años y tiene como objetivo la modelización de la interacción entre la humedad del suelo y la densidad de vegetación. El modelo se basa en las siguientes hipótesis:

- 1) En zonas áridas y semiáridas, el desarrollo de la vegetación no está condicionado a la disponibilidad de luz y nutrientes (Guswa, et al., 2004; Noy-Meir, 1973; Rosenzweig, 1968).
- 2) La evapotranspiración en términos anuales es siempre mayor que la precipitación (Heisler-White et al., 2008; Wainwright et al., 1999).
- 3) Es posible modelar la vegetación dividiéndola en grupos funcionales de vegetación. Dada la inviabilidad para modelar cada tipo de vegetación dentro del ecosistema, se ha planteado el uso de los grupos funcionales de vegetación, ya que se ha argumentado que la dinámica del ecosistema puede ser capturada por agrupación de especies dentro de un número limitado de tipos funcionales (Arora y Boer, 2005; Pausas, 1999; Diaz y Cabido, 1997; Gitav y Noble, 1997). Por lo tanto, sólo se tendrán en cuenta los parámetros indicadores de la especie que represente al conjunto para simular los procesos de la vegetación.
- 4) El modelo HORAS está orientado a vegetación en estado maduro y despreciando los procesos sucesionales.

Como desarrollado por Quevedo y Francés (2005) y Quevedo (2010), HORAS es un modelo de parcela (es decir, es operativo para una celda individual) y su conceptualización de la parte superior del suelo es diferente de la de TETIS porque introduce una variabilidad dinámica en la vegetación de la que depende la interceptación, la transpiración e, indirectamente, la evaporación del suelo desnudo. Por tanto, la incorporación de la vegetación como variable de estado en TETIS, haciendo uso de la conceptualización de HORAS, ha requerido de un proceso de adaptación.

2.2.1 Formulación del modelo

La estructura del modelo HORAS consiste en una celda que posee dos niveles o tanques de almacenamiento conectados entre sí por un conducto distribuidor de agua. En cada intervalo de tiempo la precipitación es distribuida a cada uno de los tanques como se observa en la Ilustración 5. El flujo de agua entre los tanques es función del agua almacenada en ellos, por lo que las variables de estado son los volúmenes almacenados en cada uno de los tanques. La función que relaciona el flujo con estas variables de estado es función del esquema conceptual adoptado, del tipo de tanque, de las características del suelo y del grupo funcional de vegetación que existe en esta.

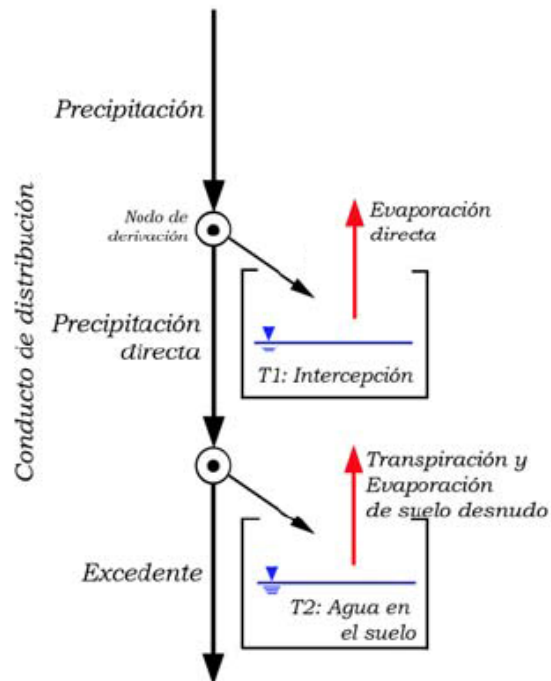


Ilustración 5: Esquema a tanques del modelo de vegetación Horas.

El primer tanque o *T1* corresponde al agua almacenada en las hojas de la vegetación o intercepción, mientras que el segundo tanque o *T2*, representa el agua que es almacenada en el suelo o humedad en el suelo. Cada tanque tendrá una capacidad máxima de almacenamiento limitada por las características de la vegetación en el caso de *T1*, y del suelo en el caso de *T2*. Las salidas de agua de cada tanque corresponden a la evapotranspiración; el agua que no entra en los tanques penetra en capas de suelo cada vez más profundas. El agua almacenada en cada tanque es evaluada mediante un balance hídrico, donde la biomasa foliar juega un rol fundamental como captador de agua en la intercepción y consumidor de la misma en la transpiración.

Todo el proceso descrito anteriormente y esquematizado en la Ilustración 5, se repite para un nuevo intervalo de tiempo.

2.2.2 Modelación dinámica de la vegetación

Según las hipótesis de trabajo, en HORAS se asume que la vegetación en zonas áridas y semiáridas tiene restricciones hídricas de importancia, lo que condiciona su desarrollo y sobrevivencia, siendo despreciadas las eventuales restricciones por nutrientes y luz.

De acuerdo al esquema conceptual de HORAS, la variabilidad temporal de la humedad en el suelo es representada por la variable de estado H , la cual se ve afectada por los procesos de transpiración por parte de la vegetación y por la evaporación desde suelo desnudo. Ahora, ambos procesos de extracción de agua desde el suelo están fuertemente condicionados a la cantidad de vegetación presente en la celda.

En HORAS para simular el desarrollo de vegetación (representada por un grupo funcional de vegetación) en la celda en cada intervalo temporal, se ha definido la variable de estado R , denominada biomasa foliar relativa. Los valores de R están dentro del rango [0-1], así, si R es igual a 0 significa que no hay vegetación y que toda la humedad en el suelo está disponible para la evaporación desde el suelo desnudo; por el contrario, si R es igual a 1, significa que la vegetación se halla en su máximo punto de expresión, el proceso de evaporación de suelo desnudo E_s es igual a cero y la transpiración T está al máximo que le permita el contenido de humedad en el suelo y la evapotranspiración potencial residual ($ETP-E_l$).

Diversos estudios han encontrado que la producción de biomasa puede relacionarse con los balances hídrico y/o energético (Daly et al, 2004; Stephenson, 1990). En ambos casos se acude al concepto del uso eficiente del agua, WUE (por su sigla en inglés) que representa la relación entre la ganancia de biomasa y la tasa de transpiración.

En HORAS, la ganancia de biomasa foliar relativa es función del ratio entre transpiración y transpiración máxima (T/T_{mx}), mientras que el decrecimiento es proporcional a la biomasa foliar relativa actual y es función de la tasa de caída de hoja k_{est} y del estrés hídrico ζ . Por consiguiente, la expresión propuesta por Quevedo (2010)

para representar el proceso de crecimiento y pérdida de biomasa foliar es:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{A_{n,mx}}{B_{pot}} \left(\frac{T}{T_{mx}} \right)^c - k_{est} \cdot (1 + \zeta) \cdot R$$

donde los parámetros propios del grupo funcional de vegetación son $A_{n,mx}$ [$t \text{ ha}^{-1} \text{ año}^{-1}$] es la asimilación neta máxima, B_{pot} [$t \text{ ha}^{-1}$] es la biomasa foliar potencial, T_{mx} [mm d^{-1}] es la tasa máxima de transpiración, c [-] es un exponente de forma, k_{est} [d^{-1}] es la tasa de caída de hoja la cual depende de la estación del año, y ζ [-] es el estrés hídrico. Este último es calculado por la expresión propuesta por Porporato et al. (2001) modificada, como una función del contenido de humedad en el suelo θ :

$$\zeta = \begin{cases} 0 & \text{para } \theta > \theta^* \\ \left[\frac{\theta^* - \theta}{\theta^* - \theta_{MP}} \right]^q & \text{para } \theta_{MP} < \theta \leq \theta^* \\ 1 & \text{para } \theta \leq \theta_{MP} \end{cases}$$

donde θ^* es el contenido óptimo de humedad en el suelo y θ_{MP} es el contenido de humedad en el punto de marchitez. q es una medida de los efectos de la no linealidad del déficit hídrico en el suelo sobre las condiciones de la vegetación. Por debajo de θ^* la vegetación empieza una fase de estrés; por debajo de θ_{MP} , la vegetación no puede extraer más agua del suelo ya que sufriría daños en sus tejidos.

El mapa de valores de θ^* se estima a partir de la información de suelo y tipo de vegetación disponible. Se aplica a este parámetro un factor corrector utilizando la misma teoría de la estructura separada del parámetro efectivo presentada en el apartado 2.1.2. Finalmente, entonces, el modelo TETIS-VEG presenta 10 factores correctores, siendo el último (FC10) el factor corrector que se asocia al contenido óptimo de agua en el suelo.

En la Tabla 2 se encuentran los valores de los parámetros de vegetación propuestos por Quevedo (2010) para la especie *Quercus Coccifera* L., un arbusto siempreverde que cubre vastas áreas del matorral mediterráneo.

Parámetro	Unidades	Descripción	Valor
k_{est}	d^{-1}	Caída de hojas estacional y por estrés hídrico	0.0018-0.0024
T_{mx}	$mm\ d^{-1}$	Tasa máxima de transpiración	4.7
$A_{n,mx}/B_{pot}$ (α)	d^{-1}	Ratio entre la asimilación máxima de carbono y la biomasa potencial de hojas	0.0026
c	-	Coefficiente de forma	0.0536
q	-	Coefficiente de efectos no lineales	1

Tabla 2: Valores de los parámetros estimados y calibrados por Quevedo (2010).

Considerando que los dos fenómenos, el de caída de hojas que se produce naturalmente y el de caída de hojas que se produce por estrés hídrico, no tienen las mismas causas ni la misma evolución, en este estudio se ha decidido separar el término de caída de hojas en un término estacional (k_{est}) y uno de estrés hídrico (k_{ws}). La ecuación diferencial utilizada es, por lo tanto, la siguiente:

$$\frac{dR}{dt} = \frac{A_{n,mx}}{B_{pot}} \left(\frac{T}{T_{mx}} \right)^c - k_{est} \cdot R - k_{ws} \cdot R \cdot \zeta$$

Al actualizar la variable de estado biomasa foliar relativa, se pasa al siguiente intervalo temporal y se inicia de nuevo todo el proceso de simulación de esta parte del ciclo hidrológico.

2.2.3 Intercepción y evaporación directa

El primer tanque de almacenamiento o TI , representa el agua interceptada por la vegetación. Este tanque tiene una capacidad máxima determinada por las características de la vegetación. El llenado del tanque se inicia una vez evaluadas las condiciones iniciales de intercepción, de biomasa foliar y de precipitación; si estas son favorables, se procede al llenado del tanque hasta que se alcance su capacidad máxima o hasta que se agote la cantidad de agua precipitada, quedando a disponibilidad de la evaporación directa si existe demanda en la atmósfera.

Esquemáticamente TI se puede representar como lo muestra la Ilustración 6, donde P [$mm\ d^{-1}$] es la precipitación, D_I es la cantidad de agua derivada a TI a través del conducto distribuidor e I_{mx} [mm] es la capacidad máxima de almacenamiento. Esta última cantidad definida representa la capacidad máxima de intercepción de agua del grupo funcional de vegetación en condiciones de máximo follaje y máxima cobertura

en la celda, es decir, con un valor de biomasa foliar relativa R igual a 1. La cantidad de agua interceptada es I [mm] y está disponible para salir de $T1$ vía evaporación directa E_I [mm d⁻¹].

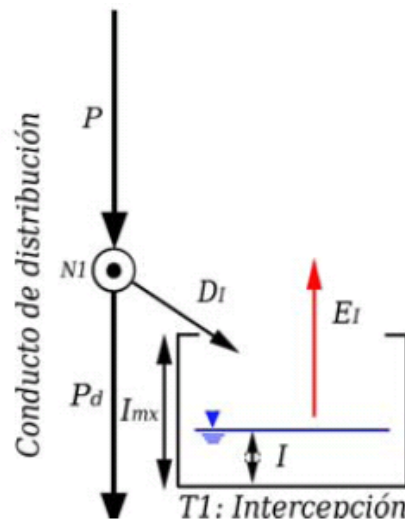


Ilustración 6: Esquema del tanque de intercepción.

2.2.4 Agua en el suelo y evapotranspiración

El segundo tanque o $T2$ representa el agua que es retenida en la parte superior del suelo o zona de raíces por las fuerzas de capilaridad, y sólo puede salir de este a través de la evaporación directa desde los primeros centímetros de suelo desnudo o a través de la transpiración de las plantas. La precipitación directa alimenta este tanque hasta que supera su capacidad máxima de almacenamiento o hasta que la precipitación directa se hace cero. Una vez se ha llenado el tanque, se determina la transpiración y evaporación desde el suelo desnudo en función de la biomasa foliar relativa antecedente R_{t-1} y de la evapotranspiración potencial residual, es decir, la demanda atmosférica no satisfecha con la evaporación desde $T1$.

El segundo tanque $T2$ o almacenamiento de agua en el suelo se puede esquematizar según se aprecia en la Ilustración 7. Al igual que en $T1$, este tanque tiene una altura limitada función de las características del suelo, denominada agua útil H_U . El agua excedente del proceso de intercepción o precipitación directa P_d , continúa su recorrido por el conducto distribuidor, esta vez para alimentar $T2$. A su paso por el nudo $N2$ se evalúan las condiciones iniciales del tanque, es decir la humedad antecedente H_{t-1} y la biomasa foliar relativa antecedente R_{t-1} con el fin de determinar cuánta agua puede

pasar a T_2 y cuánta conforma el agua excedente X . El agua almacenada puede salir por transpiración (T) en función de la biomasa foliar existente, o por evaporación directa desde el suelo desnudo (E_s), esto en función del área no vegetada. Finalmente, el agua que no forma parte de T_2 percola a las capas más profundas del suelo, donde formará parte de los demás procesos hidrológicos que dan lugar tanto a la escorrentía, como al almacenamiento de agua en el acuífero y al flujo base del río.

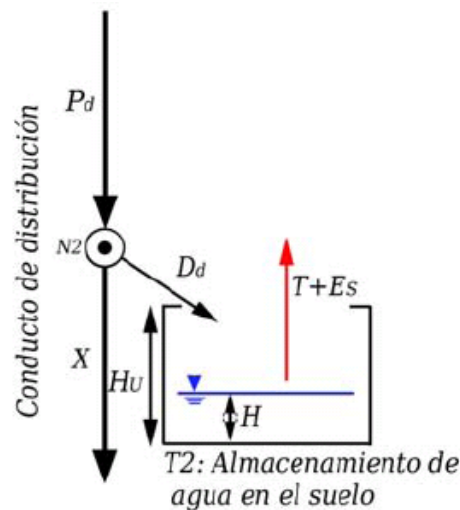


Ilustración 7: Esquema del tanque de almacenamiento estático de agua en el suelo.

En el orden de extracción de agua desde T_2 , se da prioridad a T respecto a E_s . Ambas cantidades están limitadas por la energía disponible y por las condiciones atmosféricas, las cuales están representadas por la evapotranspiración potencial residual y por el estado transitorio de almacenamiento de agua en el suelo. Si no hay limitaciones de agua o energía disponible, el valor de la transpiración se calcula como $ETP \cdot R \cdot f(\theta)$, donde $f(\theta)$ es la función que representa el contenido de humedad en el suelo en función de tres umbrales según se esquematiza en la Ilustración 8. El objetivo de $f(\theta)$ es incluir el efecto de la humedad del suelo sobre la transpiración por un fenómeno de regulación interna de las plantas. Esta función de humedad introduce el umbral llamado punto óptimo θ^* , cuyo significado, como ya explicado anteriormente, hace alusión al punto por debajo del cual la vegetación comienza a percibir el estrés y a regular sus funciones vitales, por ejemplo el cierre estomático. Cuando el contenido de humedad en el suelo θ está entre el valor óptimo θ^* y la capacidad de campo θ_{cc} , la transpiración depende del tipo y cantidad de vegetación y condiciones atmosféricas (radiación solar, temperatura, humedad relativa, etc.). Cuando θ decrece por debajo de

θ^* , T se reduce gracias al control estomático que se realiza en las hojas con el fin de prevenir la pérdida innecesaria de agua; el cierre parcial de los estomas se convierte en cierre total cuando se alcanza el punto de marchitez permanente θ_{MP} .

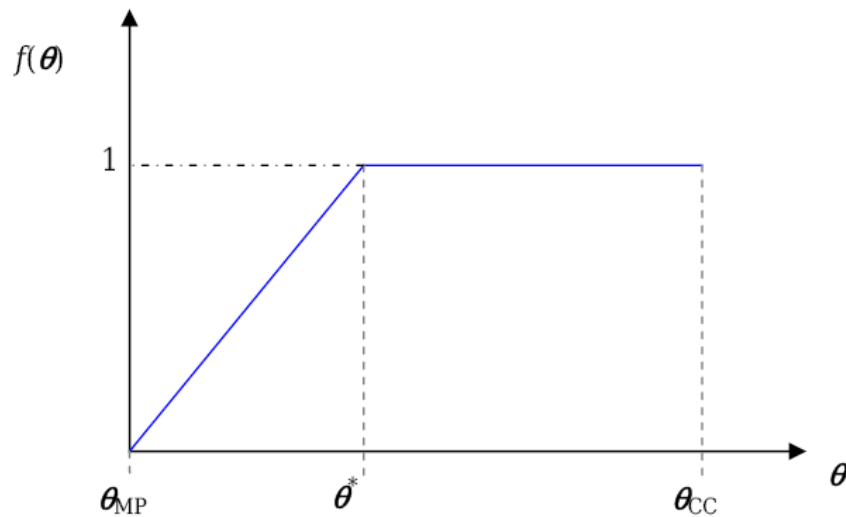


Ilustración 8: Esquema de la función humedad en el suelo.

El comportamiento de la curva de humedad ha sido ampliamente estudiado tanto a nivel de individuo como a nivel de parcela y se ha demostrado que puede aproximarse a una función lineal por partes que determina la función de extracción del agua desde el suelo, condicionada por los umbrales de contenido de humedad de capacidad de campo θ_{cc} , de punto óptimo θ^* y de punto de marchitez permanente θ_{MP} según se aprecia en la siguiente ecuación (Laio et al., 2001; Dingman y Dingman, 2002; Cordova y Bras, 1981; Spittlehouse y Black, 1981; Federer, 1979):

$$f(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{para } \theta^* < \theta \leq \theta_{CC} \\ \frac{\theta - \theta_{MP}}{\theta^* - \theta_{MP}} & \text{para } \theta_{MP} < \theta \leq \theta^* \\ 0 & \text{para } \theta \leq \theta_{MP} \end{cases}$$

El proceso de evaporación desde el suelo desnudo E_s tiene lugar en la capa superficial

del suelo z_{ss} . Dicha capa de suelo tiene una profundidad no mayor a los 15 cm donde el contenido de humedad está fuertemente influenciado por el proceso de evaporación. En HORAS se asume que esta capa tiene las mismas propiedades físicas que la zona de raíces (z_e) y por lo tanto igual contenido de humedad, pero con una profundidad diferente y mucho menor que z_e . La evaporación desde suelo desnudo E_s está limitada por el valor de evapotranspiración potencial residual ($ETP-E_T-T$) y es calculado por:

$$H \frac{z_{ss}}{z_e} (1 - R)$$

2.2.5 Influencia de la orientación de ladera

Hasta este punto, el modelo HORAS ha sido pensado para una celda horizontal, es decir, sin orientación de ladera. Pero la realidad no es de paisaje plano. Podemos observar en el campo marcadas diferencias de distribución espacial y de abundancia de la vegetación entre las diferentes orientaciones de ladera, lo que permite inferir que, dado que el régimen de precipitación es el mismo en una zona determinada, debe ser la radiación solar, además del tipo del suelo, quien define dichas diferencias, ya que a lo largo del día y del año su fluctuación es muy acentuada (Gallardo-Cruz et al., 2009; Sternberg y Shoshany, 2001; Davis y Goetz, 1990). Así mismo, la radiación solar controla un flujo de gran importancia en el ciclo hidrológico como lo es la evapotranspiración.

Se ha propuesto entonces incluir el efecto de la orientación de ladera en el modelo HORAS, para capturar dichos patrones de distribución espacial y densidad diferenciados por la orientación de ladera.

En la actualidad, el uso de los Sistemas de Información Geográfica SIG, ha contribuido a solucionar múltiples limitaciones espaciales en cuestiones de modelación, como generar un modelo de elevación digital MED por medio de curvas de nivel, calcular de forma sencilla las pendientes, la orientación de ladera de cada celda, la radiación solar incidente, entre otros.

Salvando el obstáculo tecnológico, el problema radica en cómo capturar las diferencias que se observan entre la vegetación de una ladera expuesta al sol y la que está a la sombra.

Medici et al. (2008) propusieron entonces un Factor de Radiación λ_{rad} , cuyo significado físico refleja la variación de la radiación incidente según la orientación de ladera con respecto a una celda horizontal. Este factor se evalúa mediante la expresión:

$$\lambda_{rad} = \frac{Rad_i^{Z \neq 0}}{Rad_i^{Z=0}}$$

donde $Rad_i^{Z \neq 0}$ es la radiación solar incidente en una celda con orientación de ladera $Z \neq 0$ para cada mes i del año, y $Rad_i^{Z=0}$ es la radiación solar incidente en una celda horizontal $Z = 0$ para cada mes i del año.

El Factor de Radiación afecta a la serie temporal de entrada de evapotranspiración potencial ETP , esto con el fin de incluir el efecto de la cantidad de radiación solar recibida en una celda según su orientación de ladera sobre el balance energético vía ET y sobre el balance hídrico, vía H , y por consiguiente en la variable de estado R o biomasa foliar relativa.

De esta forma se contempla no sólo el grado de afección y dependencia de la biomasa foliar al flujo de entrada por precipitación, sino que se hace explícita su relación con el balance energético a escala regional y local tanto en el tiempo como en el espacio.

3 CASO DE ESTUDIO: LA CUENCA DE VALDEINFIERNO

Este estudio se basa en el análisis de la cuenca de Valdeinfierno, cuyo punto de cierre es la presa de Valdeinfierno (Ilustración 9 e Ilustración 10).

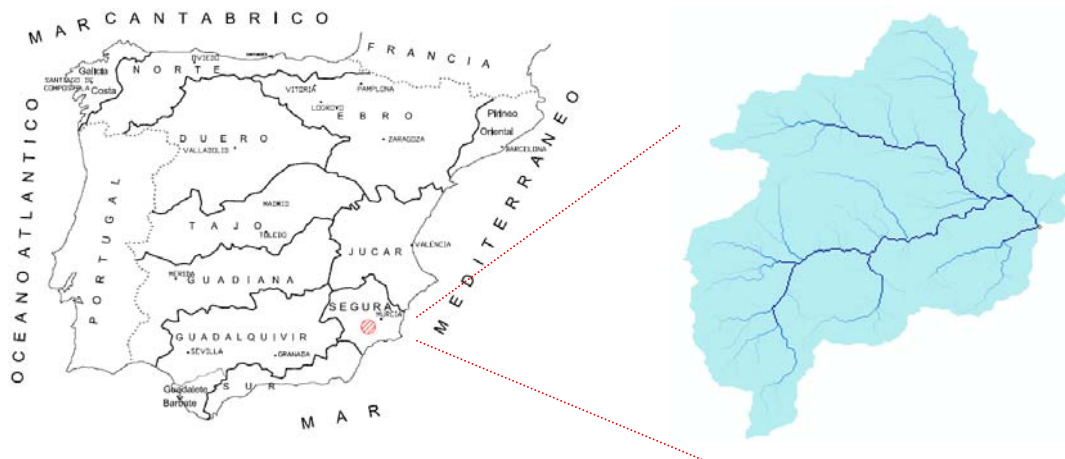


Ilustración 9: Cuenca de Valdeinfierno y su posición en el mapa de España.

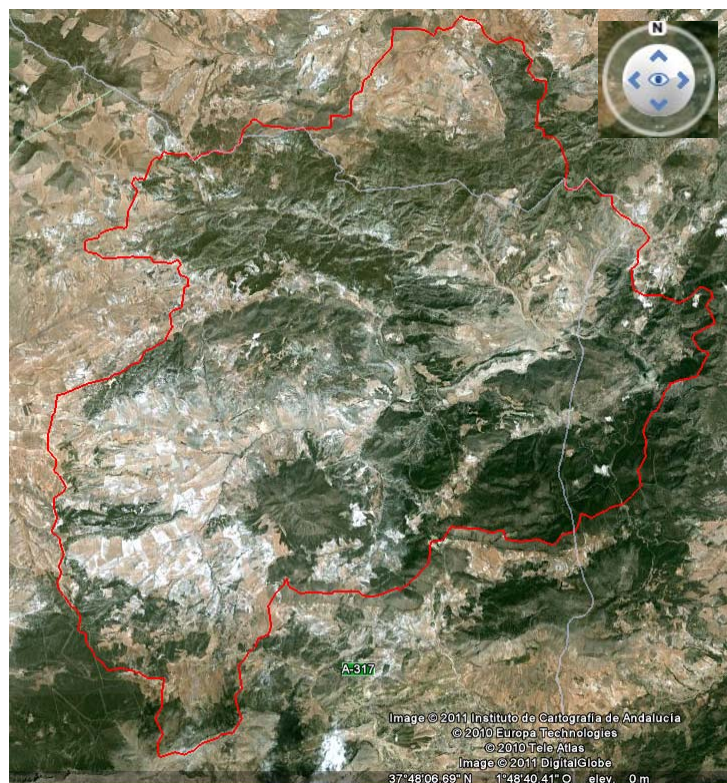


Ilustración 10: Imagen de satélite de la zona de estudio (2011 Digital Globe; 2010 Tele Atlas; 2011 Instituto de Cartografía de Andalucía).

3.1 El embalse de Valdeinfierno

La presa de Valdeinfierno está situada sobre el río Luchena, afluente del río Guadalentín, en la cuenca del río Segura; está emplazada en el estrecho de Valdeinfierno, en la Sierra Culebrina, en el término municipal de Lorca (Murcia).

Las coordenadas geográficas (referidas al meridiano de Greenwich) son: Longitud 1° 57' 51" Oeste; Latitud 37° 48' 22" Norte. U.T.M.: X=591 211; Y=4 184 925 (Huso 30).

El embalse tiene una capacidad a nivel máximo normal (N.M.N.) de 11,16 Hm³ y ocupa una superficie de 199 Ha. Se encuentra actualmente aterrado por sedimentos en una altura de 30 m, quedando, de los 43 m existentes entre el cauce y el umbral del vertedero, sólo 11,4 m de carrera útil.

La construcción de la Presa de Valdeinfierno fue ordenada por el Rey Carlos III por Decreto de 11 de febrero de 1785. Las obras de construcción empezaron en el marzo de 1785 y se interrumpieron en el año 1806 sin que la presa hubiera sido totalmente construida. La presa se construyó en mampostería con mortero de cal y paramentos de sillería.

El embalse permaneció prácticamente abandonado casi un siglo hasta que, con motivo de la larga serie de avenidas e inundaciones acaecidas sobre la década de 1870, y especialmente la sufrida el día 15 de octubre de 1879, se celebró en Murcia en marzo de 1885 el Congreso contra las Inundaciones de la Región de Levante, de cuyas conclusiones se desarrolló un amplio plan de defensa contra las inundaciones titulado "Proyecto de obras de defensa contra las inundaciones en el Valle del Segura", firmado en el año 1886. La citada Comisión propuso la reparación de la Presa, y a la vez, un recrecimiento en 15,00 metros más de altura, para lo que fue redactado un proyecto que se aprobó por Real Decreto de 10 de noviembre de 1891, iniciándose las obras en enero de 1892 y finalizándose en julio de 1897.

En el año 1965, se ejecutó un refuerzo del dique, que consistió en la elevación de un muro de hormigón en masa, adosado al paramento de aguas arriba del recrecimiento efectuado anteriormente. (Fuente: Confederación Hidrográfica del río Segura)

3.2 Características de la cuenca

La cuenca del embalse de Valdeinfierno se sitúa en la provincia de Almería, a excepción de sus extremos oriental, en que se encuentra el embalse, y septentrional que pertenecen a la provincia de Murcia. Tiene una superficie de 429 km².

