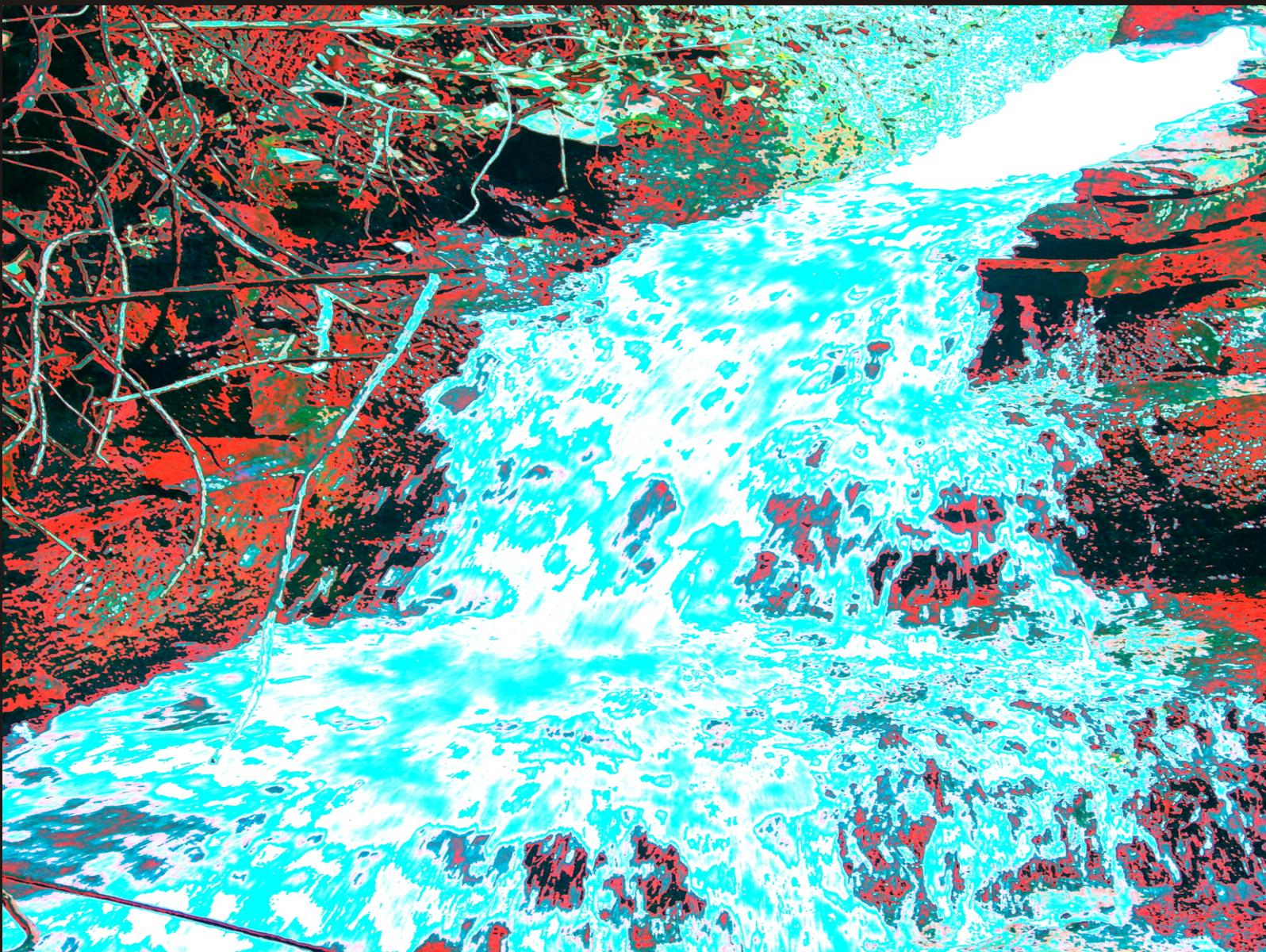


DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL BALANCE HÍDRICO ANUAL EN REGIONES MONTAÑOSAS SEMIÁRIDAS

Aplicación en Sierra de Gádor (Almería)