La cuenca presenta una morfología irregular pero para mayor claridad de descripción se diferencian cuatro flancos o márgenes que, comenzando en el punto más meridional de la cuenca y siguiendo el sentido inverso a las agujas del reloj, son S, E, N, O.

En el flanco S se sitúa el embalse. Este flanco se prolonga desde la Sierra de María, donde se reconocen cotas máximas de 2.045 m s.n.m. en el Cerro Poyo, en la cabecera del Río Caramel o Alcaide, hasta el Collado de los Bollos, con 985 metros de altura. Esta divisoria es muy abrupta y está definida por una sucesión de cerros, lomas y collados de composición carbonácea. En las proximidades de la presa destaca el Alto del Pericay (1.236 m s.n.m.) que da nombre a la sierra en la que está emplazado.

El flanco E se extiende desde el Collado de los Bollos hasta el Alto del Carro (1.264 m s.n.m.) que representa el extremo más septentrional de la cuenca. Otros elementos topográficos relevantes son la Sierra del Almirez y la Sierra de La Pinosa (1.103 m s.n.m.).

Entre el Alto del Carro y la Loma de la Cabaña (1.247 m s.n.m.) se localiza el flanco N de la cuenca. Éste presenta una altura muy constante que oscila entre 1.200 y 1.300 m s.n.m..

El flanco O de la cuenca se caracteriza por una topografía sin grandes desniveles, aunque destacan los Altos del Paso (1.151 m s.n.m.) y del Gallardo (1.263 m s.n.m.).

El relieve más accidentado del interior de la cuenca se reconoce en su mitad más meridional, donde cabe destacar el Pico del Gabar, de 1.500 m s.n.m. de cota. El punto más elevado de la cuenca se encuentra en la Sierra de María y presenta una altura de 2.045 m s.n.m. en el Cerro Poyo. Entre dicho punto y el cauce en la cerrada, existe un desnivel de unos 1.400 m.

En la cuenca del embalse de Valdeinfierno destacan como cauces principales la Rambla Mayor y el río Caramel o del Alcaide. La Rambla Mayor y sus afluentes drenan la cuenca en su parte más septentrional y presenta un patrón de distribución de tipo

dendrítico. El río Caramel o de Alcaide discurre por la mitad meridional de la cuenca. La red de drenaje en esta zona es mixta ya que coexisten cauces que adoptan una distribución dendrítica con otros que muestran una disposición radial o centrífuga. Esta última se caracteriza por una red circular con cauces paralelos procedentes de un cerro elevado y aislado, representado en este caso por el Cerro Gabar. Alrededor de la base del cerro circula el río Caramel que actúa como colector principal. En la cuenca del río Caramel o de Alcaide también destaca la existencia de zonas con carácter endorreico.

(Fuente: Confederación Hidrográfica del río Segura)

3.3 Datos disponibles

3.3.1 Datos hidrometeorológicos y de aforo disponibles

3.3.1.1 *Precipitación*

Se dispone de los datos de 9 estaciones del SAIH-Segura (Embalse de Valdeinfierno, Tarragoya, Venta del Castillo, María, Pinar Hermoso, Embalse de Puentes, Zarzadilla de Totana, Doña Inés y Cabecera de la Rambla de Nogalte). Los datos son diarios (8 – 8 h hora local) y cubren el período entre el 1 de octubre de 1996 y el 23 de noviembre de 2009.

Se dispone también de los datos de 15 estaciones del AEMET (Embalse de Valdeinfierno, Fontanares, Tirieza Alta, María, Velez Blanco, Topares, El Moralejo, Los Royos, Casa Iglesias, Los Alamicos, El Gabar, El Tornajuelo, Los Valencianos y Casa Alta). Los datos son diarios (7 – 7 h GMT) y el período en el que están disponibles depende de la estación. El período total cubierto entre todas las estaciones va de 1933 a 2010. Se dispone también de datos horarios para la estación automática de Los Royos para el período entre el 19 de febrero de 2005 y el 28 de febrero de 2010.

3.3.1.2 *Caudal*

Se dispone de los datos diarios (8 h) del nivel del agua en el embalse de Valdeinfierno medidos por el SAIH-Segura entre el 1 de octubre de 1996 y el 23 de noviembre de 2009. Las salidas por el aliviadero son cero en todo el período considerado. A partir de

la curva nivel – volumen se calcula el caudal entrante en el embalse cada día. No son registradas las salidas por una toma de agua que se encuentra al lado de la presa.

Están también disponibles los datos diarios (19 h) del nivel en el mismo embalse de Valdeinfierno medidos por el CEDEX entre el 1 de octubre de 1971 y el 30 de septiembre de 2008. El CEDEX estima las salidas por la toma lateral.

3.3.1.3 *Temperatura*

Los datos de temperatura disponibles son los valores máximos y mínimos diarios (7 – 7 h GMT) de 5 estaciones del AEMET (Embalse de Valdeinfierno, Fontanares, María, Topares, Los Royos). Los períodos de funcionamiento de las estaciones son variables; entre las cinco cubren el período entre 1913 y 2010.

3.3.2 Discusión sobre la adecuación de datos al mismo intervalo temporal

Considerando que los datos de precipitación y de aforo disponibles son ambos diarios pero no se refieren al mismo intervalo horario, se ha evaluado si fuera oportuno adecuar al mismo intervalo de tiempo los dos grupos de datos.

Los eventos de precipitación tienen en general una intensidad, duración y localización en el día muy variable, así que, no teniendo acceso a datos con resolución temporal mejor, se prefiere no manipularlos para no añadir errores.

Los caudales, en muchas cuencas, presentan tasas de variabilidad menos acentuada. En este caso de estudio, sin embargo, la mayoría de las crecidas se desarrollan en un único día (Ilustración 11) así que la manipulación de los datos implicaría la disminución del pico y la subdivisión de la crecida en dos días, cuando se ha registrado haber pasado en un único día.

Se ha decidido, finalmente, que la conversión tanto de los datos de precipitación, como de caudal, a un mismo intervalo temporal comporta la introducción de errores importantes y cuya magnitud no es estimable. Los datos se utilizarán sin que sean procesados, considerando de todas formas esta fuente de error a la hora de evaluar los resultados finales.

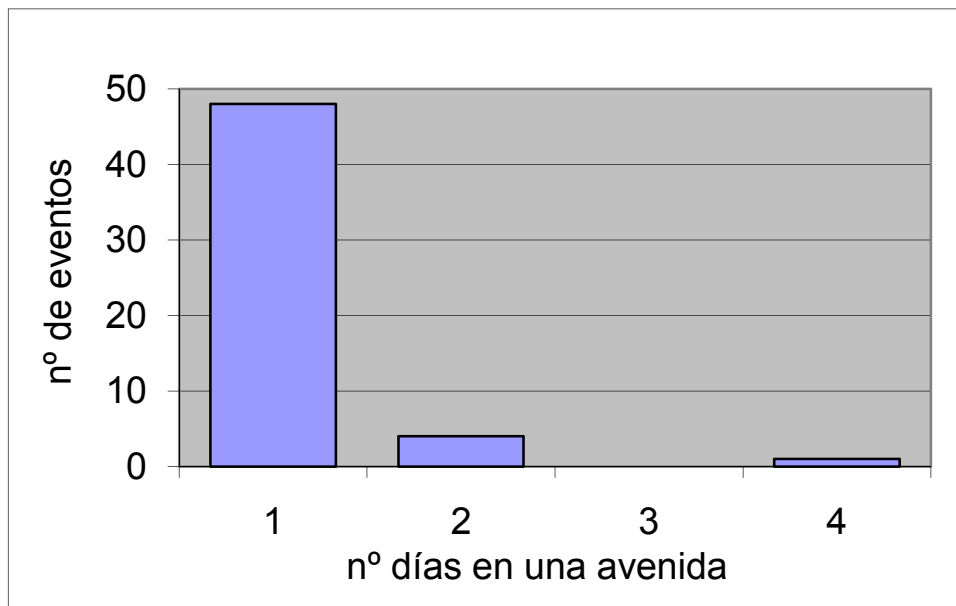


Ilustración 11: Histograma del número de días con caudal mayor que 5 m³/s en cada crecida.

3.3.3 Datos hidrometeorológicos y de aforo utilizados

Para la calibración hidrológica se han elegido 4 estaciones meteorológicas del SAIH Segura (Embalse de Valdeinfierno, Tarragona, María y Venta del Castillo) y una estación del AEMET (Topares) para obtener una buena cobertura de toda la superficie de la cuenca. A cada punto de la cuenca, y a cada paso temporal, se asigna el valor de precipitación registrado en la estación pluviométrica más cercana (método de los polígonos de Thiessen). Los caudales considerados son los que se obtienen a partir de los datos de niveles medidos por el SAIH Segura porque considerados más fiables, corregidos por las salidas de la toma lateral estimadas por el CEDEX. Las temperaturas derivan de las 5 estaciones del AEMET (Embalse de Valdeinfierno, Fontanares, María, Topares, Los Royos). Para la calibración se han utilizado los datos del período que va del 1 de septiembre de 2001 al 1 de diciembre de 2002.

Para la validación hidrológica se ha considerado todo el período en el que están disponibles datos de caudal del CEDEX (1 de octubre de 1971 - 30 de septiembre de 2008), para incluir la avenida excepcional del año 1973. Se han utilizado los datos de precipitación de todas las estaciones AEMET y SAIH disponibles para garantizar la presencia de datos en todo el período considerado.

3.3.4 Problemas encontrados

A la hora de analizar los datos hidrometeorológicos y de proceder con la calibración hidrológica de la cuenca, se encontraron algunos problemas.

En primer lugar, los caudales en el punto de aforo que se consideran como medidos son realmente derivados de cálculos hechos a partir de los niveles registrados en el embalse de Valdeinfierno. Se desconoce en qué año se ha hecho la batimetría del embalse a partir de la cual se procede al cálculo, así que no se puede afirmar con total seguridad de que corresponda a la situación actual. Además, los niveles en el embalse han sido medidos manualmente, una vez al día, llevando a problemas de falta de precisión, errores de medición causados por el oleaje y, sobre todo, no hay garantía de que se haya medido el caudal máximo durante una avenida.

Los caudales calculados con los datos de nivel SAIH y CEDEX han sido corregidos por las salidas por una toma de agua estimadas por el CEDEX; de esta forma se suman los errores de las dos estimaciones.

Como se ha comentado en el apartado 3.3.2, los datos de nivel y de precipitación se refieren a intervalos temporales diferentes. No se ha considerado oportuno manipular los datos para adecuarlos al mismo intervalo temporal, porque se cambiaría la pauta de comportamiento de los eventos, pero se tiene que considerar que también la no manipulación de datos hace que se introduzcan errores y desfases.

Analizando la lluvia registrada y los caudales estimados, se ha notado que algunos picos de caudal no corresponden a eventos de lluvia registrados. Esto podría ser debido a eventos de lluvia localizados que no han sido registrados por las estaciones meteorológicas, fallos en la instrumentación de estas últimas, o a errores en los datos de nivel en el embalse.

Por lo que se refiere a la calibración hidrológica de la cuenca, dadas las características climáticas de la zona, el excedente de lluvia a partir del cual se produce el caudal solo es aproximadamente un 1% de las entradas por precipitación. Es muy difícil, por lo tanto, obtener buenos resultados en la calibración hidrológica tratando con porcentajes tan reducidos.

3.3.5 Información adicional

Además de la información hidrometeorológica, se dispone del modelo de elevación digital, de imágenes de satélite, de mapas de cobertura vegetal, de mapas de suelos y de análisis de muestras de suelo tomadas en el la zona.

El DEM utilizado en este estudio ha sido elaborado por el *Consortium for Spatial Information* y tiene resolución espacial de 90 m (CGIAR-CSI).

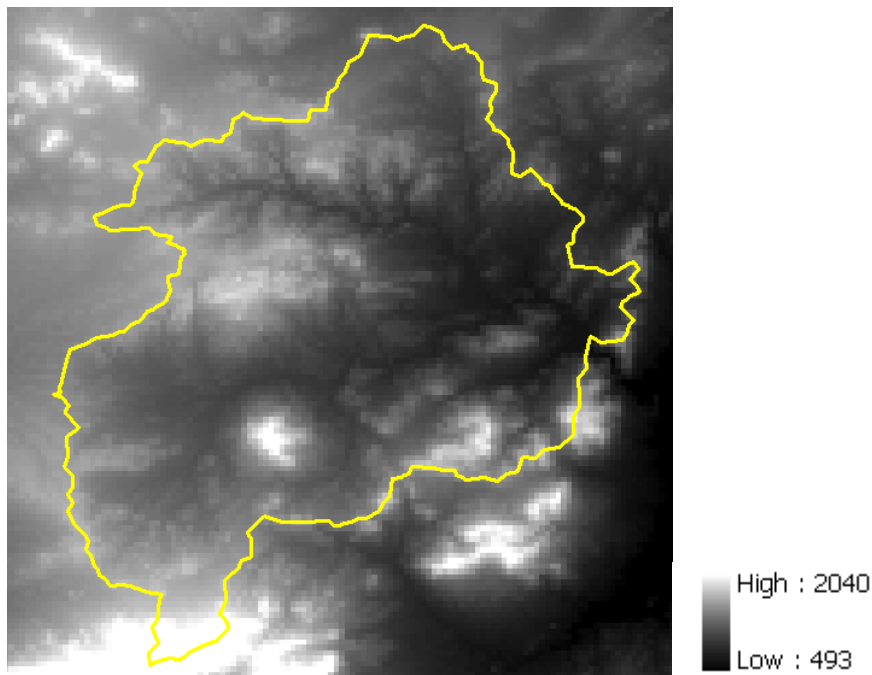


Ilustración 12: DEM de la zona de estudio (CGIAR-CSI). Resolución 90 m. Altitudes en m.s.n.m.

A las imágenes de NDVI de MODIS (párrafo 1.4) hay que añadir 124 imágenes de NDVI de los satélites Landsat, con resolución espacial de 33 m, en el período entre 1975 y 2009. De momento solo se han utilizado los datos de MODIS por tener resolución temporal mejor y ofreciendo, de esta forma, un seguimiento mejor de las dinámicas de la vegetación.

Por lo que se refiere a la cobertura vegetal, se ha utilizado el mapa CORINE 2000 (Ilustración 13). Para asegurarse que la calidad de la información fuera buena, se ha comparado ese mapa con ortofotos descargadas de la página web del Centro Nacional de Información Geográfica (CNIG). La correspondencia es satisfactoria para los objetivos de este estudio.

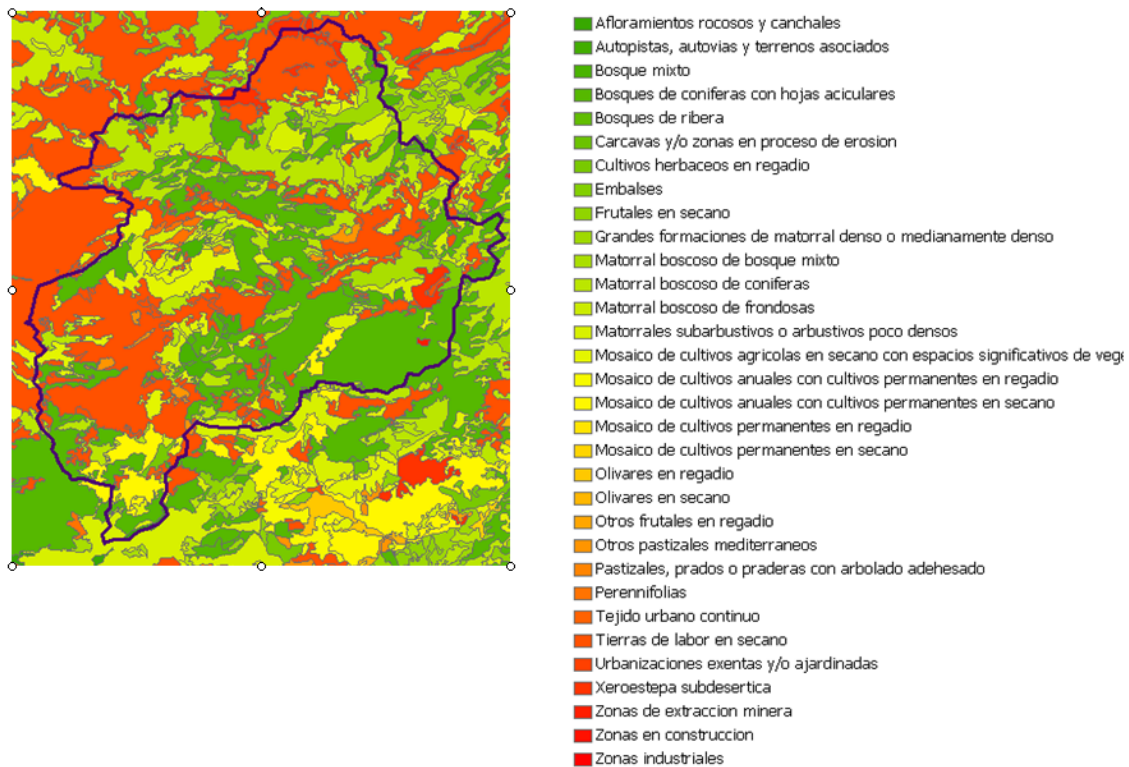


Ilustración 13: Mapa CORINE 2000; nivel 5.

Se han utilizado los mapas de tipos de suelo redactados por el proyecto LUCDEME del Gobierno de España (Proyecto LUCDEME), la información geológica presente en las hojas MAGNA (1:50.000) distribuidas por el IGME y los mapas geomorfológicos de la Junta de Andalucía (1:400000; 2004). Las características físicas asignadas a cada tipo de suelo han sido obtenidas trámite el análisis de 52 muestras representativas de suelo, conseguidas en la zona de estudio (Ilustración 14). A través del programa *Soil Water Characteristics* (Washington State University) se ha estimado la conductividad de los suelos, la capacidad de campo, el punto de marchitez y el agua disponible. Este programa utiliza ecuaciones de pedotransferencia, como descrito por Saxton y Rawls (2006), para obtener las características hidrológicas de un suelo a partir de variables como la textura, la materia orgánica y la estructura.

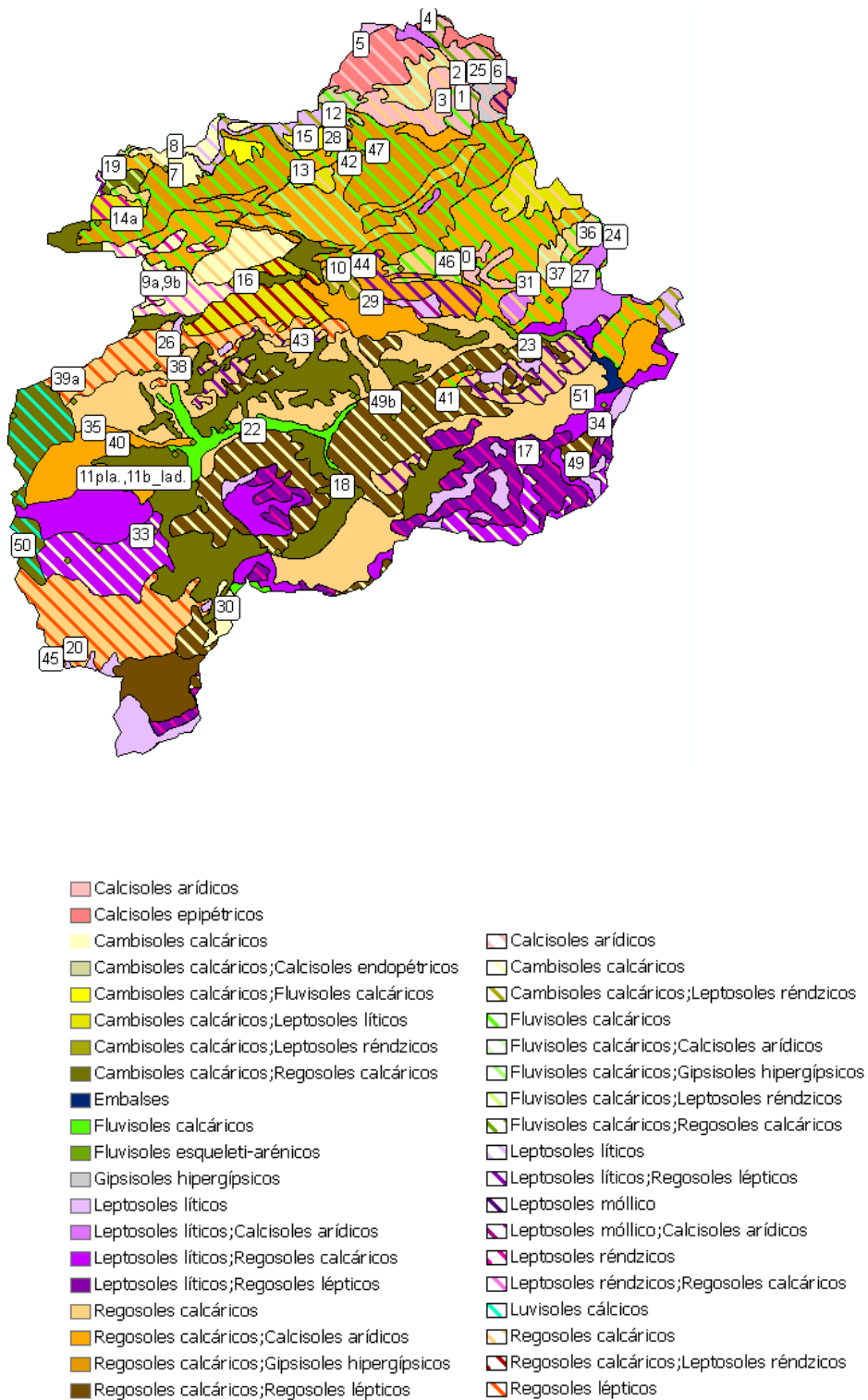


Ilustración 14: Mapa LUCDEME de tipos de suelo con los puntos de toma de las muestras de suelo analizadas. Los suelos dominantes se representan con colores sólidos; en los casos en los que estén presentes otros suelos, estos últimos se evidencian mediante bandas de colores.

Analizando los mapas geomorfológicos de Andalucía, y en particular el mapa de unidades geomorfológicas, se nota que son presentes zonas de modelado kárstico superficial (en amarillo en la Ilustración 15). Esta estructura influye de manera importante sobre la capacidad de infiltración, el flujo subsuperficial y las pérdidas.

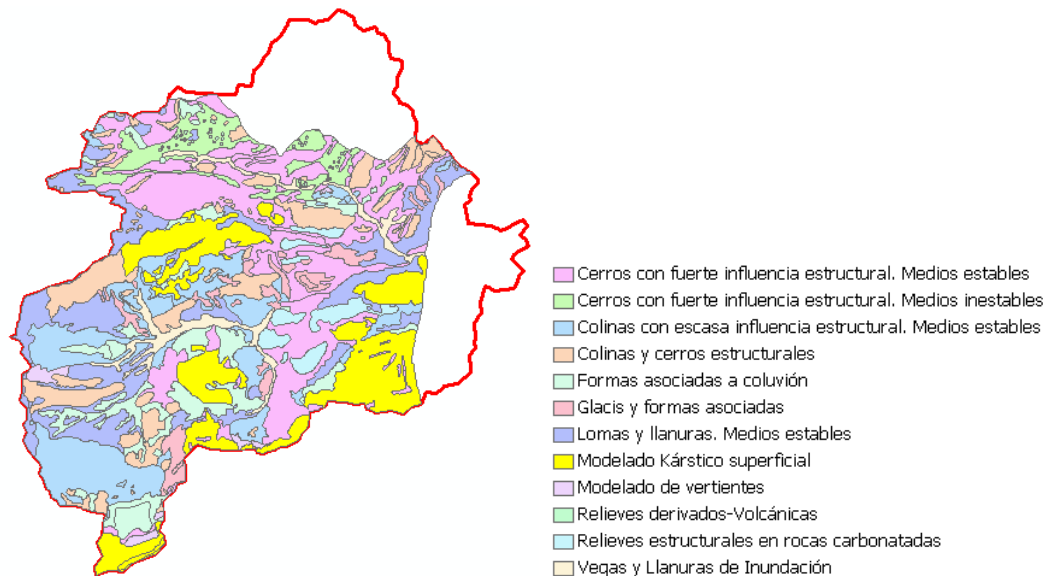


Ilustración 15: Mapa de unidades geomorfológicas de la Junta de Andalucía. En amarillo se evidencian las zonas de modelado kárstico superficial.

3.3.6 El manantial de los Ojos de Luchena

El carácter cárstico de la cuenca está confirmado por la presencia, aguas abajo de la presa de Valdeinfierno, de un manantial llamado Ojos de Luchena. Según García-Mariana y Pelegrín-Garrido (2002), el manantial de los Ojos de Luchena es la descarga natural del acuífero Pericay-Luchena y presenta un caudal anual de $10,72 \text{ Hm}^3$. Este agua proviene de la infiltración directa de agua de lluvia ($3,75 \text{ Hm}^3/\text{año}$), y de la infiltración de aguas provenientes del río Caramel y del mismo embalse de Valdeinfierno ($6,97 \text{ Hm}^3/\text{año}$). En cuanto a la descarga, el acuífero se encuentra perfectamente aislado, sin interconexión con otras unidades, y sin que se conozcan sondeos o pozos que exploten cantidades importantes del mismo. Por ello, la descarga fundamental se realiza en exclusiva a través del manantial de los Ojos de Luchena, en la misma cantidad que la alimentación de recursos, es decir, en unos $10,72 \text{ Hm}^3/\text{año}$, lo que se considera un acuífero en equilibrio, equivalente a un caudal medio continuo de 340 l/s.

3.4 Análisis de los datos de precipitación

Se analizó la serie de precipitación registrada por la estación AEMET de la presa de Valdeinfierno en el período entre el 1 de enero de 1933 y el 31 de enero de 2010.

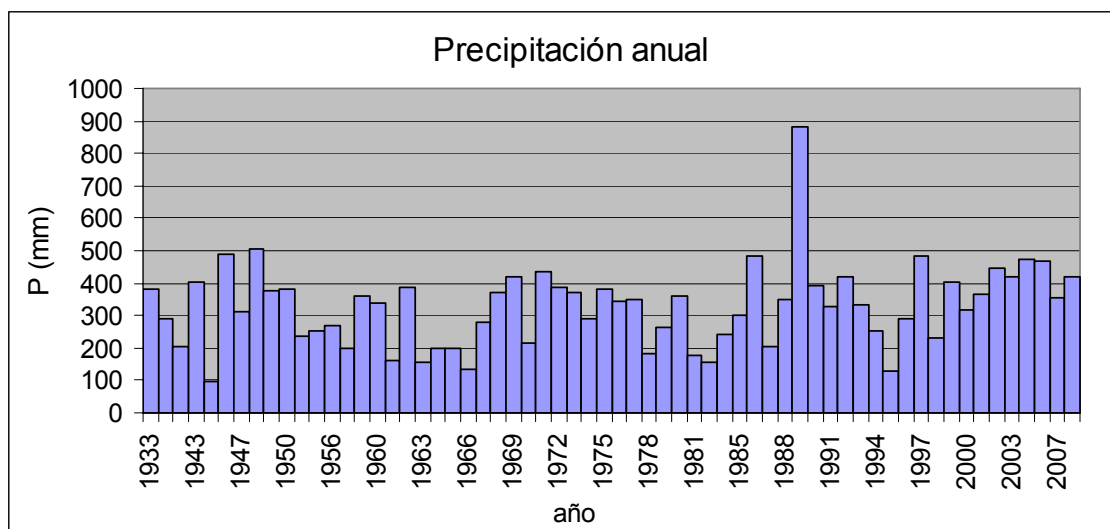


Ilustración 16: Precipitación anual (en mm) de los años entre 1933 y 2009 en los que no faltan datos de registro.

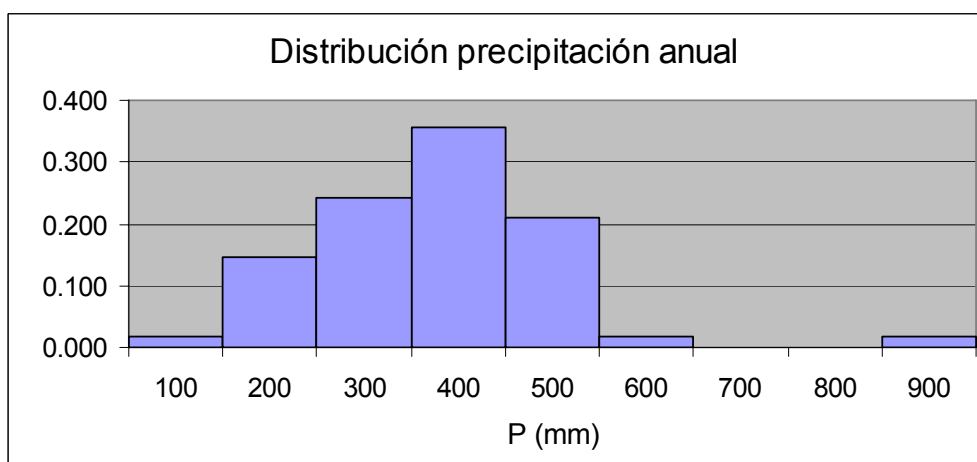


Ilustración 17: Frecuencia relativa de la precipitación anual de los años entre 1933 y 2009.

La precipitación anual en el período histórico de registro se mantiene entre los 100 y los 500 mm, exceptuado el año 1989 en el que la precipitación anual llegó a los 884 mm (Ilustración 16). La precipitación media anual es de 328 mm. Esta media se calcula a partir de los valores registrados en los 62 años en los que no faltan datos. La precipitación anual más frecuente resulta estar comprendida entre 300 y 400 mm con

un 35% de frecuencia relativa (Ilustración 17).

A nivel mensual, se nota una elevada variabilidad de los valores de los diferentes meses, con picos en primavera y otoño y valores muy bajos en verano (Ilustración 18 e Ilustración 19). En particular, los meses que en media presentan valores de precipitación más elevados son octubre y abril, con una precipitación media respectivamente de 37.9 y 40.8 mm. Las precipitaciones mensuales medias más bajas se registran en julio y agosto con 3.6 y 10.6 mm respectivamente (Ilustración 20).

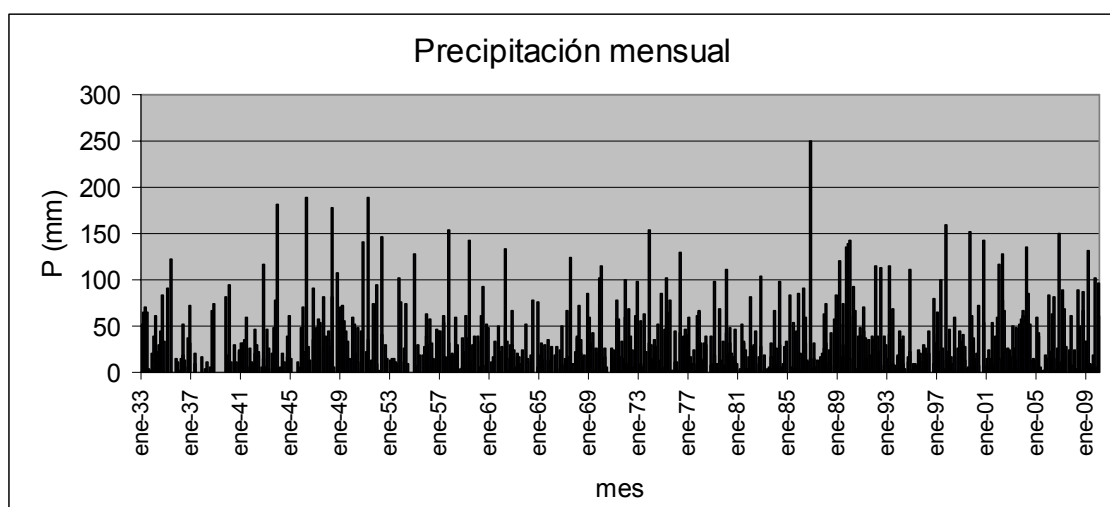


Ilustración 18: Precipitación mensual (mm) en el período enero 1933 – enero 2010.

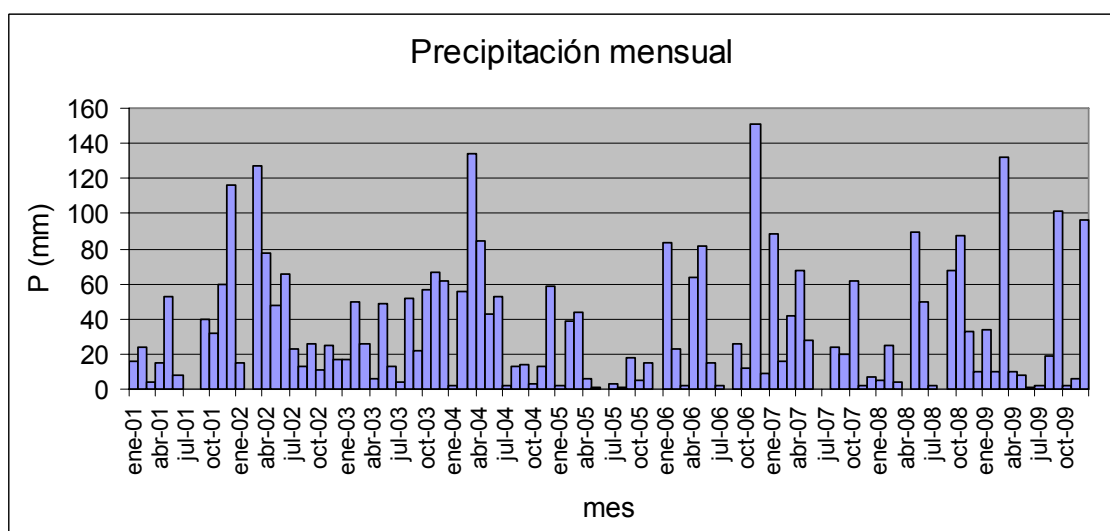


Ilustración 19: Precipitación mensual (mm) en los meses entre enero 2001 y diciembre 2009, período de simulación del comportamiento de la vegetación.

También, si se consideran los máximos mensuales, los valores más altos se han producido en abril y octubre con 189.3 y 249.5 mm respectivamente; los valores más bajos en julio y agosto, con 52 y 80.6 mm respectivamente (Ilustración 21). Esta notable diferencia entre valores medios y valores máximos se debe a la elevada variabilidad interanual, con registros de precipitación mensual igual a cero por lo menos una vez en todos los meses del año en el período considerado. De hecho, el valor de precipitación mensual entre cero y 20 mm presenta una frecuencia de ocurrencia del 57% (Ilustración 22).

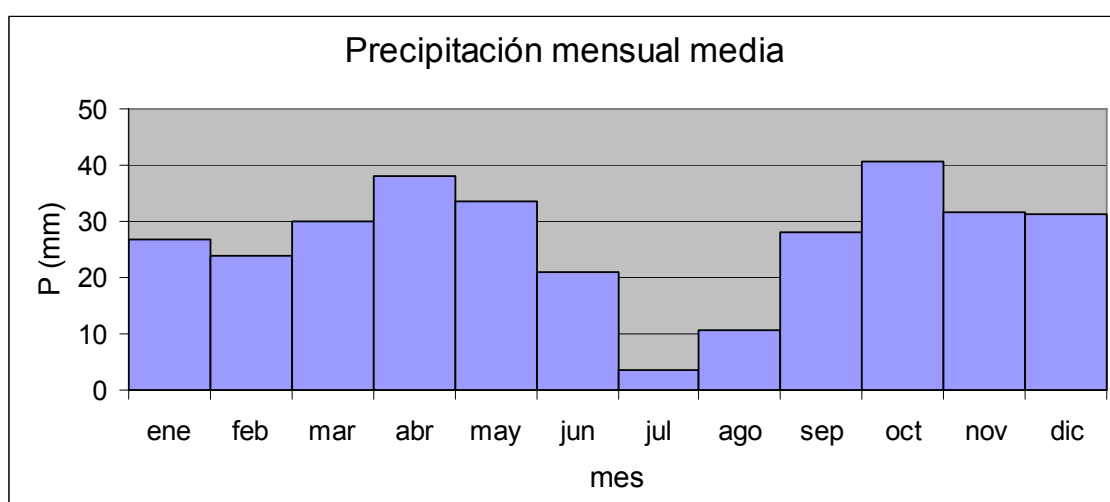


Ilustración 20: Precipitación mensual media (mm).

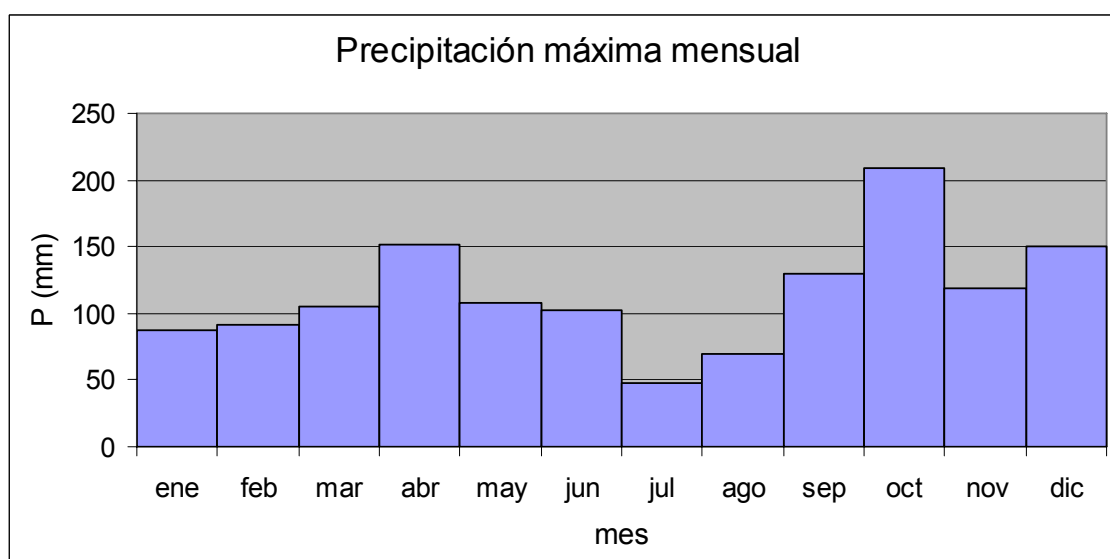


Ilustración 21: Precipitación máxima mensual (mm) en el período enero 1933 - enero 2010.

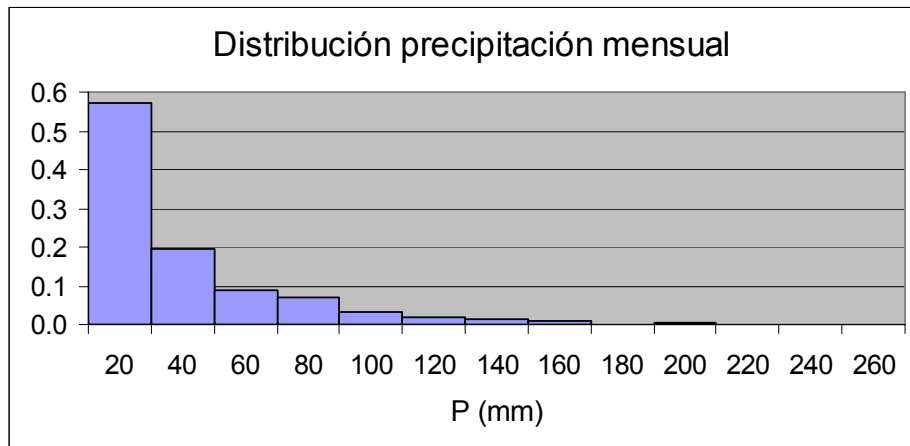


Ilustración 22: Frecuencia relativa de la precipitación mensual en el período que va de enero 1933 a enero 2010.

Para el estudio de la vegetación es muy importante, además de medir los volúmenes totales y medios de precipitación, conocer la distribución de esos volúmenes al interno del año y del mes. Por día de lluvia se consideran en este análisis esos días que presentan precipitación mayor que 0.4 mm. Resulta que agosto es el mes con más días lluviosos, con menos de 6 días con precipitaciones. Julio en media tiene menos de 1 día con lluvia mayor de 0.4 mm y es el mes que registra menos días lluviosos (Ilustración 23). Además de eso, en julio los días con lluvia son los que en media tienen precipitaciones menores respecto a todos los demás meses del año (3.3 mm). Los meses en los que llueve más por día de lluvia son septiembre y octubre, con 11.4 y 12 mm por día respectivamente (Ilustración 24), y tienen en media 3 días de lluvia (Ilustración 23).

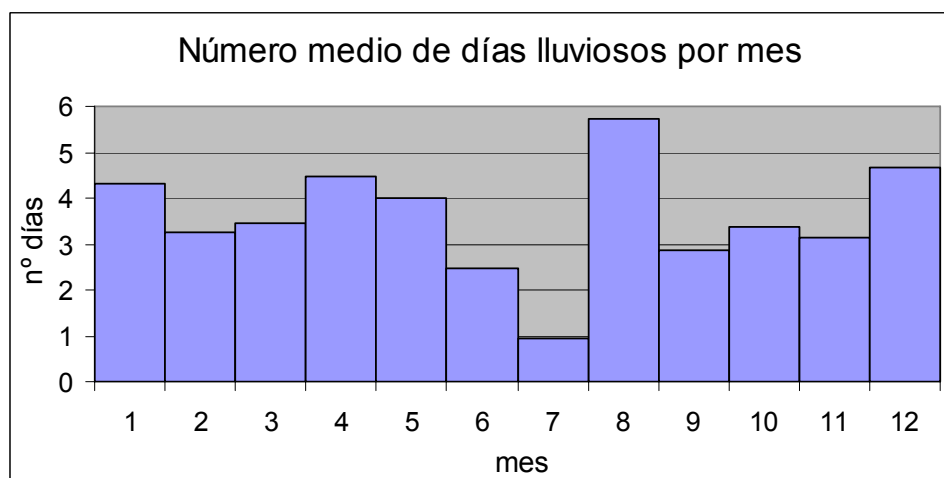


Ilustración 23: Número medio de días lluviosos por mes ($P > 0.4$ mm).

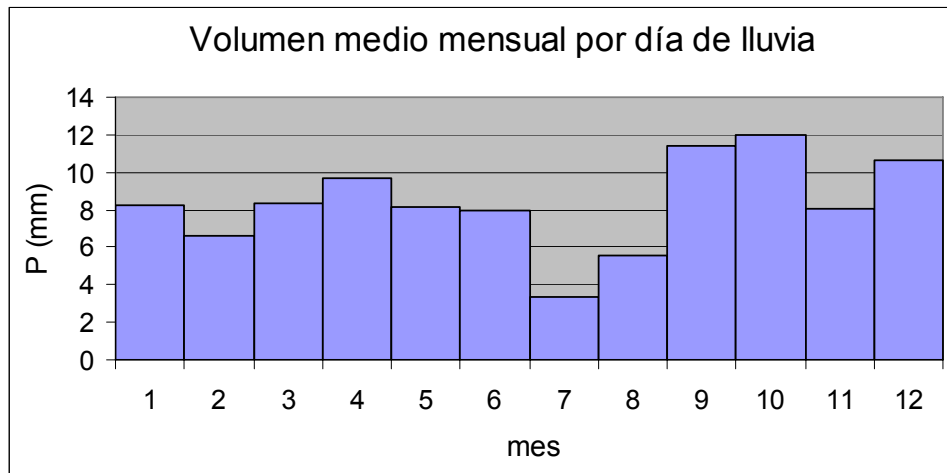


Ilustración 24: Volumen medio de precipitación (en mm) por día de lluvia por mes.

En la Ilustración 25 y en la Ilustración 26 se grafican los números de días de lluvia y el valor medio de precipitación por día de lluvia, por año. Se nota un comportamiento diferente en los años iniciales y finales de la serie: se registra un número de días de lluvia mayor en los últimos años respecto a los primeros. Por el contrario, se calcula un volumen medio de lluvia por día de lluvia menor en los últimos años respecto a los primeros. Analizando las medias antes y después del año 1974, resulta que la media de días del primer grupo de años es 26, contra los 41 del segundo grupo; el valor medio de precipitación por día de lluvia es de 12.9 mm en el primer grupo de años, contra los 8.5 mm del segundo. De un análisis con la t-Student resulta que estas diferencias entre las medias son significativas con valores del p-value menores que 0.025.

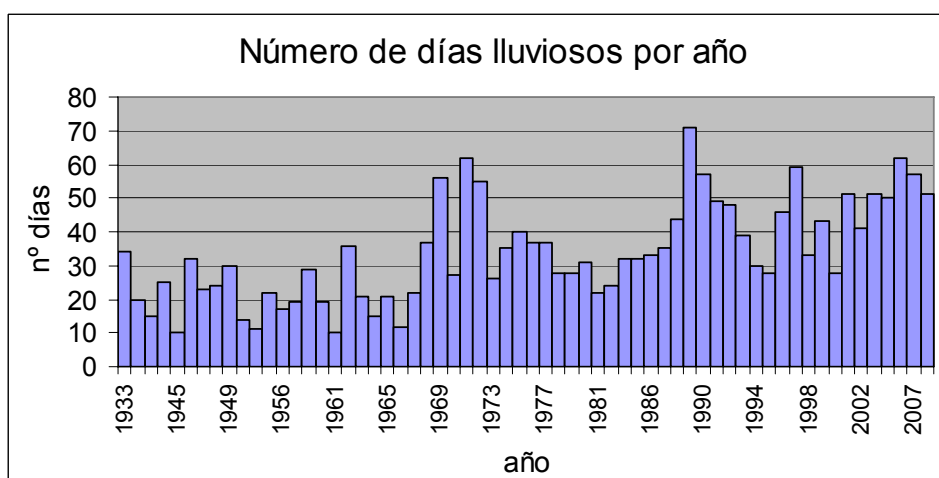


Ilustración 25: Número de días lluviosos (con $P > 0.4$ mm) por año.

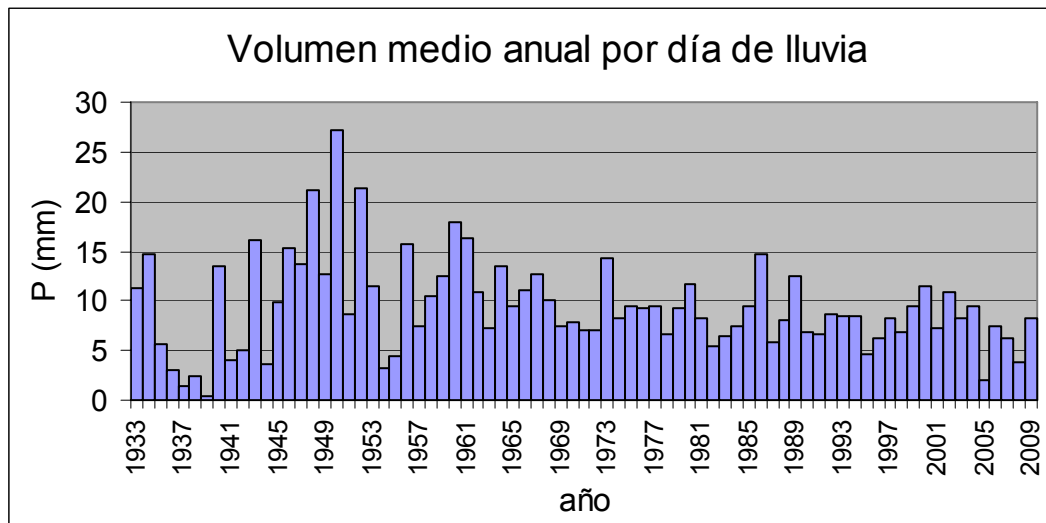


Ilustración 26: Volumen medio anual por día de lluvia.

Muy importantes para la vegetación son también los días consecutivos sin lluvia. También en este caso, un día se considera lluvioso si la precipitación supera los 0.4 mm. En la Ilustración 27, se grafica el número de días consecutivos sin lluvia en el período entre el 1 de enero de 1933 y el 31 de enero de 2010. En julio del 1945 se registra el valor más alto: 192 días.

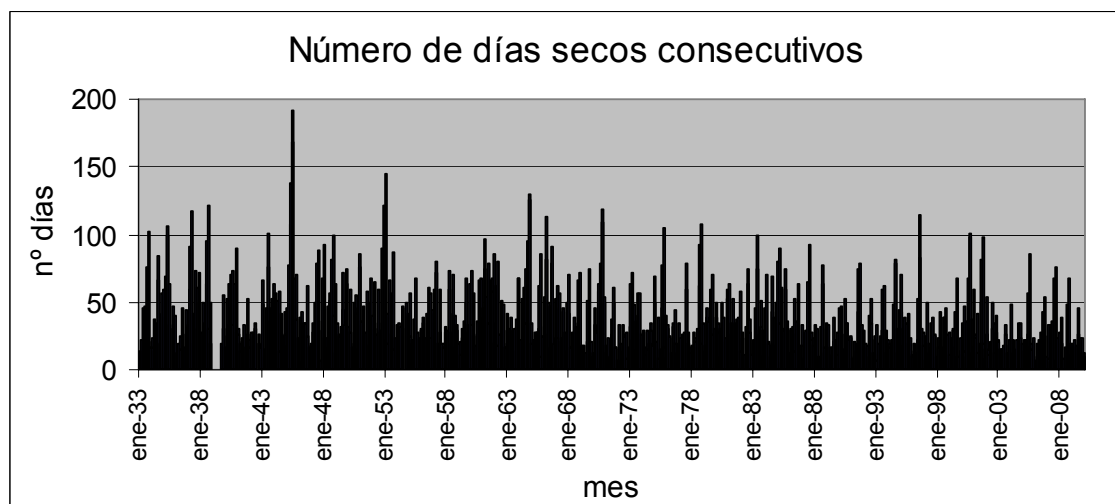


Ilustración 27: Número de días consecutivos por mes sin lluvia. Si en los últimos días de un mes no se han registrado eventos de lluvia, al mes siguiente se sigue el recuento del mes anterior.

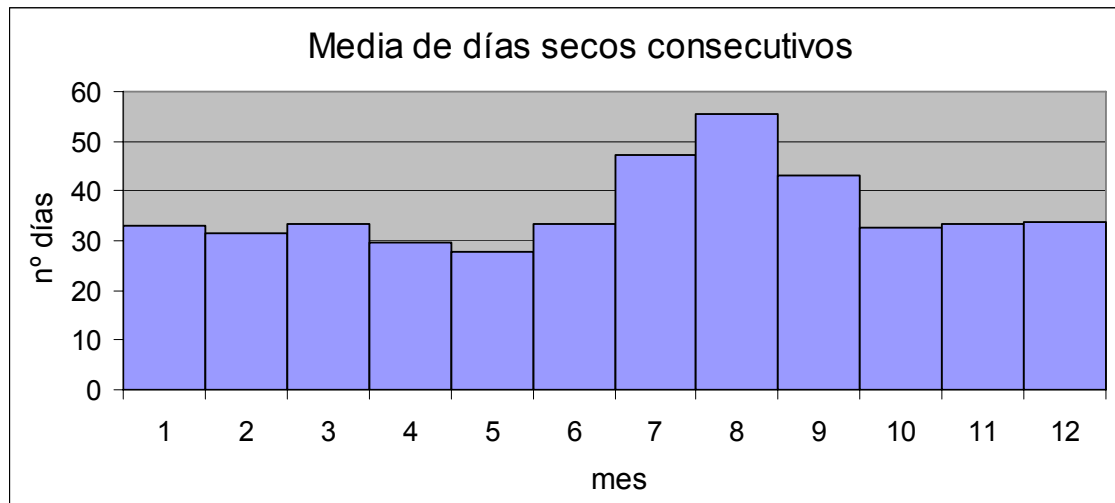


Ilustración 28: Media por mes de días consecutivos sin precipitación ($P < 0.4$ mm).

En la Ilustración 28, se grafica la media mensual de días secos consecutivos. Los valores son más altos de 30 porque los días secos del mes en cuestión han sido precedidos por días secos del mes anterior sin que se presentaran eventos de lluvia. El valor más alto se registra en agosto, con 55 días secos consecutivos. Este hecho se explica con el hecho de que en julio no llueve casi nunca, acumulándose así días secos hasta agosto.

3.5 Cálculo de la evapotranspiración potencial

Para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ETP) se ha utilizado la ecuación de Hargreaves (Hargreaves y Samani, 1985):

$$ETP = 0.0023R_a(T + 17.8)\sqrt{T_{\max} - T_{\min}}$$

donde ETP es la evapotranspiración potencial de referencia (mm/d); R_a es el equivalente en agua de la radiación terrestre (mm/d) calculado por Allen et al. (1998); T_{\max} , T_{\min} y T son las temperaturas máximas, mínima y media diaria del aire ($^{\circ}\text{C}$) con T calculada como media entre T_{\max} y T_{\min} ; 0.0023 es el coeficiente propuesto originalmente por Hargreaves y Samani (1985).

Esta ecuación solo necesita valores de temperatura del aire y puede ser aplicada mucho más fácilmente que la ecuación de Penman-Monteith, reconocida universalmente como ecuación de referencia.

Gavilan et al. (2006) presentaron un estudio sobre la aplicabilidad de la ecuación de Hargreaves y calibraron su coeficiente utilizando los datos de 86 estaciones de la región de Andalucía. Considerando la velocidad media del viento y de la excursión térmica entre temperaturas máximas y mínima, dividieron las estaciones en 4 grupos. Del análisis de los resultados conseguidos por Gavilan et al. (2006) en estaciones cercanas a la cuenca de Valdeinfierno y con características similares, se puede afirmar que para nuestro estudio la ecuación de Hargreaves es válida con coeficiente 0.0023, el mismo propuesto en el artículo original de Hargreaves y Samani (1985).

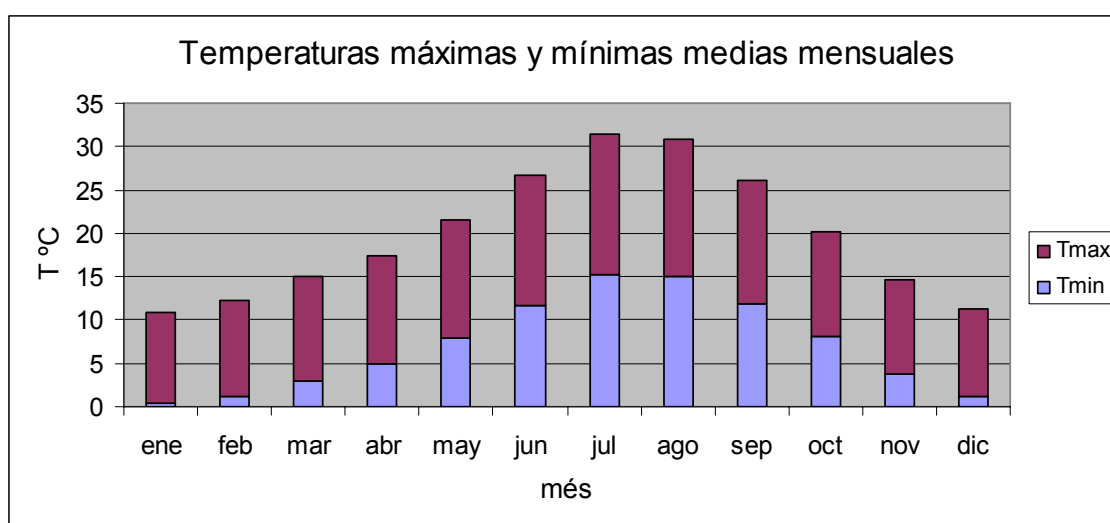


Ilustración 29: Valores medios de las temperaturas máximas y mínimas mensuales calculados a partir de los registros de las 5 estaciones AEMET consideradas en este estudio.

Mes	Velocidad (km/h)
Enero	11
Febrero	12
Marzo	6
Abril	1
Mayo	4
Junio	7
Julio	8
Agosto	5
Septiembre	9
Octubre	4
Noviembre	7
Diciembre	9

Tabla 3: Valores medios de la velocidad del viento, por mes, registrados en la estación de Caravaca de la Cruz (<http://www.quetiempo.es/prevision/murcia/caravaca-de-la-cruz/>).

En la Ilustración 29 se grafican los valores medios de las temperaturas máximas y mínimas diarias en cada mes. En la Tabla 3, los valores medios de la velocidad del viento por mes. La media anual es de 7 km/h, o sea 1.94 m/s.

La ETP media anual calculada a partir de los datos de las 5 estaciones de temperatura disponibles, resulta de 1137 mm/año. En la Ilustración 30, los valores medios de la ETP mensual. El mes con ETP más alta es julio, con 186 mm/mes; el mes con ETP más baja es diciembre, con 30 mm/mes.

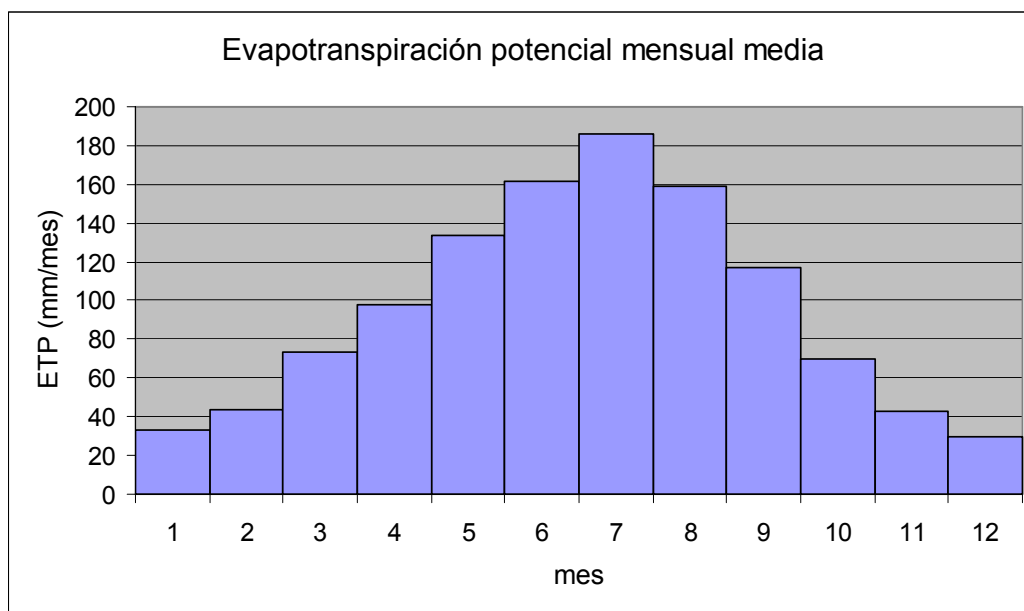


Ilustración 30: Evapotranspiración potencial mensual media (mm).

3.6 Demostración del carácter semiárido del clima de la zona

El clima semiárido describe las regiones climáticas que reciben precipitación por debajo de la evapotranspiración potencial, sin que el déficit de lluvia sea tal como para definir el clima árido. Una definición más precisa es la de la clasificación climática de Köppen.

Para determinar si una zona presenta clima semiárido, se tiene que determinar antes que nada el umbral de precipitación (mm): se multiplica por 20 la temperatura anual media en °C; se añade 280 si el 70% o más de la precipitación se presenta en la mitad del año más soleada (de abril a septiembre en el hemisferio norte), 140 si se recibe entre el 30 y el 70% de la precipitación en ese mismo período, o 0 si se recibe menos del 30% de la precipitación. Si la precipitación anual es menor que el umbral calculado,

y mayor que la mitad del mismo, el clima se define semiárido.

Se ha verificado el carácter semiárido de la zona siguiendo el procedimiento que se acaba de presentar:

- Temperatura media anual: 13.45 °C;
- Temperatura media * 20: 269;
- Precipitación abril – septiembre: 135 mm;
- Precipitación anual: 327 mm;
- % precipitación de la mitad del año soleada con respecto al total: 41%;
- Umbral de precipitación ($T_{\text{media}} * 20 + 170$): 409 mm;

Considerando que la precipitación anual media (327 mm) es menor que el umbral calculado (409 mm) y mayor que la mitad del mismo (204.5 mm), se queda demostrado el carácter semiárido de la zona.

3.7 Estimación inicial de los parámetros del modelo Tetis

Como explicado en el párrafo 2.1.2, para el correcto funcionamiento del modelo hidrológico es necesario hacer una primera estimación de los parámetros utilizando información cuanto más precisa, para poder reproducir bien la variabilidad espacial de la zona estudiada. Esta primera estimación se hace teniendo en cuenta la conceptualización del modelo con vegetación estática. Las fuentes utilizadas para esta estimación inicial están listadas en el párrafo 3.3.5. A continuación se explicará en detalle cómo se ha obtenido cada uno de los mapas de parámetros necesarios a la simulación.

3.7.1 Profundidad útil del suelo

Por profundidad útil del suelo se entiende la profundidad del estrato de suelo que está implicado en los procesos de evaporación de la humedad del suelo y de transpiración de las plantas. Es la profundidad a la que llegan las raíces que tienen función de aprovechamiento hídrico y de nutrientes. Algunas plantas tienen raíces con función de agarre, muy profundas; no consideramos esas raíces para el cálculo de la profundidad

útil porque en la mayoría de los casos no tienen función de succión del agua en el suelo.

La profundidad del suelo ha sido estimada a partir de la información recolectada en el campo: a cada tipo de suelo se ha asociado la profundidad de raíces observada durante el muestreo.

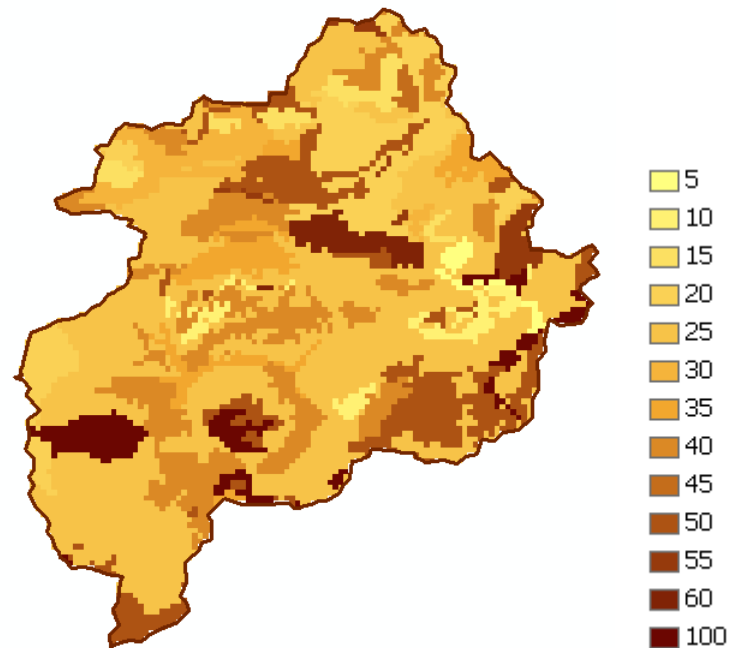


Ilustración 31: Mapa de profundidad de suelo (cm).

3.7.2 Almacenamiento estático máximo

El almacenamiento estático máximo (H_u) es la cantidad máxima de agua (en mm) que se puede acumular en el tanque estático (Ilustración 2). Este tanque representa el agua que transita por la cuenca y que sólo sale de ella por evapotranspiración, por lo tanto no contribuye a la escorrentía. Es decir, este almacenamiento tiene en cuenta la interceptación, la detención del agua en charcos y el agua que se retiene en el suelo por las fuerzas capilares.

El valor del almacenamiento estático (Ilustración 32) se ha calculado a través del programa *Soil Water Characteristics* (Washington State University), a partir de los mapas de suelos disponibles, de los análisis de las muestras tomadas en la cuenca y de la profundidad del suelo estimada.

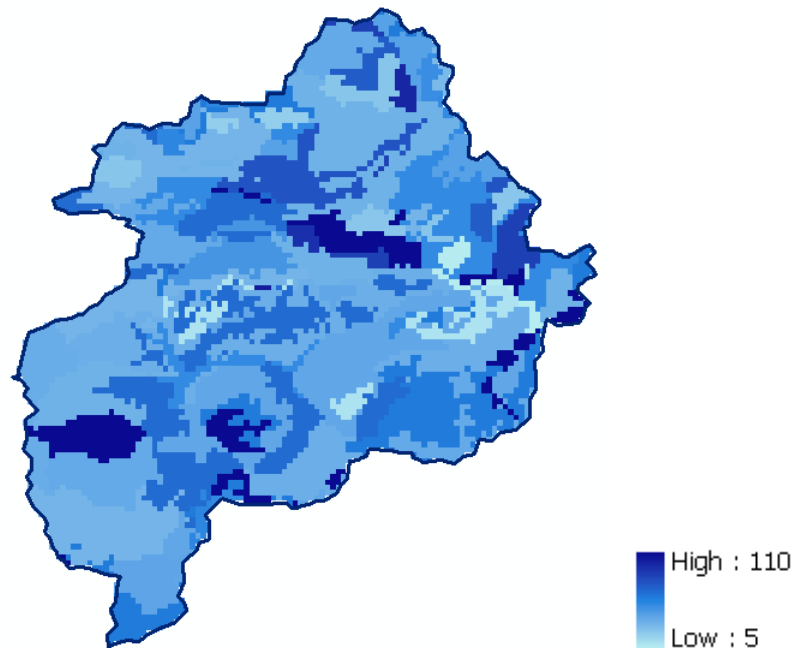


Ilustración 32: Mapa de almacenamiento estático máximo (mm).

3.7.3 Conductividades vertical, horizontal, superficial y profunda

La capacidad de infiltración gravitacional k_s (mm/h) controla la velocidad de infiltración. Se calculó (Ilustración 33) a partir de los mapas de suelo y del análisis de las muestras a través del programa *Soil Water Characteristics* (Washington State University).

Para la conductividad horizontal k_{ss} (mm/h) que controla el interflujo, a falta de información más precisa, se utiliza el mismo mapa obtenido para la capacidad de infiltración gravitacional k_s (Ilustración 33).

La tasa de percolación k_p (mm/h) se ha estimado a partir del tipo de material dominante en el suelo, como especificado en el mapa geológico. La estima se basa en los rangos de variación por tipo de material dominante presentados en el informe sobre el Barranco de Torrent (2004). En la Ilustración 34 se reproduce el mapa de tasas de percolación.

Para la conductividad horizontal k_{sa} (mm/h) que controla el flujo base, no teniendo información precisa al respecto, se utiliza el mismo mapa estimado para la tasa de percolación k_p (Ilustración 34).

El parámetro k_{ps} (mm/h) que controla la conductividad profunda se estima como un décimo de la tasa de percolación k_p .

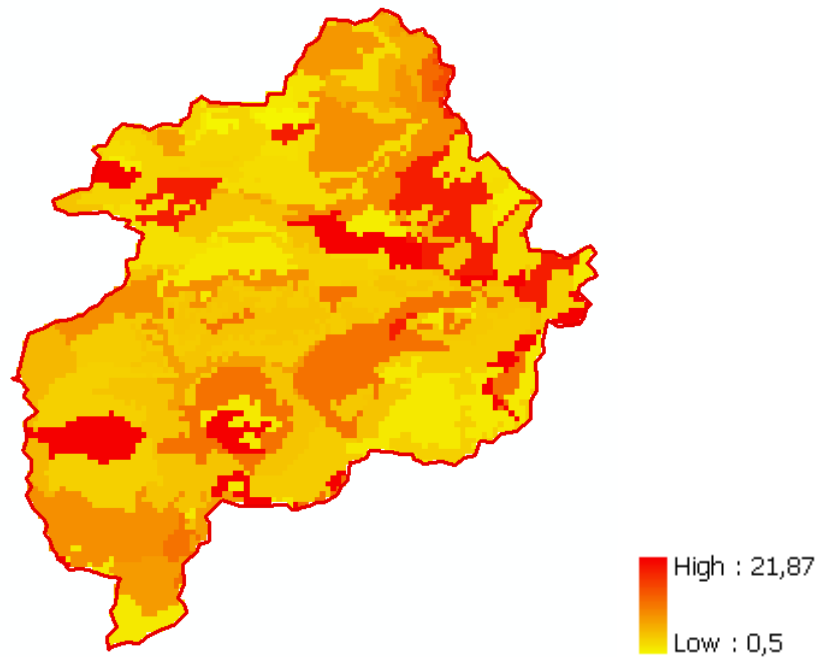


Ilustración 33: Mapa de capacidad de infiltración gravitacional k_s (mm/h).

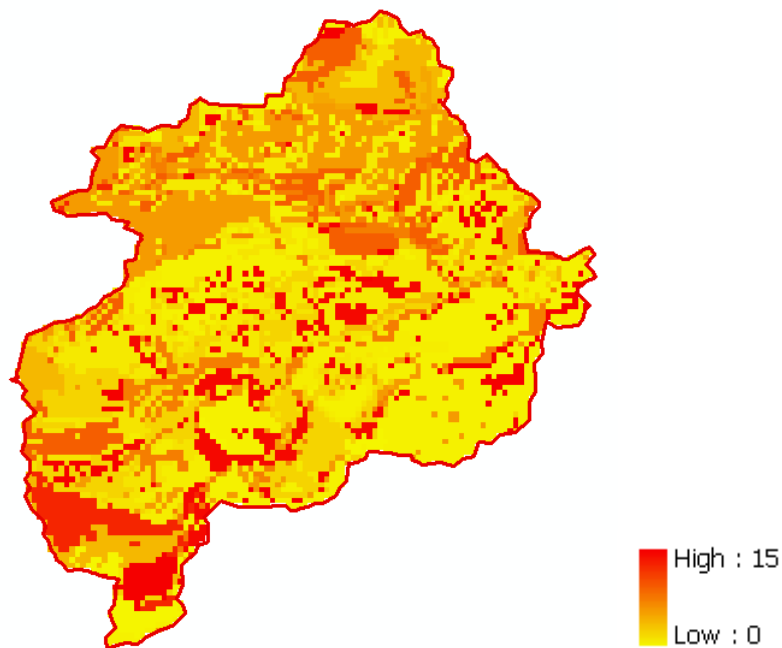


Ilustración 34: Mapa de tasa de percolación k_p (mm/h).

Teniendo en cuenta la presencia de karst en algunas zonas de la cuenca (párrafo 3.3.5), y considerando el concepto de parámetros efectivos (párrafo 2.1.2), se modifican los mapas que se acaban de presentar de la siguiente forma.

Capacidad de infiltración gravitacional (k_s):

- valor original * 0.5 en las zonas no kársticas
- valor original * 10 en las zonas kársticas

Conductividad horizontal (k_{ss}) y tasa de percolación (k_p):

- valor original * 200 en las zonas no kársticas
- valor original * 1000 en las zonas kársticas

La información sobre la presencia de karst está disponible solo para la parte de cuenca que pertenece a la Comunidad de Andalucía. Sin embargo, la zona que se encuentra en la Comunidad de Murcia, y para la que no es disponible el mapa de unidades geomorfológicas, es una parte relativamente pequeña de la cuenca. Se ha superpuesto el mapa Lucdeme con el mapa de unidades geomorfológicas. Los polígonos que se encuentran en el confine entre Almería y Murcia y cuyos suelos se clasifican como karst en la parte de Almería, se consideran karst también en la parte murciana.

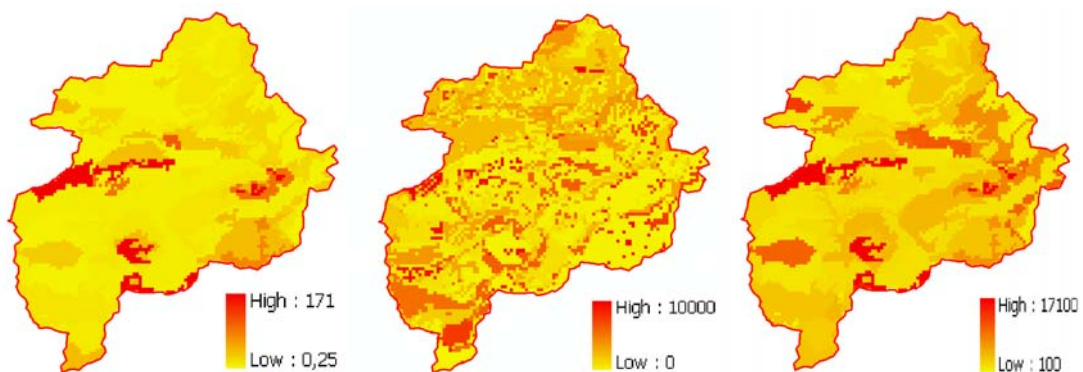


Ilustración 35: Mapas de los parámetros k_s , k_p , k_{ss} modificados para tener en cuenta la presencia de fenómenos kársticos en algunas zonas de la cuenca.

3.7.4 Velocidad superficial en ladera

La velocidad superficial en ladera (m/s) se ha estimado a partir de la ecuación:

$$v = 1.4142 \cdot \sqrt{\text{pendiente}}$$

La pendiente tiene que expresarse en m/m.

El mapa resultante se visualiza en la Ilustración 36.

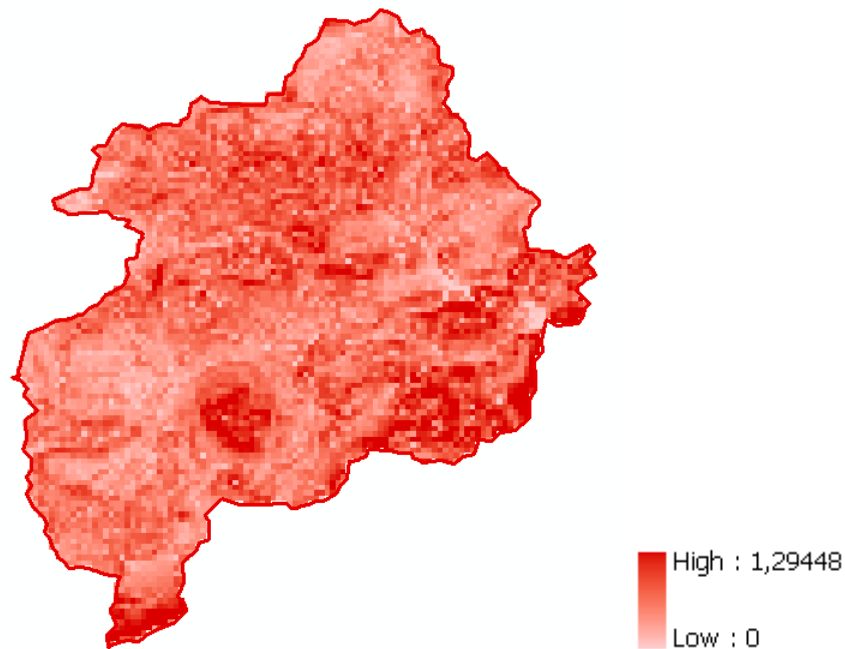


Ilustración 36: Mapa de velocidades superficiales en ladera (m/s).

3.7.5 Pérdidas iniciales

Por pérdidas iniciales se entiende la parte de la precipitación que no penetra en el suelo ni escurre por la ladera. Es el agua que se acumula en charcos o es interceptada por las hojas de las plantas. La única salida para las pérdidas iniciales es la evaporación. En la Ilustración 38, el mapa de las pérdidas iniciales, resultante de la suma de los valores de almacenamiento inicial e interceptación calculados como se explica a continuación.

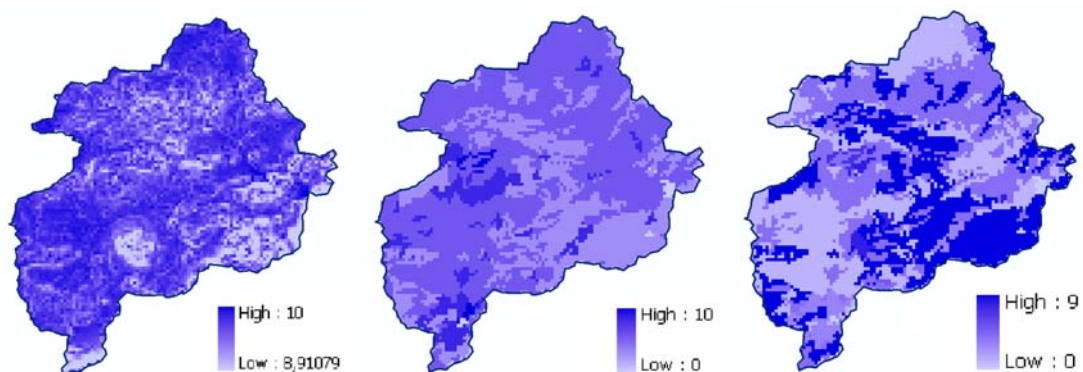


Ilustración 37: Mapas de pérdidas iniciales (mm) por pendiente, por uso del suelo y por interceptación de las hojas.

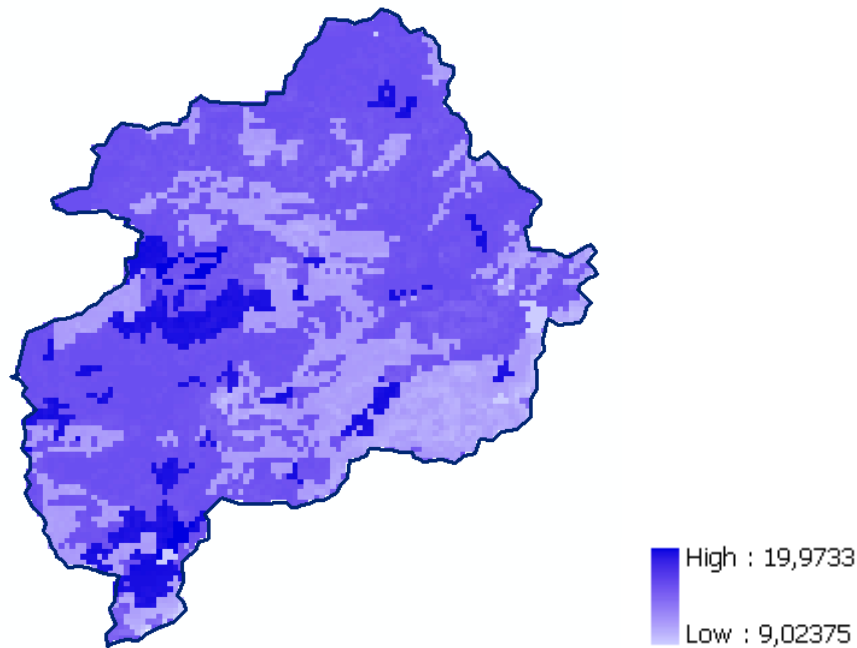


Ilustración 38: Mapa total de pérdidas iniciales (mm).

3.7.5.1 Almacenamiento máximo en los charcos

La formación de charcos depende de la pendiente y del uso del suelo. A continuación se explica cómo se calcularon los almacenamientos debidos a estas dos componentes. Finalmente, se consideró como almacenamiento total en los charcos la suma, celda por celda, de los dos almacenamientos.

- d) Según la pendiente (Ilustración 37)
- e) El almacenamiento según la pendiente se calcula a través de la siguiente ecuación:

$$Alm_{pendiente} = 10 - (1.3 \cdot pendiente)$$

- f) La pendiente se da en m/m y resulta un almacenamiento en mm.
- g)
- h) Según el uso de suelo (Ilustración 37)
- i) Se utilizó el mapa CORINE, clasificación de nivel 3. En la Tabla 4 se resumen los valores (en mm) asignados a cada tipo de cobertura del suelo presente en la

cuenca de Valdeinfierno.

Uso del suelo	Alm.
Tierras de labor en seco	6
Bosques de coníferas	4
Bosques de frondosas	10
Frutales	6
Matorral boscoso de transición	6
Terrenos principalm. agrícola con importantes espacios de veg. natural	8
Terrenos regados permanentemente	10
Mosaico de cultivos	8
Matorrales esclerófilos	6
Tejido urbano continuo	0
Bosque mixto	6
Tejido urbano discontinuo	2
Espacios con vegetación escasa	6
Pastizales naturales	6
Zonas de extracción minera	0
Láminas de agua	0
Roquedo	0

Tabla 4: Valores de almacenamiento en los charcos según el uso del suelo.

3.7.5.2 Intercepción

Uso del suelo	Alm.
Tierras de labor en seco	1
Bosques de coníferas	9
Bosques de frondosas	7
Frutales	5
Matorral boscoso de transición	4
Terrenos principalm. agrícola con importantes espacios de veg. natural	4
Terrenos regados permanentemente	3
Mosaico de cultivos	3
Matorrales esclerófilos	4
Tejido urbano continuo	0
Bosque mixto	8
Tejido urbano discontinuo	1
Espacios con vegetación escasa	1
Pastizales naturales	1
Zonas de extracción minera	0
Láminas de agua	0
Roquedo	0

Tabla 5: Valores de intercepción asignados a cada tipo de uso de suelo.

Por lo que se refiere a la intercepción, el modelo TETIS-VEG la calcula directamente a partir del valor de la variable de estado R, habiendo más o menos intercepción según

la densidad de vegetación presente en cada momento.

Para el modelo con vegetación estática TETIS, en cambio, se estima el valor de la intercepción según el uso del suelo (Ilustración 37). En este caso, como para el almacenamiento máximo en los charcos, se utiliza la clasificación del CORINE, nivel 3. En la Tabla 5, se listan los valores de intercepción asignados a cada tipo de cobertura del suelo.

3.7.6 Parámetros geomorfológicos

Como no se disponía de un estudio geomorfológico detallado para poder estimar los parámetros geomorfológicos introducidos en el parágrafo 2.1.1, se han utilizado los valores de literatura (Vélez, 2001) que se resumen en la Tabla 6

Parámetro	Valor
κ	0.600
a_1	3.260
C_d	20.000
C_n	0.047
ϕ	0.750
α_1	0.500
α_2	0.200
θ	1.250
ξ	0.167

Tabla 6: Valores utilizados para los parámetros geomorfológicos.

3.7.7 Cobertura vegetal

A partir del CORINE, nivel 5, se han identificado 5 tipos de cobertura del suelo (Ilustración 39):

- Zonas urbanas/suelo desnudo;
- Bosque de coníferas;
- Matorral;
- Matorral mixto bosque;
- Terreno agrícola.

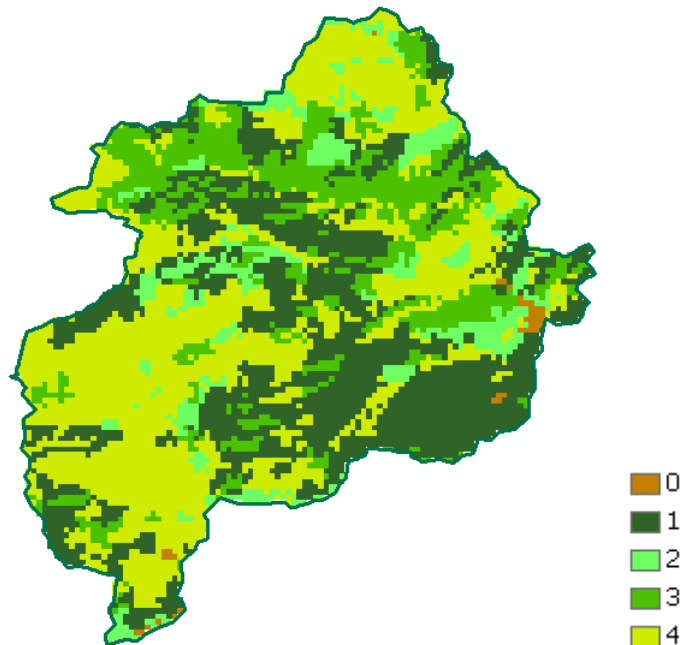


Ilustración 39: Mapa de cobertura vegetal. 0) zonas urbanas/suelo desnudo; 1) masa forestal; 2) matorral; 3) matorral mixto bosque; 4) terreno agrícola.

Dentro de los confines de la cuenca, la repartición de estos 5 tipos de cobertura del suelo es la siguiente:

- Zonas urbanas/suelo desnudo → 0.6% (40 celdas);
- Bosque → 32.7% (2233 celdas);
- Matorral → 9.1% (626 celdas);
- Matorral mixto bosque → 18.2% (1246 celdas);
- Terreno agrícola → 39.4% (2692 celdas).

El presente estudio se concentra en la modelación de la vegetación natural, o sea de la masa forestal y del matorral, que en su conjunto cubren el 60% de la cuenca.

En base a esta clasificación de la vegetación en la cuenca, se han analizado los mapas de NDVI disponibles, y se han obtenido los siguientes valores de $NDVI_{can}$ y $NDVI_{back}$ (Tabla 7), parámetros de la ecuación de Beer para la transformación de los valores de NDVI a valores de LAI (ver párrafo 1.5.1).

	NDVI back	NDVI can
Masa forestal	0.0549	0.9915
Matorral	0.0114	0.8726
Matorral mixto	0.0495	0.8376

Tabla 7: Valores de los parámetros obtenidos para los tres tipos de vegetación considerados en este estudio.

En el presente trabajo, los valores de NDVI se mantienen normalmente por debajo del valor 0.6. En ese intervalo de valores de NDVI, la relación entre NDVI y LAI se puede considerar con buena aproximación lineal. Por lo tanto, los análisis han sido llevados al cabo considerando los mapas de NDVI, sin transformarlos a mapas de LAI.

3.8 Análisis de la insolación y de la distribución de la vegetación

3.8.1 Análisis visual de la relación entre insolación y NDVI

En la Ilustración 40 están representados los mapas de insolación y de NDVI en los meses de enero y junio 2001 para la cuenca de Valdeinfierno. De un primer análisis se puede notar que, como cabía esperar, la insolación es más alta en junio (7179 - 4191 WH/m²) que en enero (2585 - 349 WH/m²). El NDVI, por otro lado, llega a valores más altos en enero (0.86) que en junio (0.58). En enero, además, se resalta la presencia de agua revelada por los valores negativos de NDVI, mientras que en junio no.

De un análisis cualitativo de las imágenes, además, se nota como a valores más bajos de insolación (zonas azules) correspondan valores más altos de NDVI (zonas blancas), indicando una probable correlación inversa entre las dos variables. Este hecho está relacionado con el clima semiárido de la zona de estudio como se comentará en el párrafo 3.8.2.

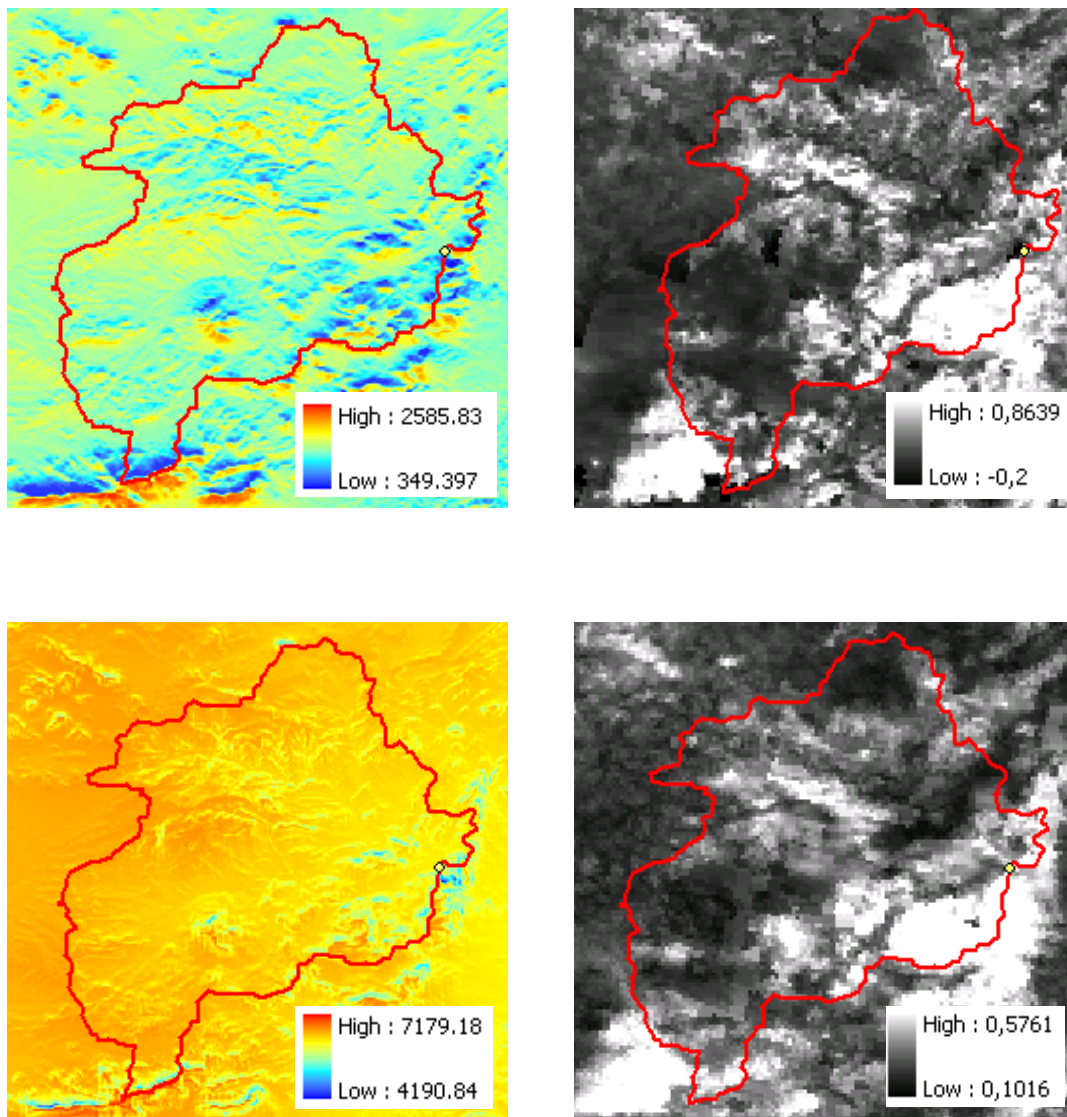


Ilustración 40: Mapas de insolación diaria (WH/m^2) a la izquierda y mapas de NDVI a la derecha. Las dos imágenes de arriba se refieren a enero 2001, las dos de abajo a junio 2001.

A esta misma conclusión se llega a través de un análisis visual de la densidad de la vegetación (Ilustración 41) en la zona de estudio.



Ilustración 41: Foto del mismo relieve en ladera sur (arriba) y ladera norte (abajo)

3.8.2 Correlación entre insolación y NDVI

Se investigó la correlación que hay entre insolación y biomasa vegetal natural, utilizando como indicador de la segunda el NDVI.

Yang et al. (2008) demostraron la influencia de la resolución del DEM utilizado para el cálculo de la radiación solar que llega a la superficie terrestre sobre el mismo valor calculado. Para minimizar los errores, se utilizó el DEM original con resolución de 90 m (apartado 3.3.5) y se efectuó una bajada de escala por interpolación en los mapas de NDVI, originariamente con resolución de 250 m, para obtener la misma cuadrícula de celdas.

Tratándose de un clima semiárido, la humedad es el principal factor limitante para el crecimiento de las plantas. La luz, en cambio, no es limitante; al contrario, la grande cantidad de energía que conlleva produce fuerte evapotranspiración, limitando la humedad del suelo y consecuentemente la presencia de plantas. Por estas razones se

espera encontrar una correlación negativa entre insolación y NDVI.

Considerando que los fenómenos implicados son muy complejos, asumir que la relación sea de tipo linear sería una hipótesis demasiado restrictiva. Por esta razón, se utilizó el análisis de correlación de Kendall que no hace hipótesis sobre la relación entre variables. Es un análisis de correlación parcial por rangos:

- j) Sea $(x_1, y_1), \dots, (x_n, y_n)$ un set de n observaciones conjuntas de las dos variables X y Y ;
- k) Los n pares de datos están indexados según el valor de x , de modo que $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$ e y_i es el valor de la variable dependiente que corresponde a x_i .
- l) Se examinan todos los $n(n-1)/2$ pares ordenados de valores y_i . Sea P el número de casos en los que $y_i > y_j$ ($i > j$), y sea M el número de casos en los que $y_i < y_j$ ($i > j$).
- m) $S = P - M$
- n) El coeficiente de correlación de Kendall τ se define como:
$$\tau = \frac{S}{n(n-1)/2}.$$
- o) El test de significancia se hizo por medio del p-value que es la probabilidad de obtener un resultado por lo menos tan extremo como el que se ha observado, suponiendo que la hipótesis nula es correcta.
- p) La hipótesis nula que se consideró en este caso fue que no hubiera correlación; el umbral para tener significancia estadística fue fijado en 0.025.

Se analizaron las 28314 celdas (tamaño de celda de 90 m) de cobertura vegetal natural, divididas por tipo de cobertura (16144 celdas de bosque, 3304 celdas de matorral y 8866 celdas de matorral mixto bosque; ver parágrafo 3.7.7), en los años entre 2001 y 2009. Se obtuvieron los mapas de insolación con intervalos de 16 días y se compararon estos mismos con los respectivos mapas de NDVI. Se calculó la correlación de Kendall a cada paso temporal. En la Ilustración 42, en la Ilustración 43 y en la Ilustración 44 está graficada la correlación entre la insolación y el NDVI: cada punto corresponde a la correlación entre un mapa de NDVI para un determinado tipo de cobertura y el mapa de insolación correspondiente a las mismas celdas, y relativo al mismo período.

La correlación para las celdas de bosque es negativa en todos los intervalos temporales considerados (Ilustración 42). La correlación media es -0.18. El límite para poder considerar significativa la correlación es -0.015; en todos los casos la correlación resulta menor de ese valor así que se puede afirmar que la correlación entre insolación y NDVI es significativamente negativa en el caso del bosque.

García-Pausas y Fons-Esteve (1992) encontraron diferencias significativas en la biomasa de *Pinus halepensis* presente en solana y umbría, en acuerdo con los resultados de este estudio.

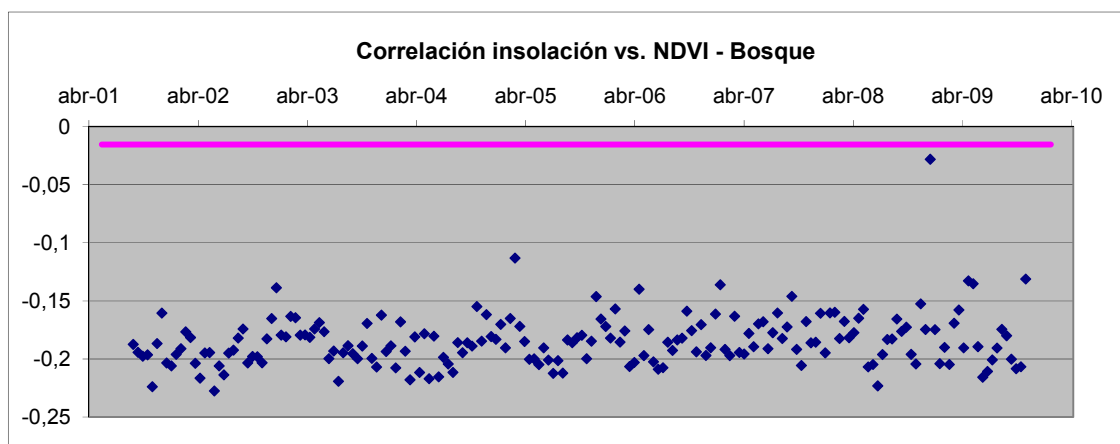


Ilustración 42: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para la masa forestal; en morado, el límite por debajo del cual se considera significativa la correlación negativa.

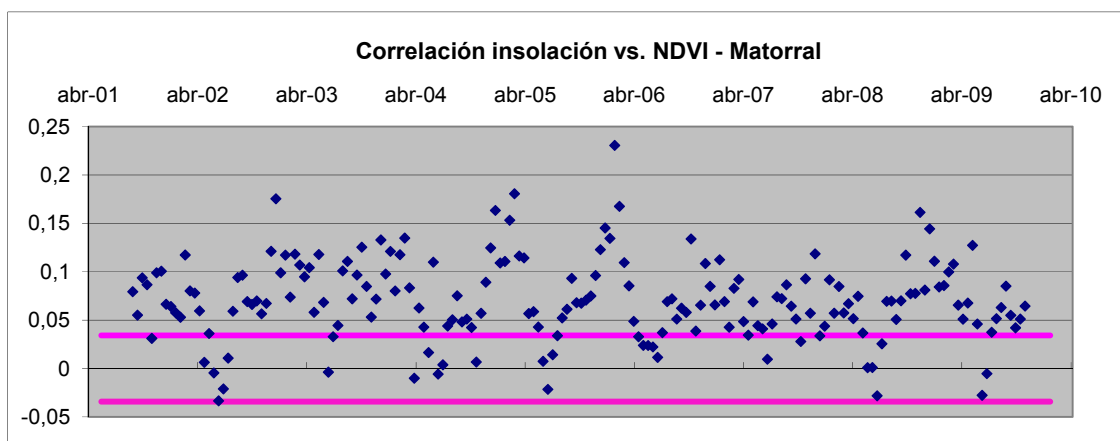


Ilustración 43: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para las zonas de matorral; en morado, los límites fuera de los cuales se considera significativa la correlación.

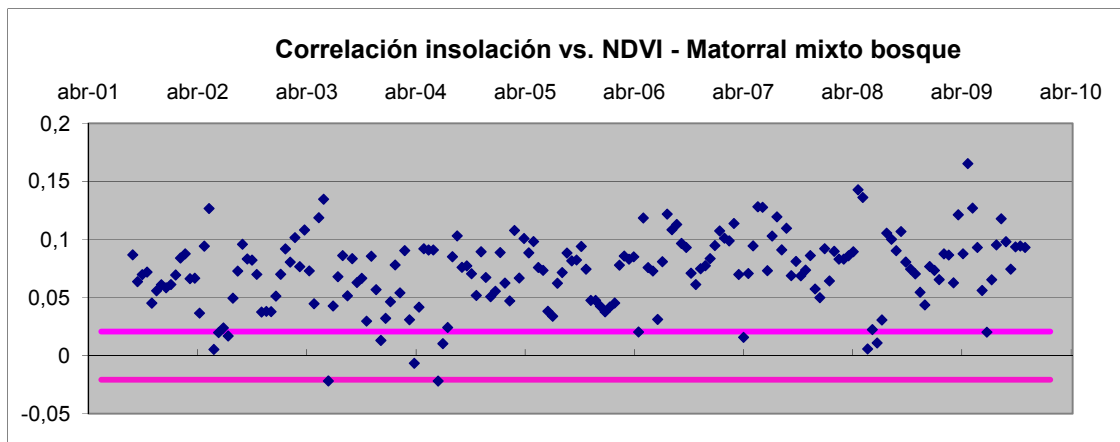


Ilustración 44: Correlación espacial de Kendall entre la insolación y el NDVI para el matorral mixto bosque; en morado, los límites fuera de los cuales se considera significativa la correlación.

Por lo que se refiere a las zonas de matorral y de matorral mixto bosque, no se evidencia la misma correlación negativa (Ilustración 43 e Ilustración 44). Al contrario, la mayoría de las parejas de imágenes insolación/NDVI presentan una correlación espacial positiva, o sea a mayor insolación corresponde un valor mayor de NDVI.

González-Hidalgo et al. (1996) demostraron que, mientras algunas especies de matorral como la *Ononis tridentata* presentan diferencias de biomasa entre solana y umbría, a favor de la umbría, otras especies como el *Rosmarinus officinalis* consiguen la misma biomasa bien con numerosos individuos de pequeño diámetro (solana), o con pocos individuos pero más desarrollados (umbría). Este descubrimiento podría ayudar a entender los resultados que se han encontrado en este estudio confrontando insolación e NDVI en las zonas de matorral.

Analizando los gráficos de correlación espacial, y en particular el gráfico que se refiere al matorral (Ilustración 43 e Ilustración 45), se nota un comportamiento ondulatorio de la correlación, con período anual, y en el caso del matorral con picos positivos en invierno y valores próximos a cero en verano.

estaciones	media estación 1	media estación 2	valor de t	p-value
prim. – ver.	-0.1804	-0.1979	4.4	0.00003
prim. - oto	-0.1804	-0.1860	1.4	0.154042
prim. – inv.	-0.1804	-0.1741	-1.2	0.23032
ver. – oto.	-0.1979	-0.1860	-3.6	0.00050
ver. – inv.	-0.1979	-0.1741	-4.9	< 10 ⁻⁵
oto. – inv.	-0.1860	-0.1741	-2.6	0.01230

Tabla 8: Comparación entre las medias de las correlaciones espaciales entre insolación y NDVI en primavera, verano, otoño e invierno en la zona de bosque (en rojo los p-value < 0.025).

estaciones	media estación 1	media estación 2	valor de t	p-value
prim. – ver.	0.0787	0.0295	6.3	< 10 ⁻⁵
prim. - oto	0.0787	0.0696	1.4	0.16894
prim. – inv.	0.0787	0.1004	-2.7	0.00893
ver. – oto.	0.0295	0.0696	-6.6	< 10 ⁻⁵
ver. – inv.	0.0295	0.1004	-9.3	< 10 ⁻⁵
oto. – inv.	0.0696	0.1004	-4.8	< 10 ⁻⁵

Tabla 9: Comparación entre las medias de las correlaciones espaciales entre insolación y NDVI en primavera, verano, otoño e invierno en la zona de matorral (en rojo los p-value < 0.025).

estaciones	media estación 1	media estación 2	valor de t	p-value
prim. – ver.	0.0843	0.0613	2.9	0.00444
prim. - oto	0.0843	0.0789	1.0	0.32554
prim. – inv.	0.0843	0.0643	3.4	0.00087
ver. – oto.	0.0613	0.0789	-2.7	0.00732
ver. – inv.	0.0613	0.0643	-0.4	0.66069
oto. – inv.	0.0789	0.0643	3.7	0.00040

Tabla 10: Comparación entre las medias de las correlaciones espaciales entre insolación y NDVI en primavera, verano, otoño e invierno en la zona de matorral mixto bosque (en rojo los p-value < 0.025).

Finalmente, se ha analizado el carácter sinusoidal de la correlación espacial entre insolación y NDVI para las zonas de matorral. Se ha considerado la genérica función sinusoidal:

$$Y = \alpha \sin(\omega T_i + \varphi) + C$$

donde C es una constante que define el valor medio de la función, α es la amplitud de onda, ω es la frecuencia, T_i es la variable temporal y φ es la fase.

Se ha minimizado la raíz del error cuadrático medio (RMSE), calculando el valor de los parámetros α , ω , φ y C que permitan un mejor ajuste de la senoide a los datos (Tabla 11). Considerando que el intervalo entre dos datos consecutivos es de 16 días, T_i se ha considerado como múltiplo de 16/365. El hecho de que el valor calibrado de la frecuencia resulte muy próximo al valor 2π , indica que el período de onda es efectivamente de 1 año. En la Ilustración 46 se visualiza el ajuste de la curva sinusoidal a los datos de correlación.

parámetro	descripción	Valor calibrado
α	Amplitud de onda	0.0386
ω	Frecuencia	6.2847
φ	Fase	-0.8515
C	Valor medio de la función	0.0590

Tabla 11: Valores de los parámetros de la curva sinusoidal, calibrados para ajustar la curva a los datos de correlación entre insolación y NDVI para zonas de matorral.

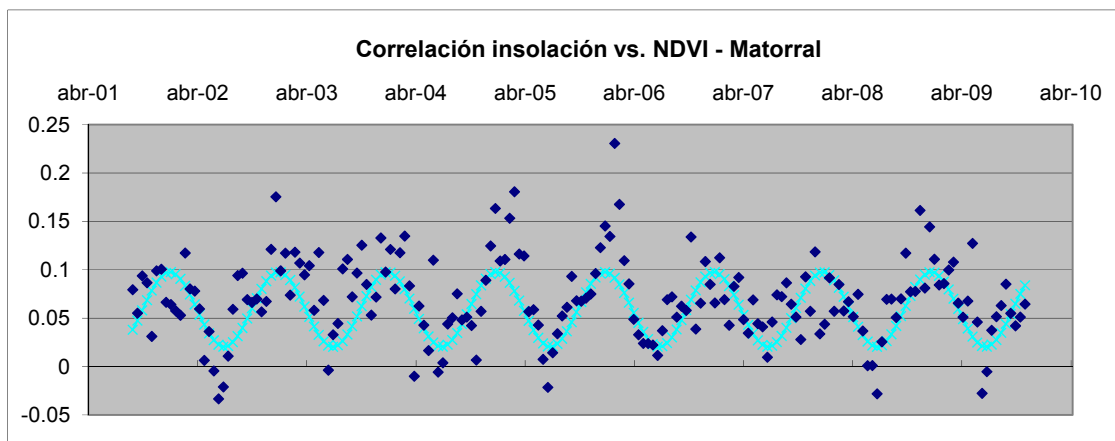


Ilustración 46: Curva sinusoidal que se ajusta con menor RMSE a los datos de correlación espacial entre insolación y NDVI para las zonas de matorral.

En el caso del matorral, entonces, se verifica que en verano no hay correlación entre insolación y NDVI, de acuerdo con lo que González-Hidalgo et al. (1996) encontraron para algunas especies arbustivas, mientras que en invierno de alguna forma la luz resulta ser el factor limitante y a mayor insolación corresponde mayor NDVI. Análisis

más profundizados serán necesarios para explicar este fenómeno.

3.8.3 Tipo de vegetación considerada en el estudio

El modelo de vegetación que se utiliza en este estudio se basa en el concepto de que cuanto más insolación hay, mayor será la transpiración, hasta que haya humedad disponible en el suelo. La mayor transpiración hace que disminuya más rápidamente el agua aprovechable por las plantas y que se llegue con más facilidad a condición de estrés hídrico que provoca la caída de las hojas de las plantas. Resumiendo, el modelo tendrá la tendencia a simular valores de biomasa foliar más bajos en las zonas con mayor insolación.

Considerando que del análisis comparativo de la insolación y del NDVI resulta que solamente en las zonas con cubierta vegetal de pinar hay correlación inversa entre estas dos variables, se prevé que el modelo de vegetación, así como presentado, solamente podrá reproducir las dinámicas espaciales de la masa forestal. Por esta razón, de ahora en adelante solamente se considerará esta zona para la calibración, validación y la evaluación del modelo.

4 APLICACIÓN DEL MODELO TETIS

4.1 Calibración del modelo hidrológico

La modelación hidrológica ha sido llevada a cabo con paso temporal diario. La motivación de esta elección reside en la disponibilidad de datos y en el hecho de que esta escala es la más adecuada cuando se analizan las interacciones entre vegetación y ciclo hidrológico, siendo este el objetivo último de la modelación en este estudio. El tamaño de celda elegido fue de 250 m, porque este es el tamaño de celda de las imágenes de NDVI que servirán de referencia para el análisis de la vegetación en el modelo con vegetación dinámica.

Como mencionado en el apartado 3.3.3, para la calibración hidrológica se han utilizado los datos del período que va del 1 de septiembre de 2001 al 1 de diciembre de 2002.

La calibración del modelo hidrológico ha sido efectuada manualmente y refinada por medio de un método de optimización automático llamado *Shuffle Complex Evolution* (SCE-UA) desarrollado en la Universidad de Arizona en 1992 (Duan et al., 1993).

Los valores de los factores correctores que minimizan el error cuadrático medio entre los caudales calculados y medidos se leen en la Tabla 12.

Factor corrector (R_i)	Parámetro($\theta^*_{i,j}$)	Valor
FC1	Capacidad de almacenamiento hídrico	2.2
FC2	Índice de cobertura vegetal	1.25
FC3	Capacidad de infiltración	1.2
FC4	Velocidad del flujo superficial	0.004
FC5	Capacidad de percolación	1.0
FC6	Velocidad del interflujo	1.0
FC7	Capacidad de percolación profunda	1000
FC8	Velocidad del flujo base	0
FC9	Velocidad del flujo en canal	0.4

Tabla 12: Valores de los factores correctores resultantes de la calibración del modelo TETIS.

El valor del almacenamiento inicial en la cuenca para el período considerado ha sido calibrado y resulta ser el 10% del almacenamiento estático máximo.

El valor del índice de Nash-Sutcliffe que resulta comparando los caudales simulados y registrados es de 0.32, RMSE 0.4. Considerando los problemas encontrados en este

caso en estudio (ver párrafo 3.3.4) se evalúa este resultado como satisfactorio.

En la Ilustración 47 se comparan los caudales calculados a partir de los niveles registrados en el embalse de Valdeinferno y los caudales simulados, en el período de calibración, utilizando los parámetros de la Tabla 12.

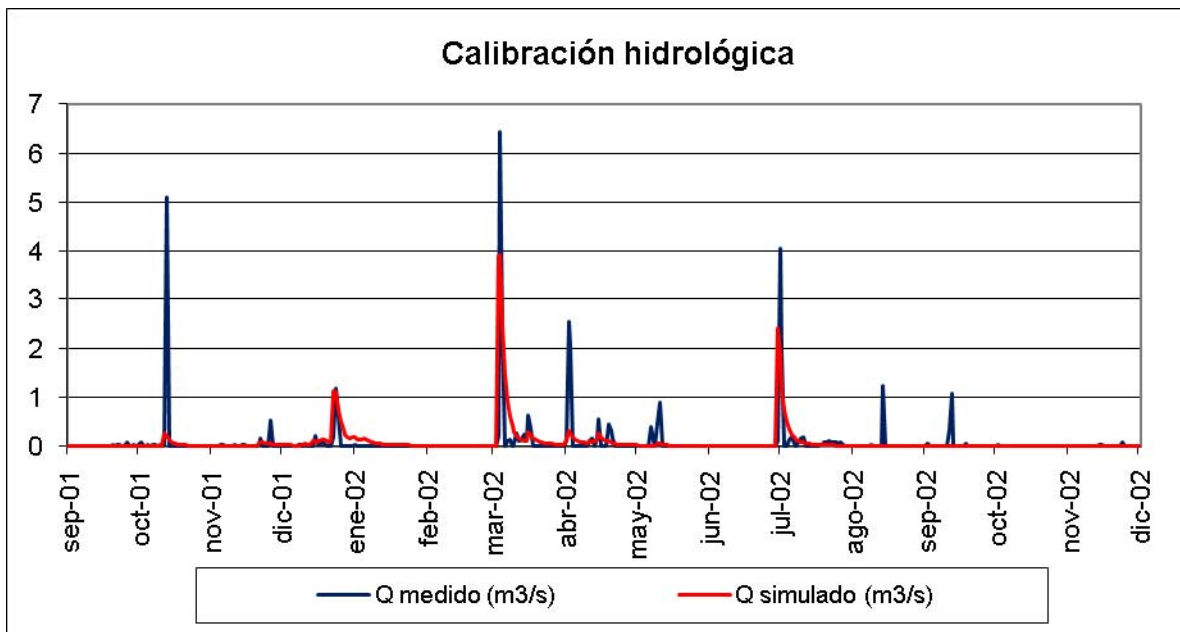


Ilustración 47: Comparación entre los datos de caudales calculados a partir de las observaciones de nivel en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS en el período de calibración.

La subdivisión de la entrada por lluvia en los diferentes flujos es la siguiente:

- Evaporación del agua interceptada por las hojas: 8.5%;
- Evapotranspiración y evaporación de suelo desnudo: 67.5%;
- Escorrentía directa: 1.0%;
- Flujo subsuperficial: 0.4%;
- Flujo base: 0%;
- Pérdidas subterráneas: 18.6%.

Se nota que la evapotranspiración implica un gran porcentaje de la precipitación. Las pérdidas subterráneas tan elevadas se explican por la presencia de fenómenos kársticos en la cuenca.

Se ha procedido también a un análisis mensual de los caudales porque se ha notado que en algunos casos los picos de caudal se han registrado con un retraso excesivo respecto al evento de lluvia y es probable que haya algún error en el registro. En la Ilustración 48 se pueden comparar las dos series de caudales, la calculada a partir de los datos de nivel en el embalse y la simulada.

En este caso el índice de Nash-Sutcliffe sube a 0.47.

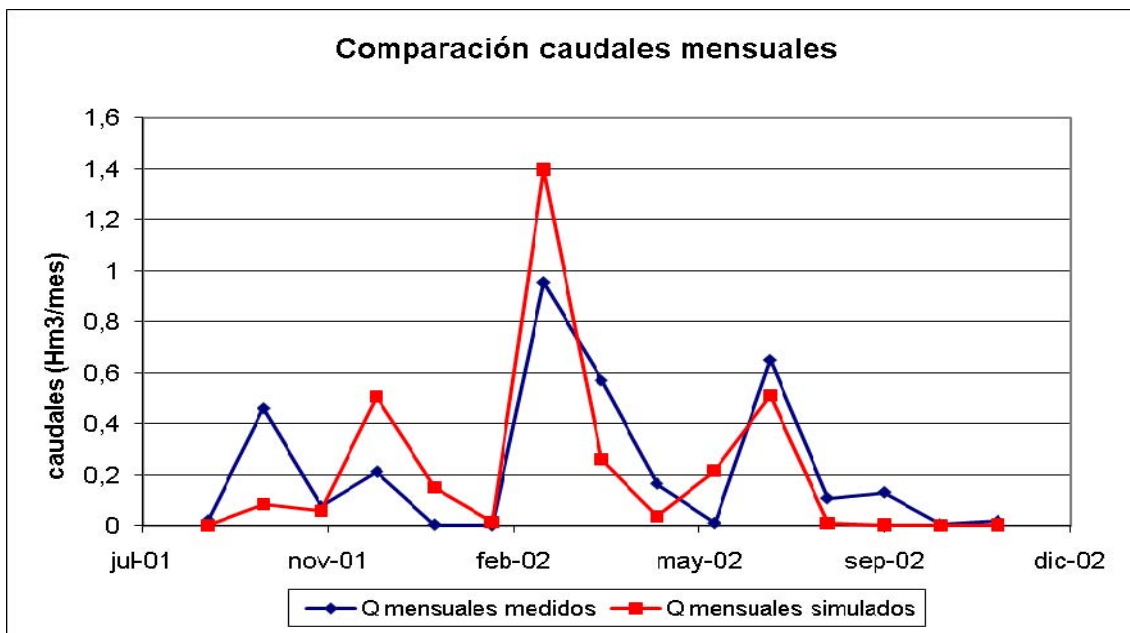


Ilustración 48: Comparación entre los caudales mensuales calculados a partir de las observaciones y simulados con el modelo TETIS.

4.2 Validación del modelo hidrológico

Se ha validado el modelo en el período que va del 1 de octubre de 1971 al 30 de septiembre de 2008.

En la Ilustración 49 se grafican los caudales calculados a partir de los niveles medidos en el embalse de Valdeinfierno y los caudales simulados utilizando los factores correctores de la Tabla 12. El índice de Nash, resultante del confronto entre las dos series de caudales, es de 0.38, RMSE 1.8.

En la Ilustración 50 se comparan los caudales mensuales calculados y simulados. El índice de Nash-Sutcliffe resulta en este caso de 0.63. El valor simulado para el mes de octubre del 1973, cuando se verificó la avenida con mayor caudal en el período

considerado, es de 21.49 Hm³/mes. Considerando que el valor medido para ese mes es de 21.22 Hm³/mes, el ajuste es muy bueno.

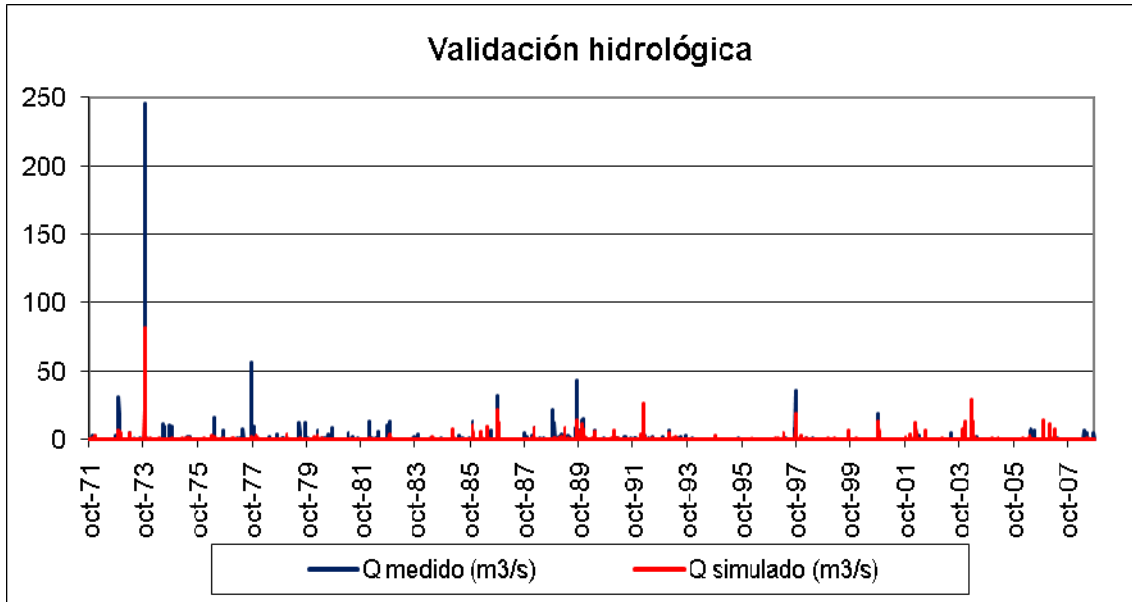


Ilustración 49: Comparación entre los caudales calculados a partir de los datos de nivel en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS en el período de validación.

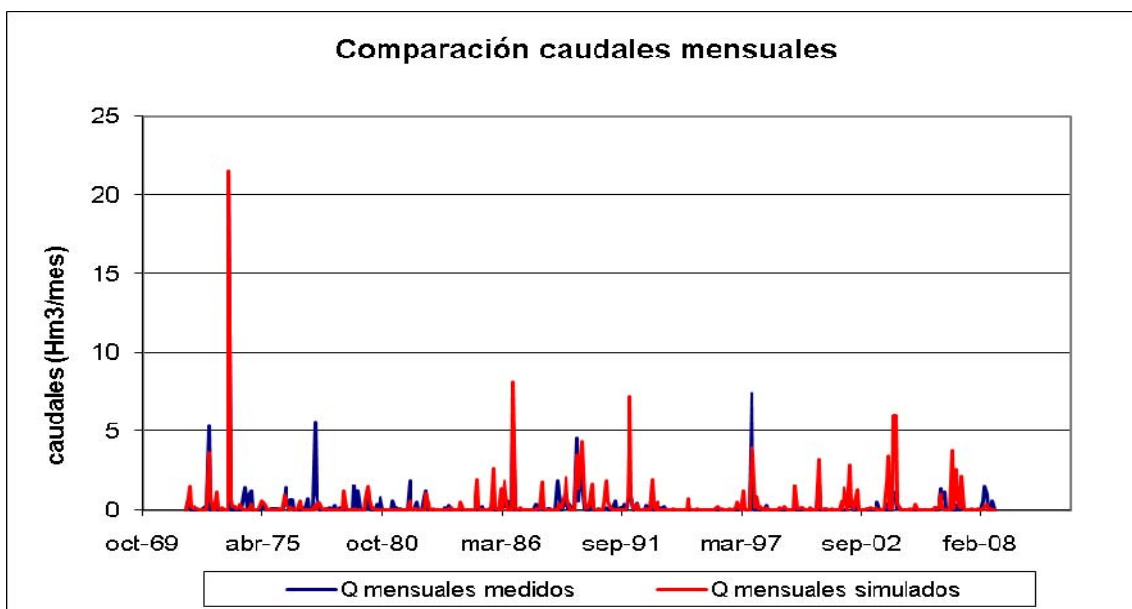


Ilustración 50: Comparación entre los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS en el período de validación.

5 APLICACIÓN DEL MODELO TETIS-VEG

Una vez conseguido reproducir de manera satisfactoria el funcionamiento de la cuenca con el modelo TETIS, considerando la vegetación como parámetro estático, se pasa a la modelación con el modelo TETIS-VEG, considerando la vegetación como variable de estado (Quevedo 2010).

5.1 Estimación inicial de los parámetros del modelo

5.1.1 Parámetros del suelo

El parámetro del suelo más importante para el modelo es el almacenamiento estático máximo H_u (mm). Indica la cantidad máxima de agua que puede ser almacenada en el suelo y que está disponible para las plantas. Este parámetro se estimó gracias a análisis de muestras de los suelos (Párrafo 3.7.2).

5.1.2 Parámetros de la vegetación

Los parámetros de la vegetación involucran los procesos de intercepción, extracción de agua del suelo, desarrollo y pérdida de biomasa foliar y estrés hídrico.

5.1.2.1 *Intercepción*

Como se señaló en la descripción del tanque de intercepción, el parámetro que condiciona el nivel máximo de almacenamiento es I_{mx} [mm]. Este parámetro es función de la especie representativa del estudio, y debe reflejar la capacidad de almacenamiento en la cubierta vegetal.

En muchos casos este parámetro corresponde a valores tabulados de estudios anteriores, en otros casos se calcula mediante modelos matemáticos como el propuestos por Rutter en 1970 (Citado por Calder, 1990) o sus modificaciones posteriores.

Como primera aproximación en estimar dicho parámetro, se utilizará la propuesta de Federer (2010) en su modelo hidrológico BROOK90, donde se emplea una versión simplificada del modelo de Rutter, con resultados robustos. Se define entonces, la

intercepción máxima como:

$$I_{mx} = C_{intLAI} + C_{intSAI} SAI$$

donde I_{mx} [mm] es la capacidad de la vegetación para almacenar lluvia interceptada, C_{intLAI} y C_{intSAI} son las capacidades de intercepción de lluvia por unidad de LAI y SAI [mm, LAI o SAI], respectivamente, LAI es el índice de área foliar y SAI el índice de área de tallos. Los valores de C_{intLAI} , C_{intSAI} , LAI y SAI propuestos por Federer (2010) para una vegetación desarrollada, son de 0.15 mm, 0.15 mm, 6 y 0.7, respectivamente. Se estima, entonces, en 1 mm el valor de I_{mx} .

5.1.2.2 Punto óptimo de agua en el suelo

Como se mencionó en el apartado 2.2.4, el punto óptimo de humedad en el suelo θ^* hace referencia a un valor por encima del cual la tasa de transpiración de la vegetación sucede a la tasa potencial, mientras que por debajo de este se considera que comienza a presentarse el estrés hídrico y la transpiración se ve reducida.

Para la estimación de este valor se utiliza la curva característica de humedad propuesta por Clapp y Hornberger (1978):

$$\Psi^* = \Psi_{ae} \left(\frac{\phi}{\theta^*} \right)^b$$

donde Ψ_{ae} [MPa] es el potencial hídrico en el punto de aireación, b [-] el índice de distribución de la porosidad, ϕ [-] la porosidad y θ [-] la humedad relativa en el suelo. El valor de Ψ^* utilizado en la ecuación que se acaba de presentar corresponde a la vegetación xerofítica y es de 0.03 MPa según Laio et al. (2001). Clapp y Hornberger (1978) determinaron experimentalmente los valores de Ψ_{ae} , b y ϕ . En la Tabla 13, los valores requeridos para el cálculo del contenido óptimo de agua en el suelo.

Textura	Ψ_{ae} [MPa]	ϕ [-]	b [-]
Ar	3.42E-04	0.395	4.05
F-Ar	1.74E-0.4	0.410	4.38
Ar-Ac-F	8.43E-04	0.420	7.12
Ar-Ac	6.02E-04	0.426	10.4
Ar-F	7.01E-04	0.435	4.9
F	1.43E-03	0.451	5.39
Ac-F	3.53E-03	0.476	8.52
L-Ac-F	1.43E-03	0.477	7.75

Ac	1.82E-03	0.482	11.40
L-F	5.5E-03	0.485	5.30
L-Ac	1.70E-03	0.492	10.40

Tabla 13: Parámetros para el cálculo del contenido óptimo de agua en el suelo. (F=franco, Ac=arcilla, Ar=arena, L=limo).

Se obtuvo así un mapa inicial de contenido óptimo (Ilustración 51). Este parámetro se calibró variando el valor del factor corrector FC10.

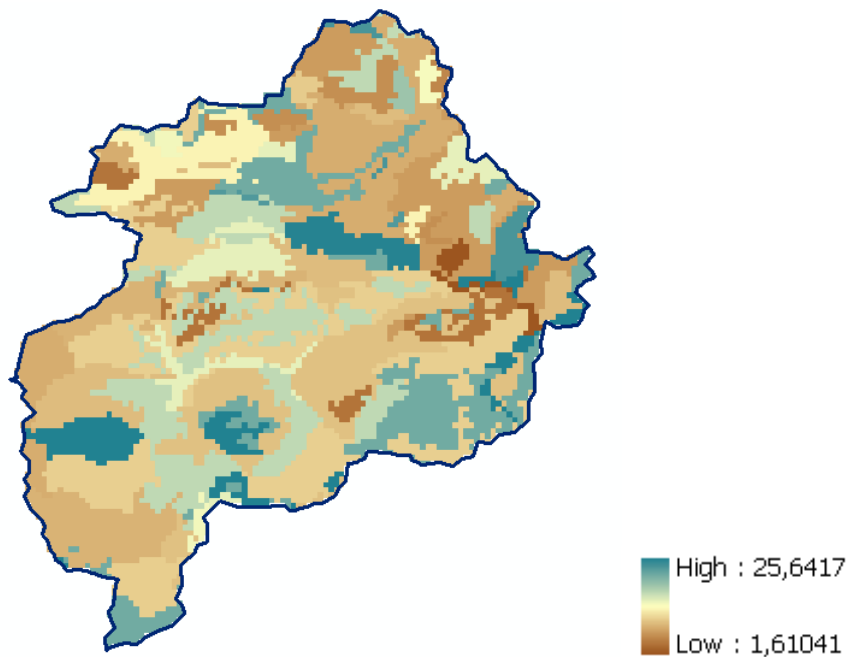


Ilustración 51: Mapa de contenido óptimo de agua en el suelo (mm).

5.1.2.3 Parámetros de biomasa y estrés hídrico

Los parámetros de biomasa están relacionados con la ecuación diferencial presentada en el apartado 2.2.2, es decir, $An, mx, Bpot, Tmx, kest$ y kws . Como es de esperarse, todos estos parámetros son específicos de cada especie, por lo que Quevedo (2010) los ha tomado de la literatura relacionada al *Quercus coccifera* L.. En este estudio, no encontrando literatura específica que se refiera a las especies consideradas, se calibraron los valores de los parámetros a partir de los parámetros utilizados por Quevedo (2010).

Respecto al estrés hídrico (apartado 2.2.2), todos los parámetros a excepción de q han sido mencionados. Tal como se comentó en el apartado 2.2.2, q es una medida de la

no linealidad del déficit hídrico y a su vez lleva implícito la resistencia de la vegetación ante este déficit. Basándose en la publicación de Porporato et al. (2001) se decidió asignar a q el valor 3.

5.2 Análisis de sensibilidad de los parámetros de vegetación

Antes de empezar a calibrar el modelo para la simulación de la vegetación, se quiso hacer un rápido análisis sobre la sensibilidad del modelo respecto a la variación de los parámetros de vegetación k_{est} , t_{mx} , α , c , q y respecto al contenido óptimo de humedad en el suelo H^* .

A partir de los parámetros propuestos por Quevedo (2010), se simuló el comportamiento de la vegetación en el período entre el 9 de septiembre de 2002 y el 15 de noviembre de 2009, utilizando 2 años de calentamiento previo, como se explicará al principio del parágrafo 5.7. Se variaron los valores de los parámetros, uno por uno, multiplicando y dividiendo los valores originales por 2 y por 10. Por lo que se refiere al contenido óptimo de humedad en el suelo, se operó de la misma manera sobre el factor corrector del mapa correspondiente. En las siguientes ilustraciones (Ilustración 52, Ilustración 53, Ilustración 54, Ilustración 55) se pueden observar los resultados de esta serie de simulaciones con los parámetros respectivamente multiplicados por 2, divididos por 2, multiplicados por 10 y divididos por 10.

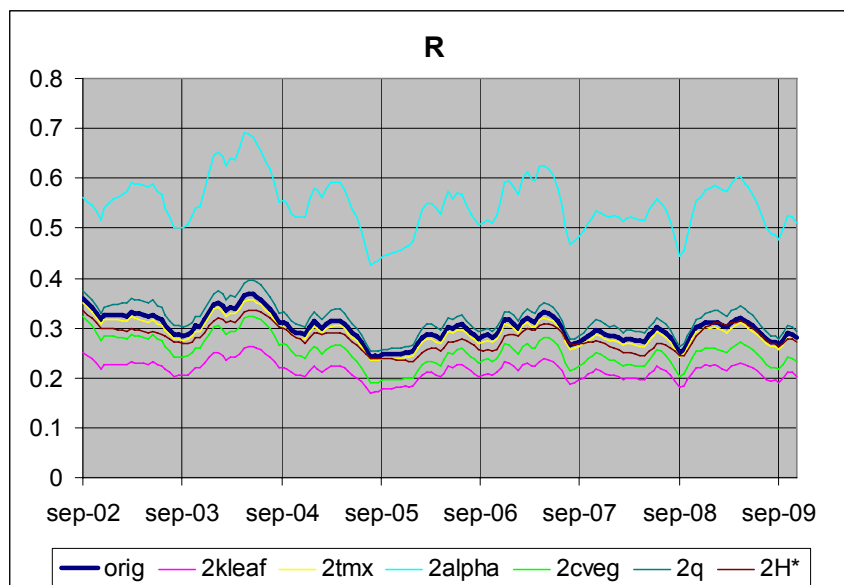


Ilustración 52: Valores medios espaciales de R obtenidos multiplicando por 2, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).

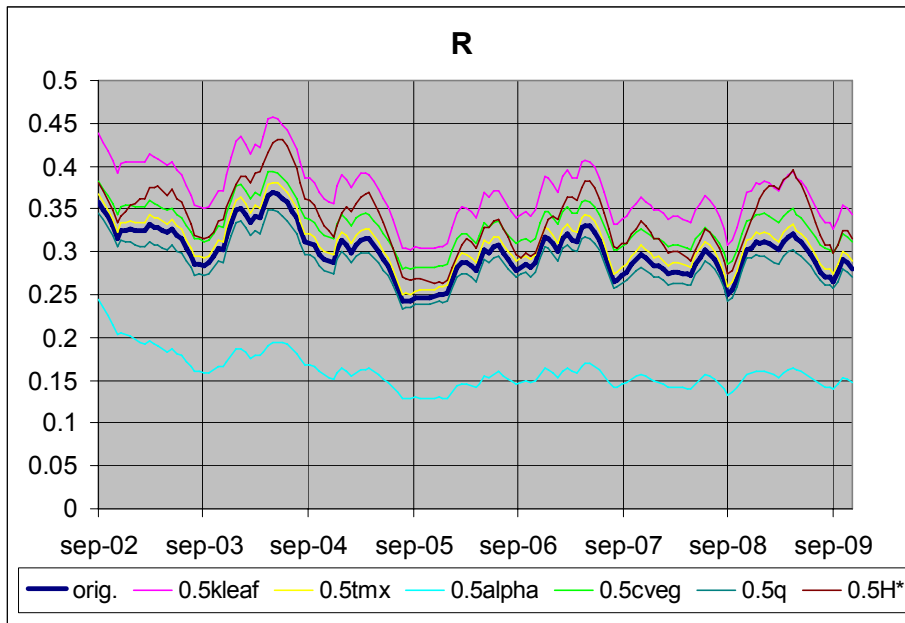


Ilustración 53: Valores medios espaciales de R obtenidos dividiendo por 2, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).

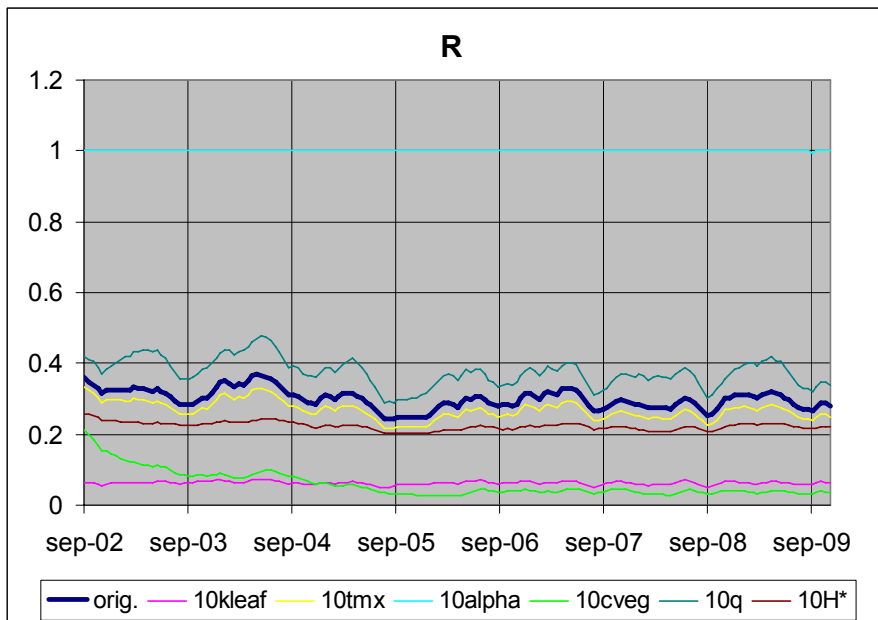


Ilustración 54: Valores medios espaciales de R obtenidos multiplicando por 10, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).

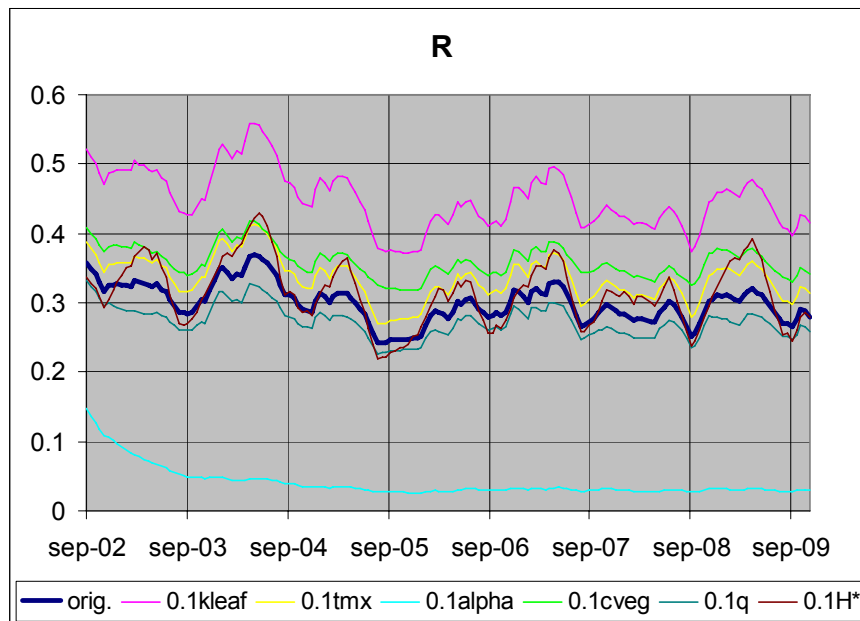


Ilustración 55: Valores medios espaciales de R obtenidos dividiendo por 10, uno por uno, los parámetros de Quevedo (2010).

Se nota que k_{est} (en los gráficos, k_{leaf}) y α son los parámetros que más influyen en el valor medio espacial de R. Las variaciones de c y t_{mx} influyen menos en los resultados del modelo, a parte en el caso en el que el valor de c se multiplica por 10: en este caso R no se aleja sustancialmente de cero (Ilustración 54).

Aumentando k_{est} disminuye R; disminuyendo k_{est} aumenta R. De hecho, el k_{est} es un factor de caída de hojas que claramente se opone al crecimiento de la vegetación.

Al contrario, aumentando α aumenta R y disminuyendo α disminuye R: α es un factor de crecimiento de la biomasa y la variación de su valor se repercute directamente en el valor de R. La disminución de este parámetro comporta, además de una disminución en el valor de R, una disminución en la diferencia entre los picos y los valles de la función de R (Ilustración 53 e Ilustración 55): no habiendo mucho crecimiento, la caída de las hojas (que depende también de R) es baja y el valor de R tiende a ser constante en el tiempo. Aumentando excesivamente el valor de α , el R se estabiliza en 1 (Ilustración 54) porque este es el valor máximo permitido por la definición misma de R.

En la Tabla 14 se listan los valores medios en el tiempo de los valores medios espaciales a cada paso temporal. En la Tabla 15 se compara el valor medio de R obtenido con los parámetros originales con los valores medios obtenidos variando los

parámetros.

Los valores de R que más se alejan del valor obtenido con los parámetros originales se dan para $\alpha = \alpha_{orig} * 10$, para $c = c_{orig} * 10$ y para $k = k_{orig} * 10$ (valores evidenciados en rojo en la Tabla 14 y en la Tabla 15), en línea con lo que se ha comentado anteriormente.

	p. originales	x2	x0.5	x10	x0.1
k_{est}	0.30	0.22	0.37	0.06	0.45
t_{mx}	0.30	0.29	0.31	0.27	0.33
α	0.30	0.55	0.16	1.00	0.04
c	0.30	0.25	0.33	0.06	0.36
q	0.30	0.32	0.29	0.38	0.27
H^*	0.30	0.28	0.34	0.22	0.31

Tabla 14: Valores de las medias temporales de las medias espaciales de R, obtenidos cambiando los valores de los parámetros, uno por uno.

	X2	x0.5	x10	x0.1
k_{est}	-0.08	0.07	-0.24	0.15
t_{mx}	-0.01	0.01	-0.03	0.03
α	0.25	-0.14	0.70	-0.26
c	-0.05	0.03	-0.24	0.06
q	0.02	-0.01	-0.08	-0.03
H^*	-0.02	0.04	-0.08	0.01

Tabla 15: Diferencia entre la media espacial y temporal obtenida con los parámetros de Quevedo (2010) y las medias espaciales y temporales obtenidas variando, uno por uno, los valores de los parámetros.

5.3 Subdivisión de la superficie por clase de insolación

El modelo hidrológico y de vegetación propuesto es un modelo conceptual. Por esta razón, aunque sea un modelo distribuido, no puede reproducir con precisión los fenómenos a escala de celda.

Considerando que la insolación resulta ser un factor fundamental en la dinámica de la vegetación, se ha decidido dividir la superficie cubierta por masa forestal en 4 zonas, según la insolación. Mes por mes se analizó el espectro de insolación de la zona, se eliminó el segundo percentil, y se subdividió el intervalo restante en 4 intervalos iguales. En términos generales, se puede considerar que la primera clase corresponda a las zonas de umbría y la cuarta clase a las zonas de solana.

Se analizó el NDVI medio de las cuatro clases y su evolución en el tiempo (Ilustración 56). Se nota que, en general, cada año hay un pico negativo que se presenta en agosto, y tres picos positivos que se presentan aproximadamente en diciembre, febrero y mayo. Se nota, además, una diferenciación en el valor de NDVI entre las clases 1 (umbría), 2 y 3-4 (solana). El NDVI medio registrado en las zonas de clase 3 y 4 no se diferencia significativamente.

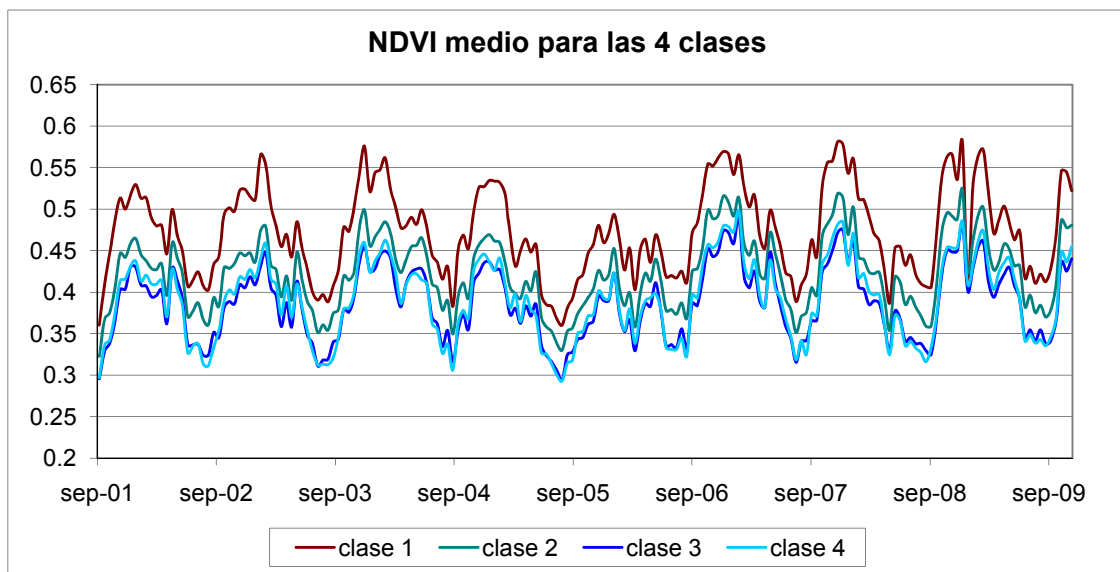


Ilustración 56: Evolución en el tiempo de la media del NDVI de cada clase en las que se ha subdividido la zona de masa forestal.

5.4 Calibración del submodelo de vegetación

Cómo parámetros de referencia, para empezar la calibración, se utilizaron los parámetros de Quevedo (2010), propuestos para la especie *Quercus Coccifera* L. (Tabla 2).

Se calibraron manualmente los parámetros de la vegetación, intentando maximizar la correlación en el tiempo entre los valores medios de NDVI y de R para cada clase en el período entre septiembre de 2007 y diciembre de 2009. Finalmente, los parámetros que se obtuvieron fueron los que se leen en la Tabla 16. El coeficiente de caída natural de hojas se pone igual a cero porque las especies consideradas son de hoja perenne.

Parámetro	Unidades	Descripción	Valor
$A_{n,mx}/B_{pot}$	d^{-1}	Ratio entre la asimilación máxima de carbono y la biomasa potencial de hojas	0.0026
T_{mx}	$mm\ d^{-1}$	Tasa máxima de transpiración	4.7
c	-	Coefficiente de forma	0.054
k_{est}	d^{-1}	Coefficiente de caída de hojas en invierno	0
k_{ws}	d^{-1}	Coefficiente de caída de hojas por estrés hídrico	0.004
q	-	Coefficiente de efectos no lineales	3

Tabla 16: Valores de los parámetros calibrados para la masa forestal.

5.5 Re-calibración del modelo hidrológico

Considerando que el modelo TETIS y el modelo TETIS-VEG tienen un esquema de funcionamiento diferente por lo que se refiere a los intercambios hídricos entre atmósfera, vegetación y parte de suelo que funge de almacenamiento estático, es necesaria una re-calibración de los factores correctores que influyen sobre estos intercambios. Los nuevos parámetros correctores calibrados se reúnen en la Tabla 17.

Factor corrector (R_i)	Parámetro($\theta^*_{i,j}$)	Valor
FC1	Capacidad de almacenamiento hídrico	2.113
FC2	Evapotranspiración	1.029
FC3	Capacidad de infiltración	0.962
FC4	Velocidad del flujo superficial	0.004
FC5	Capacidad de percolación	1.608
FC6	Velocidad del interflujo	1.67
FC7	Capacidad de percolación profunda	1000
FC8	Velocidad del flujo base	0
FC9	Velocidad del flujo en canal	0.4

Tabla 17: Factores correctores calibrados para el modelo TETIS-VEG

En la Ilustración 57 se comparan los caudales calculados a partir de los niveles registrados en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS-VEG utilizando los parámetros de la Tabla 17.

El índice de Nash-Sutcliffe, resultante de la comparación de las dos series de caudales, es de 0.25.

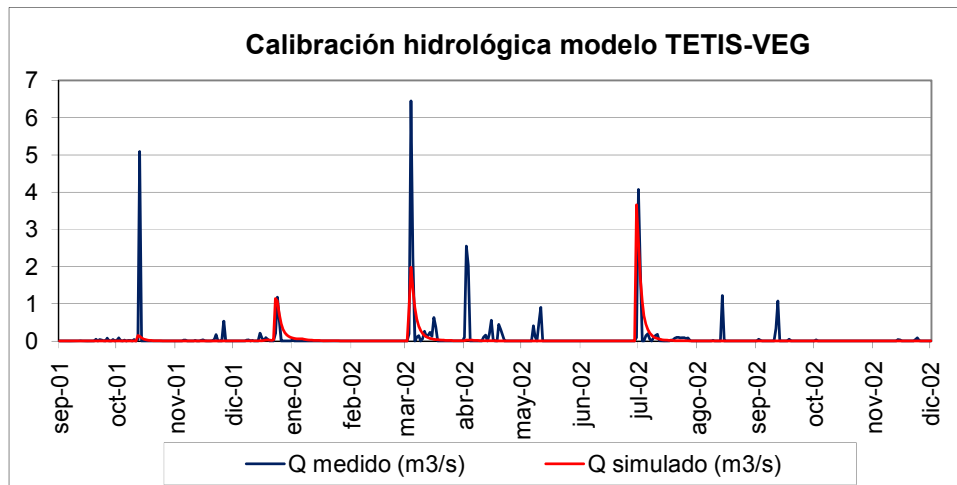


Ilustración 57: Resultado de la calibración hidrológica del modelo TETIS-VEG.

La subdivisión de la entrada por lluvia en los diferentes flujos es la siguiente:

- Evaporación del agua interceptada por las hojas: 10.9%;
- Transpiración y evaporación de suelo desnudo: 75.9%;
- Escorrentía directa: 0.7%;
- Flujo subsuperficial: 0.2%;
- Flujo base: 0%.
- Pérdidas subterráneas: 10%

Respecto a la distribución de la lluvia en la simulación con el modelo TETIS con vegetación estática, se nota un incremento del porcentaje que se pierde por evapotranspiración y una disminución de las pérdidas subterráneas.

En la Ilustración 58 se comparan los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS-VEG. El índice de Nash-Sutcliffe, resultante de la comparación de las dos series de caudales, tiene valor 0.38.

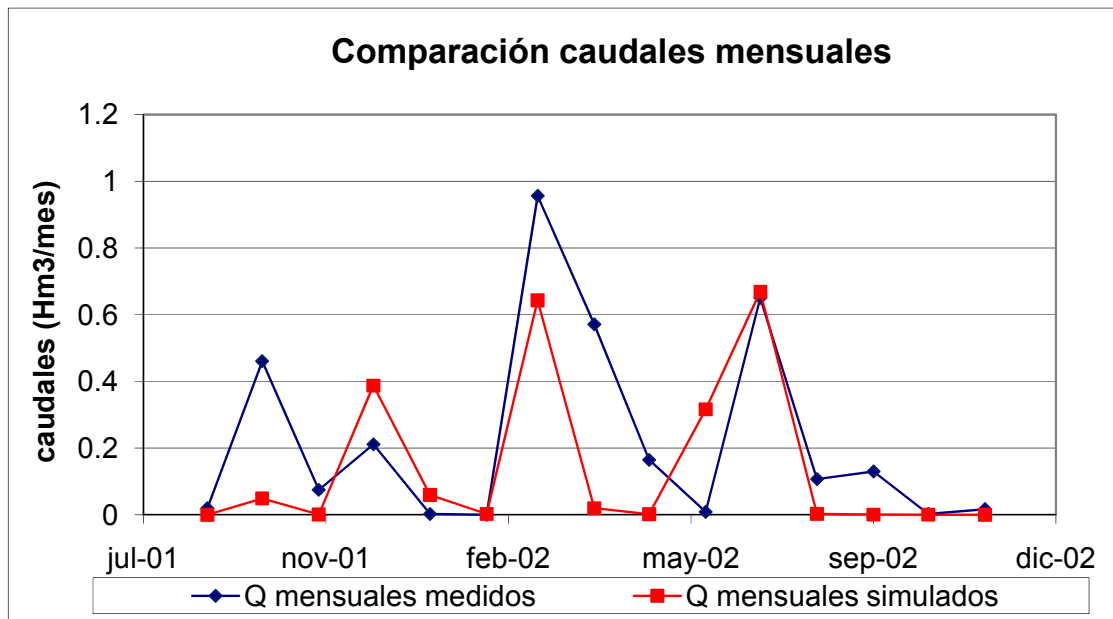


Ilustración 58: Comparación entre los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS-VEG.

5.6 Validación hidrológica del modelo TETIS-VEG

La validación hidrológica del modelo TETIS-VEG ha sido ejecutada en el período que va del 1 de octubre de 1971 al 30 de septiembre de 2008 como para el modelo TETIS (ver parágrafo 4.2).

En la Ilustración 59 se grafican los caudales calculados a partir de los niveles medidos en el embalse de Valdeinfierno y los caudales simulados utilizando los factores correctores de la Tabla 17. El índice de Nash resultante del confronto entre las dos series de caudales es de 0.4; el RMSE es 1.83.

En la Ilustración 60 se comparan los caudales mensuales calculados y simulados. El índice de Nash-Sutcliffe resulta de 0.64. También en este caso, como para la simulación con vegetación estática, el error en la simulación del caudal de avenida del mes de octubre del 73 es muy pequeño.

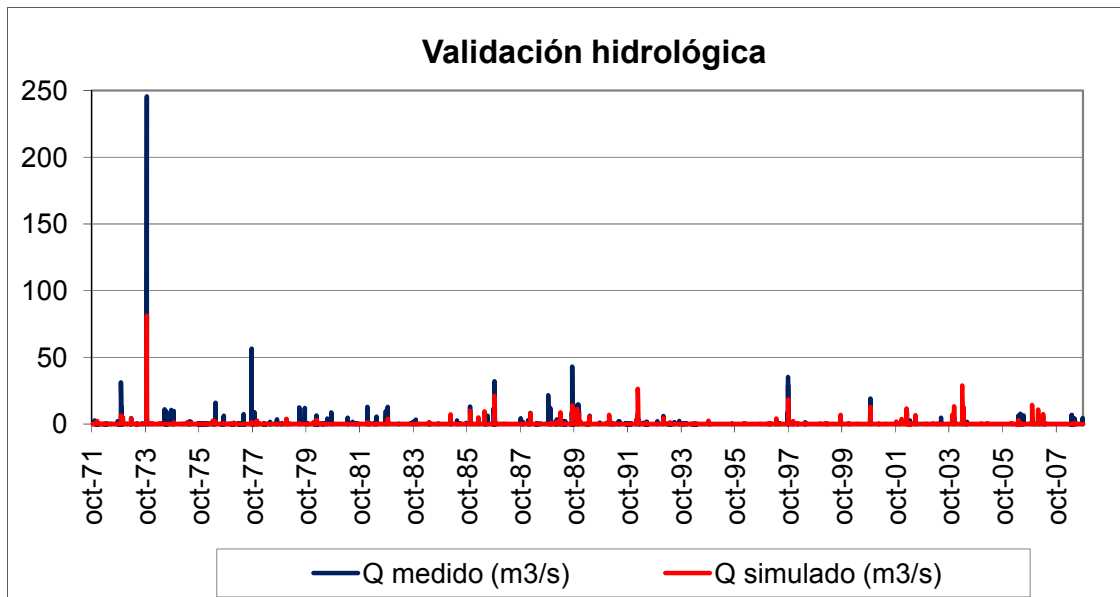


Ilustración 59: Comparación entre los caudales calculados a partir de los niveles en el embalse y los caudales simulados con el modelo TETIS-VEG en el período de validación.

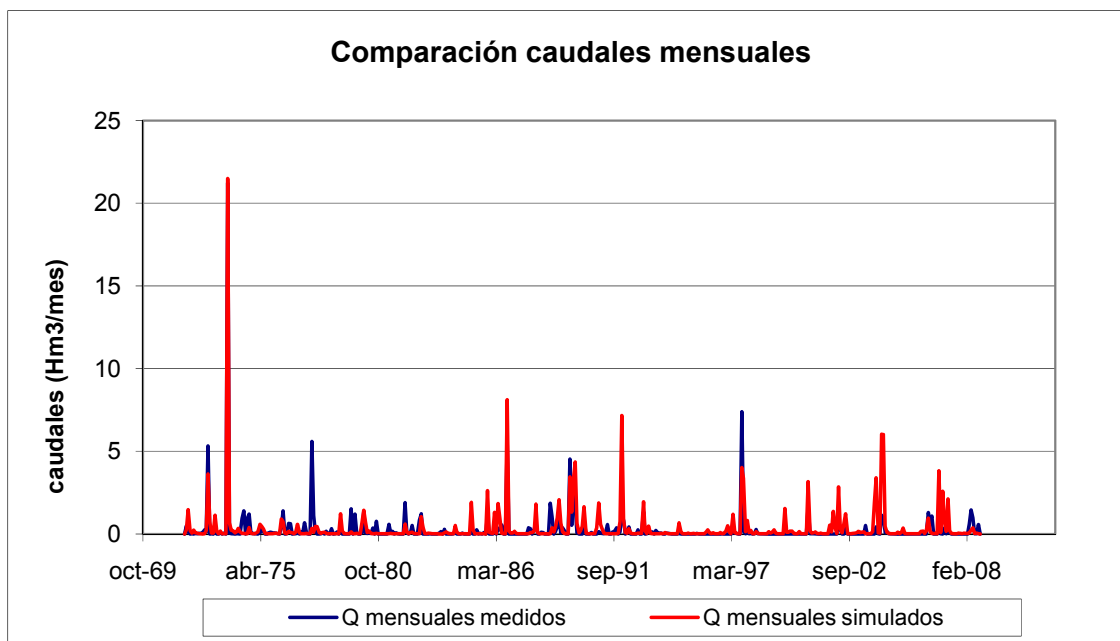


Ilustración 60: Comparación entre los caudales mensuales calculados y simulados con el modelo TETIS-VEG en el período de validación.

5.7 Resultados del modelo de vegetación

Con el fin de analizar el comportamiento del modelo de vegetación, se ha considerado el período entre septiembre de 2001 y diciembre de 2009. Para tener un mapa inicial de R razonablemente variable en el espacio, se ha decidido utilizar como mapa inicial el mapa de NDVI correspondiente al día de inicio de la simulación. Para que eso no influya los resultados de correlación entre los valores calculados de R y los valores medidos de NDVI, el primer año se ha utilizado como “calentamiento” del modelo.

Los resultados que se van a presentar a continuación se refieren entonces al período entre septiembre de 2002 y diciembre de 2009, puesto que el período inicial que va de septiembre de 2001 a agosto de 2002 se considera período de calentamiento.

Como explicado en el apartado 5.4, la calibración del modelo de vegetación se ha efectuado maximizando la correlación en el tiempo entre los valores medios de NDVI y de R para cada clase de insolación en las que se han dividido las celdas, en el período entre septiembre de 2007 y diciembre de 2009. Para la validación se utilizó el restante período, entre septiembre de 2002 y agosto de 2007 (Ilustración 61).

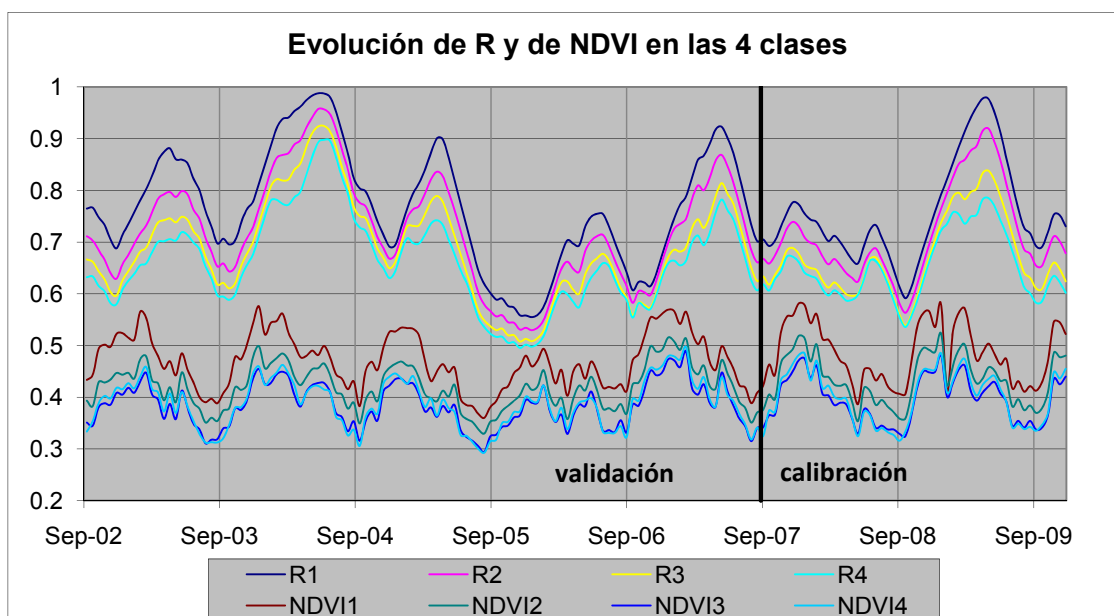


Ilustración 61: Evolución media de R y de NDVI en cada una de las 4 clases en las que se ha dividido la superficie de masa forestal.

Los valores del índice de correlación de Pearson para cada clase (desde la menos insolada a la más insolada) en el período de calibración son respectivamente 0.31;

0.41; 0.46; 0.48 ($p < 0.025$). En el período de validación la correlación resulta respectivamente 0.20; 0.29; 0.30; 0.26. En todos los casos la correlación es estadísticamente significativa ($p < 0.025$).

Analizando las cuatro parejas de curvas R-NDVI se nota un retraso en la evolución de R con respecto a la evolución del NDVI. R y NDVI no son la misma variable: R mide una transpiración real con respecto a una transpiración potencial; el NDVI mide cuanto “verde” es la superficie. Puede que la transpiración presente un retraso en su evolución con respecto al NDVI; esto justificaría el retraso que se encuentra comparando R con NDVI. En el apartado 5.8 se analizará con más detalle este desfase.

La anomalía mayor en la simulación de R se verifica en el año 2005 en el que la simulación de recuperación de la vegetación después del verano tarda más de los que indica el NDVI. Analizando la precipitación (Ilustración 62), se nota que los años 2004 y 2005 fueron dos años particularmente secos respecto a los demás años del período considerado. La presencia de fuerte estrés hídrico hace que el modelo, así como estructurado, no consiga reproducir el aumento de vegetación que se produce en otoño, según los datos de NDVI.

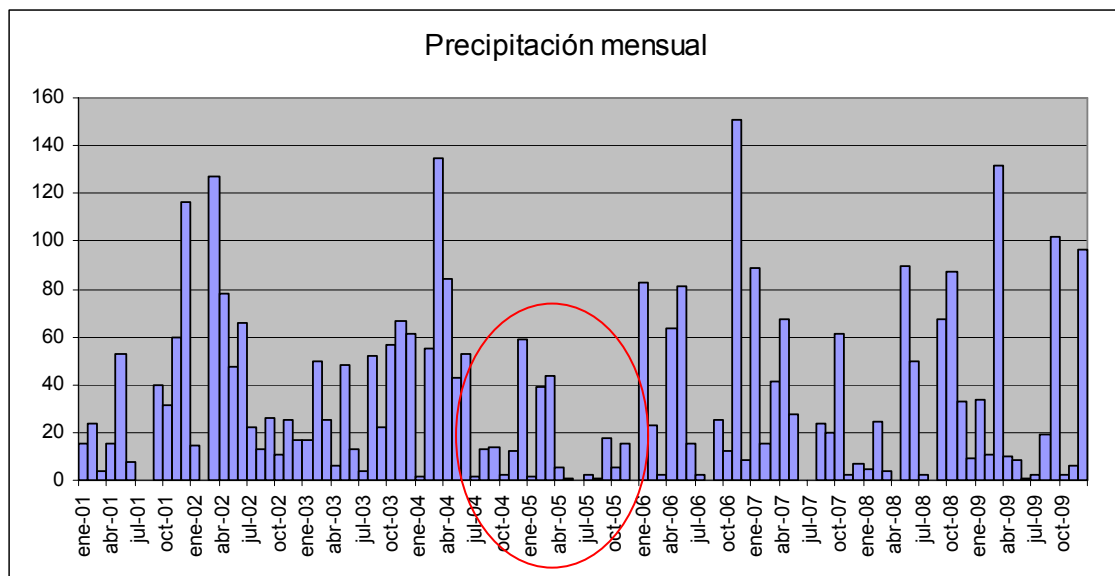


Ilustración 62: Valor mensual (en mm) de la precipitación medida en la estación de Valdeinfierno.

Siguiendo con el análisis del gráfico de la evolución media de R y de NDVI para las 4

clases de insolación (Ilustración 61), se nota que la separación entre las 4 curvas es similar para R y para el NDVI. Esto significa que la reproducción por parte del modelo de las diferencias en la vegetación entre zonas más o menos insoladas es muy buena. Considerando las cuatro clases como si fueran cuatro celdas con diferente insolación, se puede analizar la correlación espacial entre las dos variables R y NDVI (Ilustración 63). La correlación resulta muy alta, con valor medio 0.95.

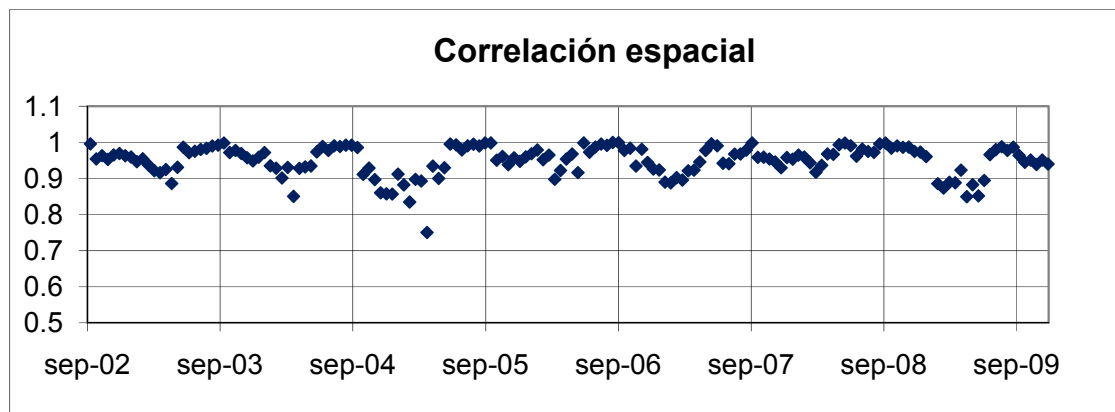


Ilustración 63: Correlación espacial entre R y NDVI medios en cada clase de insolación.

5.8 Análisis del desfase entre R y NDVI

Se analizó el desfase entre el NDVI y el R: se maximizó la correlación temporal entre las cuatro series de R con las respectivas series de NDVI trasladando los dos grupos de series el uno respecto al otro.

Resultó (Tabla 18, Ilustración 64) que para las clases 2, 3 y 4 la correlación alcanza aproximadamente el máximo introduciendo un retraso de 45 días. Para la clase 1, el retraso a introducir sería mayor.

Desfase	Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4
no desfase	0.22	0.31	0.33	0.30
15 días	0.35	0.42	0.43	0.41
30 días	0.46	0.51	0.51	0.49
45 días	0.54	0.57	0.57	0.54
60 días	0.60	0.59	0.58	0.55
75 días	0.62	0.59	0.56	0.53
90 días	0.62	0.57	0.52	0.50

Tabla 18: Valor de la correlación entre R y NDVI para cada clase de insolación y con la introducción de diferentes desfases.

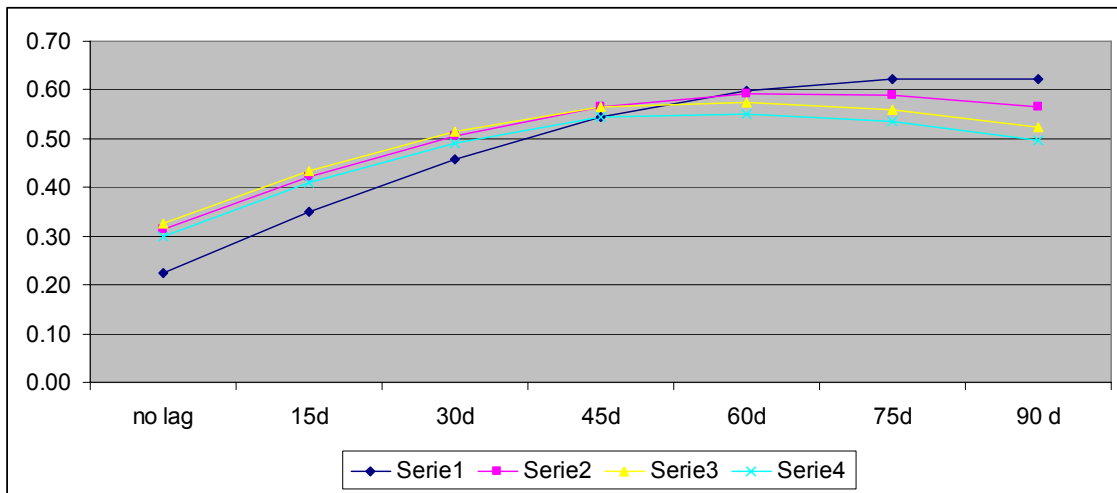


Ilustración 64: Evolución de la correlación entre R y NDVI, divididos por clases de insolación, introduciendo un retraso en la simulación de R.

Introduciendo un desfase de 45 días en las gráficas de R en la Ilustración 61, el resultado, que maximiza la correlación sería el que se puede observar en la Ilustración 65.

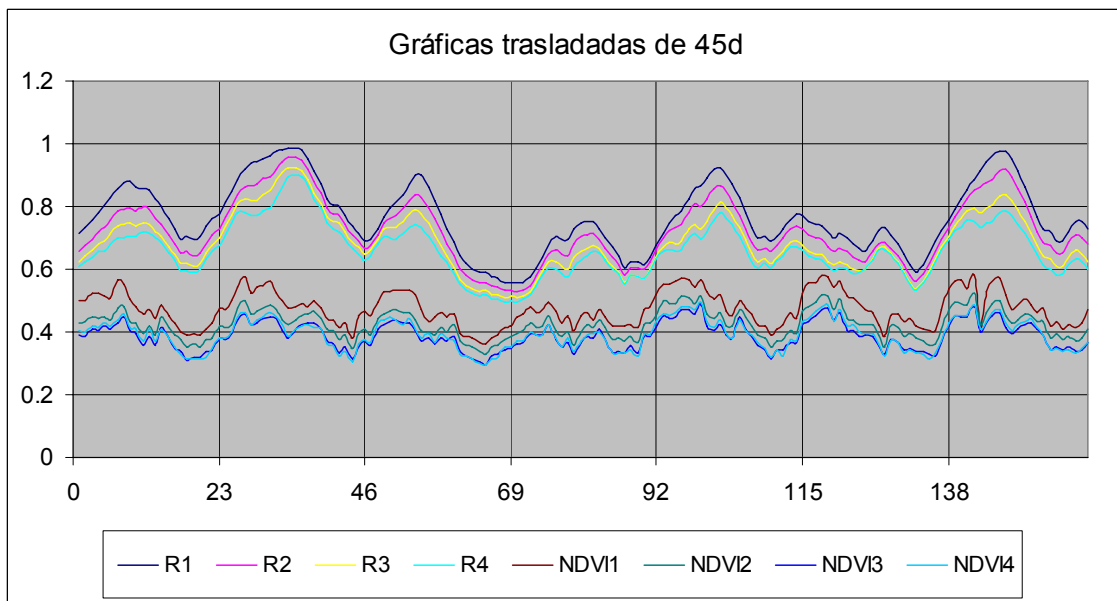


Ilustración 65: Evolución media de R y de NDVI en cada una de las 4 clases en las que se ha dividido la superficie de masa forestal, introduciendo un retraso de 45 días para la serie de R.

Resultan necesarios ulteriores análisis para verificar si existe una razón física que explique este aspecto del comportamiento del modelo.

5.9 Análisis de un modelo de vegetación de tipo logístico

Además de la ecuación diferencial presentada en el apartado 2.2.2, se ha decidido estudiar el comportamiento de una ecuación de tipo logístico, teniendo en cuenta la multitud de modelos logísticos de crecimiento desarrollados para las comunidades tanto animales como vegetales.

La ecuación que se va a analizar es la siguiente:

$$\frac{dR}{dt} = \alpha \left(\frac{T}{T_{mx}} \right)^c (1 - R)^a - k_{nat} R - k_{ws} \zeta R$$

Se añade de esta forma el parámetro a , exponente del término $(1-R)$, a los 5 parámetros de la ecuación de tipo no logístico.

Parámetro	Unidades	Descripción	Valor
$A_{n,mx}/B_{pot}$	d^{-1}	Ratio entre la asimilación máxima de carbono y la biomasa potencial de hojas	0.0045
T_{mx}	$mm\ d^{-1}$	Tasa máxima de transpiración	5
c	-	Coefficiente de forma	0.001
a	-	Exponente del factor $(1-R)$	0.4
k_{est}	d^{-1}	Coefficiente de caída de hojas en invierno	0
k_{ws}	d^{-1}	Coefficiente de caída de hojas por estrés hídrico	0.0033
q	-	Coefficiente de efectos no lineales	3

Tabla 19: Valores de los parámetros del modelo logístico de vegetación calibrados para la masa forestal.

Análogamente a lo que se ha hecho para la ecuación original del modelo, se han calibrado los parámetros maximizando la correlación, en el tiempo, entre las medias de R y de NDVI de cada clase de insolación. En la Tabla 19 se indican los valores de los parámetros que maximizan el ajuste entre las 4 parejas de series de datos. En la Ilustración 66 se grafica la evolución de las medias de R y de NDVI para cada clase.

Los valores del índice de correlación de Pearson para cada clase en el período de calibración son respectivamente de: 0.51; 0.56; 0.59; 0.56 ($p < 0.025$). En el período de validación la correlación resulta respectivamente: 0.40; 0.49; 0.52; 0.48 ($p < 0.025$).

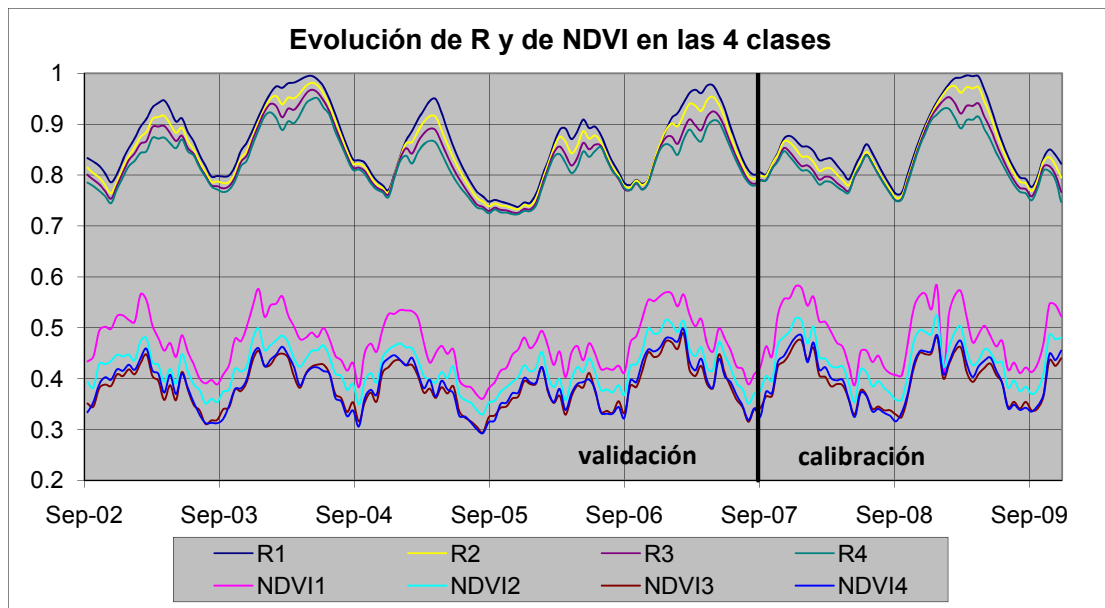


Ilustración 66: Evolución media del R calculado por la ecuación logística y de NDVI en cada una de las 4 clases en las que se ha dividido la superficie de masa forestal.

Los valores de las correlaciones temporales son mayores respecto al caso de utilizar la ecuación original, de tipo no logístico. Esto se debe en parte al hecho de que el retraso que se ha notado en el caso anterior se verifica de manera menos acentuada con la simulación de tipo logístico (Ilustración 67, Tabla 20).

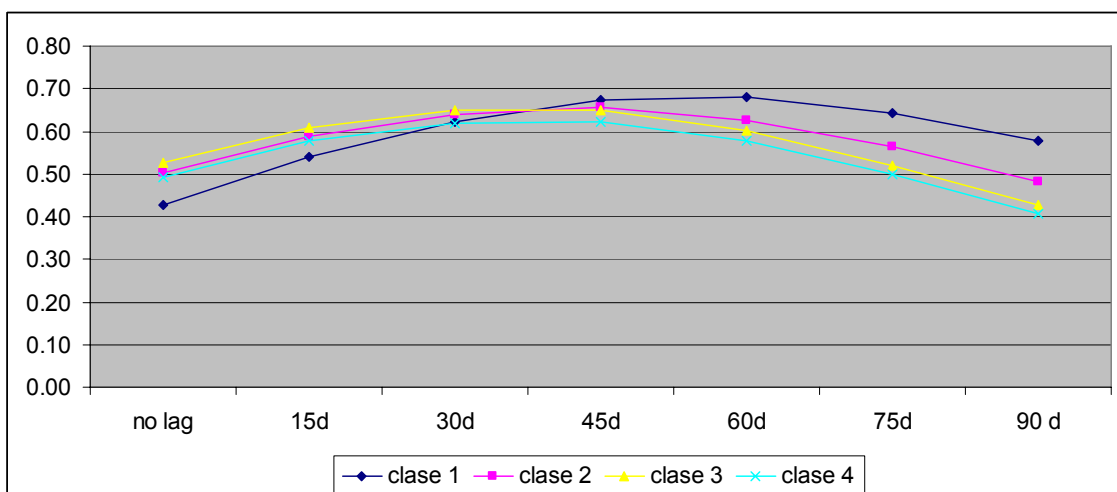


Ilustración 67: Evolución de la correlación entre R (ecuación logística) y NDVI, divididos por clases de insolación, introduciendo un retraso en la simulación de R.

Desfase	Clase 1	Clase 2	Clase 3	Clase 4
no desfase	0.43	0.50	0.53	0.49
15 días	0.54	0.59	0.61	0.58
30 días	0.62	0.64	0.65	0.62
45 días	0.67	0.66	0.65	0.62
60 días	0.68	0.63	0.60	0.58
75 días	0.64	0.56	0.52	0.50
90 días	0.58	0.48	0.43	0.41

Tabla 20: Valor de la correlación entre R y NDVI para cada clase de insolación y con la introducción de diferentes desfases en el caso de ecuación de tipo logístico.

La separación entre las cuatro curvas de R y de NDVI no es tan similar como en el caso de la ecuación de tipo no logístico. En particular, en los tramos ascendentes del gráfico de R (Ilustración 66) las cuatro curvas tienden a confundirse entre sí, determinando una disminución de la correlación espacial. La correlación espacial que resulta considerando las cuatro clases como si fueran cuatro celdas (Ilustración 68) tiene valor medio 0.93. En particular, el valor de la correlación disminuye en los tramos ascendentes del gráfico de la Ilustración 66 donde las 4 curvas colapsan la una sobre la otra.

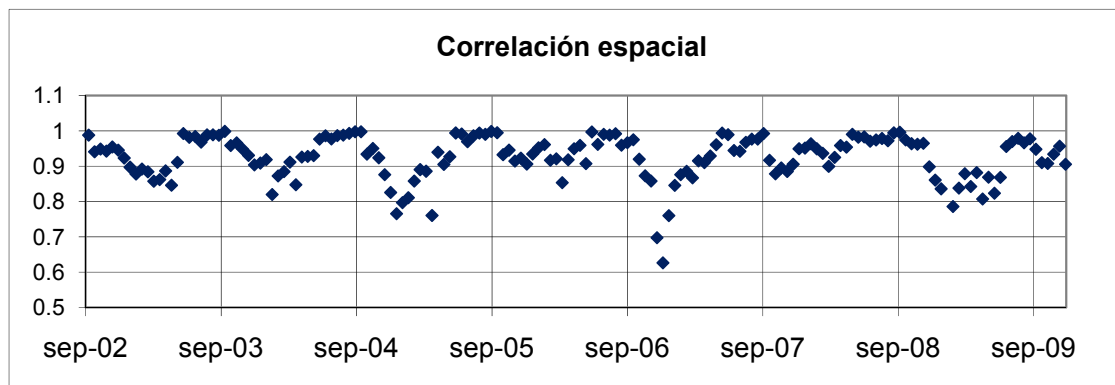


Ilustración 68: Correlación espacial entre R y NDVI medios en cada clase de insolación para la ecuación de tipo logístico sin considerar el desfase.

6 CONCLUSIONES

6.1 Conclusiones del trabajo

El objetivo principal de este trabajo ha sido implementar a nivel distribuido el modelo conceptual dinámico suelo-vegetación para zonas áridas y semiáridas desarrollado a escala de parcela por Quevedo (2010) y Quevedo y Francés (2005) y aplicarlo a la cuenca de Valdeinfierno (SE de España). El modelo resultante se ha denominado TETIS-VEG. Se ha analizado la ecuación original del modelo mencionado y una ecuación de tipo logístico para comparar los resultados.

El modelo simula las variaciones en el tiempo de la variable de estado R, biomasa foliar relativa, definida en el párrafo 2.2.2.

Aunque ni el R ni el NDVI sean una medición directa de la biomasa vegetal, sus valores dependen de la biomasa misma. No teniendo datos reales de biomasa con los que calibrar el modelo y comparar sus resultados, se ha procedido a la evaluación de la correlación entre los valores de la biomasa foliar relativa simulada y los valores de NDVI provenientes de análisis espectrales de datos registrados desde plataformas satelitales. A partir de los valores de los parámetros propuestos por Quevedo (2010), y después de algunas modificaciones a la ecuación original, se ha calibrado manualmente el modelo, intentando maximizar los valores de la correlación en el tiempo entre las series de R y de NDVI para cada una de las clases en las que se ha subdividido la superficie boscosa, según la insolación recibida. Se han obtenido correlaciones positivas y significativas.

Analizando los mapas de NDVI, y las correlaciones entre estas últimas y los mapas de insolación, se nota que hay diferencias en la densidad de vegetación entre zonas de solana y de umbría. Por situarse en un clima semiárido, en la zona de estudio el principal factor limitante para el crecimiento de la vegetación es la humedad del suelo. La insolación afecta a este parámetro forzando una diferenciación en la densidad de la vegetación. El modelo TETIS-VEG consigue reproducir las diferencias en la densidad de la vegetación entre zonas de solana y de umbría teniendo en cuenta el factor de estrés hídrico que limita la transpiración de las plantas y produce un incremento de la tasa de caída de hojas. De hecho, además de la correlación temporal entre NDVI y R

(correlación entre las series temporales de NDVI y R medios para cada clase de insolación), se ha encontrado una buena correlación espacial considerando cada clase de insolación como si fuera una celda y analizando la relación entre los valores de biomasa simulados para cada clase y el correspondiente NDVI.

6.2 Aportes del trabajo

En este trabajo se ha presentado un modelo distribuido acoplado hidrológico-vegetación que consigue reproducir de manera satisfactoria tanto la evolución de la vegetación en el tiempo, como la distribución espacial de la densidad de vegetación.

Mejorar la simulación de los procesos que implican la vegetación en su interacción con el suelo puede llevar a una mejora en la simulación hidrológica. En este caso, tales mejoras no se dan por los problemas presentados en el parágrafo 3.3.4; con datos de input de mayor calidad, se espera poder notar esta mejora.

Una buena simulación de las dinámicas de la vegetación puede ser utilizada para complementar la información de input a los modelos de erosión, porque es bien conocido el efecto de retención que la vegetación ejerce sobre la escorrentía y el transporte de sedimentos. Por esto, una mejor representación de la distribución y densidad de la vegetación puede llevar a una mejora en las simulaciones del transporte de sedimentos. Finalmente, una vez comprobado más a fondo el funcionamiento de TETIS-VEG, será posible investigar las posibles alteraciones del paisaje debidas al cambio climático.

6.3 Líneas de investigación futuras

Aunque los resultados del modelo se puedan considerar parcialmente satisfactorios, un análisis aun más profundizado podría llevar a mejoras en la simulación de las dinámicas de la vegetación. Considerando que la variable de estado simulada R está intrínsecamente relacionada con la transpiración, y notando un desfase entre el R simulado y el NDVI medido, se analizará la relación entre el NDVI y la transpiración real medida por sensores satelitales para averiguar si el desfase encontrado se puede explicar por un desfase entre la transpiración y el NDVI.

Por lo que se refiere a las zonas cubiertas por matorral, se intentará explicar la

correlación positiva-nula de tipo ondulatorio entre el NDVI y la insolación. Una vez entendidos los procesos implicados, se intentará modificar el modelo de vegetación para poder reproducir las dinámicas observadas.

7 REFERENCIAS

- Allen, R. G., L. S. Pereira, D. Raes, M. Smith, y others. 1998. «Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56». *FAO, Rome* 300.
- Anselmi, S., M. Chiesi, M. Giannini, F. Manes, y F. Maselli. 2004. «Estimation of Mediterranean forest transpiration and photosynthesis through the use of an ecosystem simulation model driven by remotely sensed data». *Global Ecology and Biogeography* 13 (4): 371–380.
- Arora, V. 2002. «Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models». *Rev. Geophys* 40 (2): 1006.
- Arora, V. K., y G. J. Boer. 2005. «A parameterization of leaf phenology for the terrestrial ecosystem component of climate models». *Global Change Biology* 11 (1): 39–59.
- Blöschl, G., y M. Sivapalan. 1995. «Scale issues in hydrological modelling: a review». *Hydrological processes* 9 (3-4): 251–290.
- Bosch, J. M., y J. D. Hewlett. 1982. «A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration». *Journal of hydrology* 55 (1-4): 3–23.
- Buermann, W., Y. Wang, J. Dong, L. Zhou, X. Zeng, R. E. Dickinson, C. S. Potter, y R. B. Myneni. 2002. «Analysis of a multiyear global vegetation leaf area index data set». *J. Geophys. Res* 107 (D22): 4646.
- Burman, R. D., y L. O. Pochop. 1994. «Evaporation, evapotranspiration and climatic data».
- Calder, I. R. 1990. *Evaporation in the Uplands*. Wiley Chichester.
- Cao, M., y F. I. N. Woodward. 1998. «Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change». *Global Change Biology* 4 (2): 185–198.
- CGIAR-CSI. SRTM 90m DEM Digital Elevation Database. <http://srtm.csi.cgiar.org/>.
- Ciais, P., P. Cox, P. Friedlingstein, others, S. Sitch, C. Huntingford, N. Gedney, et al. 2008. «Evaluation of the terrestrial carbon cycle, future plant geography and climate-carbon cycle feedbacks using five Dynamic Global Vegetation Models (DGVMs)». *Global Change Biology* 14 (9): 2015–2039.
- Clapp, R. B., y G. M. Hornberger. 1978. «Empirical equations for some soil hydraulic properties». *Water Resources Research* 14 (4): 601–604.
- CNIG. . <http://www.cnig.es/>.
- Collins, D. B. G., y R. L. Bras. 2007. «Plant rooting strategies in water-limited ecosystems». *Water Resources Research* 43 (6): W06407.

- Confederación Hidrográfica del Segura. <http://www.chsegura.es/chs/cuenca/infraestructuras/embalses/embalsedeValdeinfierno/marcoterritorial.html>.
- Cordova, J. R., y R. L. Bras. 1981. «Physically based probabilistic models of infiltration, soil moisture, and actual evapotranspiration». *Water Resources Research* 17 (1): 93–106.
- Churkina, G., y S. W. Running. 1998. «Contrasting climatic controls on the estimated productivity of global terrestrial biomes». *Ecosystems* 1 (2): 206–215.
- Daly, E., A. Porporato, y I. Rodriguez-Iturbe. 2004. «Coupled dynamics of photosynthesis, transpiration, and soil water balance. Part II: Stochastic analysis and ecohydrological significance». *Journal of Hydrometeorology* 5 (3): 559–566.
- Davis, F. W., y S. Goetz. 1990. «Modeling vegetation pattern using digital terrain data». *Landscape Ecology* 4 (1): 69–80.
- Dawes, W. R., L. Zhang, T. J. Hatton, P. H. Reece, G. T. H. Beale, y I. Packer. 1997. «Evaluation of a distributed parameter ecohydrological model (TOPOG_IRM) on a small cropping rotation catchment». *Journal of Hydrology* 191 (1-4): 64–86.
- Diaz, S., y M. Cabido. 1997. «Plant functional types and ecosystem function in relation to global change». *Journal of Vegetation Science* 8 (3): 463–474.
- Dingman, S. L., y S. L. Dingman. 2002. *Physical hydrology*. Vol. 646. Prentice Hall Upper Saddle River, NJ.
- Duan, Q. Y., V. K. Gupta, y S. Sorooshian. 1993. «Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization». *Journal of optimization theory and applications* 76 (3): 501–521.
- Dunn, S. M., y R. Mackay. 1995. «Spatial variation in evapotranspiration and the influence of land use on catchment hydrology». *Journal of Hydrology* 171 (1-2): 49–73.
- Falk, M., C. A. Berkeley, T. Meyers, A. Black, A. G. Barr, S. Yamamoto, S. B. Verma, y D. Baldocchi. 2004. 26th Conference on Agricultural and Forest Meteorology. En . http://ams.confex.com/ams/AFAPURBBIO/techprogram/paper_79720.htm.
- Federer. 2010. BROOK 90. A simulation model for evaporation, soil water, and streamflow. <http://home.roadrunner.com/~stfederer/brook/b90doc.html>.
- Federer, C. A. 1979. «A soil-plant-atmosphere model for transpiration and availability of soil water». *Water Resources Research* 15 (3): 555–562.
- Francés, F., J. I. Velez, y J. J. Vélez. 2007. «Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models». *Journal of Hydrology* 332 (1-2): 226–240.
- Francés, F., J. J. Vélez, J. I. Vélez, y M. Puricelli. 2002. «Distributed modelling of large basins for a real time flood forecasting system in Spain. Presentación Oral. Second Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference. Las Vegas, USA.»

- Fu, P., y P. M. Rich. 1999. Design and implementation of the Solar Analyst: an ArcView extension for modeling solar radiation at landscape scales. En . http://www.creeksidescience.com/files/fu_rich_1999_esri.pdf.
- Gallardo-Cruz, J. A, E. A Pérez-García, y J. A Meave. 2009. «b-Diversity and vegetation structure as influenced by slope aspect and altitude in a seasonally dry tropical landscape». *Landscape Ecology* 24 (4): 473–482.
- García-Mariana, F.J., y M.C. Pelegrín-Garrido. 2002. «Reseña histórica e hidrológica de la presa de Valdeinfierno y el manantial de los Ojos de Luchena». *Comité Nacional Español de Grandes Presas VII Jornada Española de Presas*, Zaragoza.
- García-Pausas, J., y J. Fons-Esteve. 1992. «Estructura i creixement d'algunes pinedes en diferents situacions topogràfiques». *Fot Bot. Mis* 8: 199–213.
- Gavilan, P., I. J. Lorite, S. Tornero, y J. Berengena. 2006. «Regional calibration of Hargreaves equation for estimating reference ET in a semiarid environment». *Agricultural water management* 81 (3): 257–281.
- Gitav, H., y I. R. Noble. 1997. «What are functional types and how should we seek them?» *Plant functional types: their relevance to ecosystem properties and global change*: 3.
- González-Hidalgo, J. C.G, A. Bonet, y M. T Echeverría. 1996. «Efecto de la orientación de la ladera sobre algunas comunidades arbustivas del semiárido central de la depresión del Ebro».
- González-Hidalgo, J.C., A. Bonet-Jornet, y M.T. Echeverría-Arnedo. 1996. «Efecto de la orientación de ladera sobre algunas comunidades arbustivas del semiárido central de la depresión del Ebro». *Mediterranea* (15): 21.
- Guswa, A. J, M. A Celia, y I. Rodríguez-Iturbe. 2004. «Effect of vertical resolution on predictions of transpiration in water-limited ecosystems». *Advances in Water Resources* 27 (5): 467–480.
- Hargreaves, G. H, y Z. A Samani. 1985. «Reference crop evapotranspiration from temperature». *Applied Engineering in Agriculture* 1 (2): 96–99.
- Heisler-White, J. L, A. K Knapp, y E. F Kelly. 2008. «Increasing precipitation event size increases aboveground net primary productivity in a semi-arid grassland». *Oecologia* 158 (1): 129–140.
- Informe Barranco de Torrent. 2004. Implementación del modelo distribuido de simulación hidrológica TETIS v.6 en la cuenca del Barranco de Torrent (Valencia).
- Isham, V., D. R. Cox, I. Rodríguez-Iturbe, A. Porporato, y S. Manfreda. 2005. «Representation of space–time variability of soil moisture». *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Science* 461 (2064): 4035.
- Lacaze, B., y J. Hill. 1996. *Integrated approaches to desertification mapping and monitoring in the mediterranean basin: Final report of the DeMon-1 Project*. Space Applications Inst., Environmental Mapping and Modelling Unit.

- Laio, F., A. Porporato, L. Ridolfi, y I. Rodriguez-Iturbe. 2001. «Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress:: II. Probabilistic soil moisture dynamics». *Advances in Water Resources* 24 (7): 707–723.
- Leopold, L, y T Maddock. 1953. *The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications*. United States Government printing office. Washington.
- Mackay, D. S, y L. E Band. 1997. «Forest ecosystem processes at the watershed scale: dynamic coupling of distributed hydrology and canopy growth». *Hydrological Processes* 11 (9): 1197–1217.
- Manfreda, S., K. Smettem, V. Iacobellis, N. Montaldo, y M. Sivapalan. 2010. «Coupled ecological-hydrological processes». *Ecohydrology* 3 (2): 131–132.
- Medici, C., A. Butturini, S. Bernal, E. Vázquez, F. Sabater, J. I. Vélez, y F. Francés. 2008. «Modelling the non-linear hydrological behaviour of a small Mediterranean forested catchment». *Hydrological Processes* 22 (18): 3814–3828.
- Montaldo, N., R. Rodena, J. D Albertson, y M. Mancini. 2005. «Parsimonious modeling of vegetation dynamics for ecohydrologic studies of water-limited ecosystems». *Water Resources Research* 41. <http://www.agu.org/journals/ABS/2005/2005WR004094.shtml>.
- Myneni, R. B, F. G Hall, P. J Sellers, y A. L Marshak. 1995. «The interpretation of spectral vegetation indexes». *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* 33 (2): 481–486.
- Noy-Meir, I. 1973. «Desert ecosystems: environment and producers». *Annual Review of Ecology and Systematics* 4: 25–51.
- Ogden, F. L, y P. Y Julien. 1993. «Runoff sensitivity to temporal and spatial rainfall variability at runoff plane and small basin scales». *Water resources research* 29 (8): 2589–2598.
- Olivera, F., y D. Maidment. 1999. «Geographic information systems(GIS)-based spatially distributed model for runoff routing». *Water Resources Research* 35 (4): 1155–1164.
- Pausas, J. G. 1999. «Mediterranean vegetation dynamics: modelling problems and functional types». *Plant Ecology* 140 (1): 27–39.
- Porporato, A., F. Laio, L. Ridolfi, y I. Rodriguez-Iturbe. 2001. «Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress:: III. Vegetation water stress». *Advances in Water Resources* 24 (7): 725–744.
- Proyecto LUCDEME. s.d. Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino: Biodiversidad: Lucha contra la Desertificación. <http://www.mma.es/portal/secciones/biodiversidad/desertificacion/lucdeme/>.
- Qué tiempo. El tiempo en Caravaca De La Cruz. <http://www.quetiempo.es/prevision/murcia/caravaca-de-la-cruz/>.

- Quevedo, D. I. 2010. Desarrollo de un modelo conceptual dinámico suelo-vegetación para zonas áridas y semiáridas. Tesis doctoral.
- Quevedo, D. I., y F. Francés. 2005. «A conceptual dynamic vegetation-soil model for arid and semiarid zones». *Hydrology and Earth System Science* 12: 1175-1187.
- Rodriguez-Iturbe, I., A. Porporato, F. Laio, y L. Ridolfi. 2001. «Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress:: I. Scope and general outline». *Advances in Water Resources* 24 (7): 695–705.
- Rosenzweig, M. L. 1968. «Net primary productivity of terrestrial communities: prediction from climatological data». *American Naturalist* 102 (923): 67–74.
- Saxton, K. E., y W. J. Rawls. 2006. «Soil Water Characteristic Estimates by Texture and Organic Matter for Hydrologic Solutions.» <http://ddr.nal.usda.gov/dspace/bitstream/10113/3952/1/IND43881368.pdf>.
- Spittlehouse, D. L., y T. A. Black. 1981. «A growing season water balance model applied to two Douglas fir stands». *Water Resources Research* 17 (6): 1651–1656.
- Stephenson, N. L. 1990. «Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance». *American naturalist* 135 (5): 649–670.
- Sternberg, M., y M. Shoshany. 2001. «Influence of slope aspect on Mediterranean woody formations: comparison of a semiarid and an arid site in Israel». *Ecological Research* 16 (2): 335–345.
- Vašková, I., F. Francés, y J. J. Vélez. 2004. «Empleo de la modelación distribuida en el estudio de los recursos hídricos del País Vasco. Proceedings 4ª Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica, da Foz, Portugal. February 3-7».
- Vélez, J. 2001. Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de crecidas. PhD Tesis. Universidad Politécnica de Valencia.
- Vélez, J. I., J. J. Vélez, y F. Francés. 2002. Modelo distribuido para la simulación hidrológica de crecidas en grandes cuencas. En *Proceedings XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba. Octubre*.
- Vélez, J. J., M. Puricelli, F. López Unzu, y F. Francés. 2009. «Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework». *Hydrology and Earth System Sciences* 13: 229-246.
- Vélez, J. J., L. Unzu, M. Puricelli, y F. Francés. 2007. «Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework». *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 4 (2): 909–956.
- Wainwright, J., M. Mulligan, y J. Thornes. 1999. «Plants and water in drylands». *Eco-Hydrology—Plants and Water in Terrestrial and Aquatic Environments*: 78–126.
- Washington State University. Soil Water Characteristics: Hydraulic Properties Calculator. <http://hydrolab.arsusda.gov/soilwater/Index.htm>.
- Weier, J., y D. Herring. 2000. «Measuring Vegetation (NDVI & EVI)». *NASA's Earth*

Observatory <http://earthobservatory.nasa.gov>.
http://earthobservatory.nasa.gov/Features/MeasuringVegetation/measuring_vegetation_2.php.

Winchell, M., H. V Gupta, y S. Sorooshian. 1998. «On the simulation of infiltration-and saturation-excess runoff using radar-based rainfall estimates: effects of algorithm uncertainty and pixel aggregation». *Water Resources Research* 34 (10): 2655–2670.

Yang, X., S. Ge, G. Tang, y X. Feng. 2008. «Effect of DEM resolution on astronomic radiation». *The international archives of the photogrammetry, remote sensing and spatial information sciences* XXXVII. B2: 329-334.