Sergio Contreras López



Dpto. Hidrogeología y Química Analítica
Universidad de Almería



Estación Experimental de Zonas Áridas
Consejo Sup. de Investigaciones Científicas



DEPARTAMENTO DE HIDROGEOLOGÍA Y QUÍMICA ANALÍTICA
UNIVERSIDAD DE ALMERÍA

**DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DEL BALANCE HÍDRICO ANUAL
EN REGIONES MONTAÑOSAS SEMIÁRIDAS
Aplicación en Sierra de Gádor (Almería)**

- MEMORIA DE TESIS DOCTORAL -

Presentada por el Licenciado Sergio Contreras López para optar al grado de Doctor y dirigida por:

Dr. Juan Puigdefábregas Tomás
Profesor de Investigación
Estación Experimental de Zonas Áridas
Consejo Sup. Investigaciones Científicas

Dr. Antonio Pulido Bosch
Catedrático de Universidad
Dpto. de Hidrogeología y Química Analítica
Universidad de Almería

Almería, junio de 2006

Bajo la presente memoria, titulada “**Distribución espacial del balance hídrico anual en regiones montañosas semiáridas. Aplicación en Sierra de Gádor (Almería)**”, Sergio Contreras López aspira al grado de Doctor por la Universidad de Almería. La investigación se ha realizado en la Estación Experimental de Zonas Áridas (CSIC) al amparo de la concesión de una beca del Plan Nacional de Formación de Profesorado Universitario (AP2001-1357) y, en el último periodo, de una ayuda de la RAITEC para la consolidación de grupos de investigación en Andalucía. Los análisis y resultados aquí mostrados se integran en el marco del proyecto de investigación *RECLISE* (REN2002-04517-CO2) y el contrato de investigación *IRASEM* financiado por el Instituto del Agua (Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía). La publicación de la tesis en CD-Rom ha sido financiada con fondos del G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental (RNM-189).

Vº Bº del Director



Dr. Juan Puigdefábregas Tomás

Vº Bº del Director



Dr. Antonio Pulido Bosch

El Doctorando



Sergio Contreras López

Almería, junio de 2006

To believe in something not yet proved and to underwrite it with our lives: it is the only way we can leave the future open.

Lilian Smith
The Journey, 1954

A mis padres: Pablo y Maria Luisa
A mi hermano.

A todos los que hacen fácil aquello que parece difícil.

Agradecimientos

Mil gracias serían pocas y seguramente necesitaría otras tantas para poder agradecer a todos los que fueron, son y serán fuente de inspiración a lo largo de este largo camino. A Don Antonio, maestro de infancia, que ya desde muy pequeño supo inculcarme con gran sabiduría los principios rectores más importantes. Responsabilizo a las personas de la gran familia “Nueva Cultura del Agua” (Javier Martínez Gil, Pedro Arrojo, Leandro del Moral, Paco Puche, Abel Lacalle y otros muchos) del rumbo que ha tomado mi vida en estos años de tesis. Empecé con muy buenos pilares gracias a vosotros. Me enseñasteis mucho y espero que sigáis haciéndolo.

Gracias muy especiales a los profesores Juan Puigdefábregas y Antonio Pulido. Han sido más que simples directores. Lo más importante es que me han formado en eso de ser crítico y paciente, cuestión vital si quieres dedicarte a los menesteres de la ciencia. No puedo no más que agradecer incondicionalmente el tiempo que me han dedicado y del cual me he enriquecido de forma extraordinaria. Ha sido una gran suerte haber compartido estos cuatro años de tesis bajo la dirección y la amistad de ambos.

Gracias a Albert Solé-Benet quien me abrió las puertas del G.I. Desertificación y Geo-Ecología de la EEZA-CSIC y con el que he compartido muchas horas de debate. Es obvio que la hidrofobia no nos ha separado. A Francisco Domingo y Teresa Abaigar por estar cuando más lo necesitaba bien al principio, mitad o al final de la tesis. A Roberto, Yolanda, Luis, Ana Were, Pepa Moro, Gabriel, Marieta, Alberto, Ramón, Sebastián Vidal, Isabel (gracias por ser tan eficiente en la gestión de las separatas), Sebastián Márquez, Paquita, Ángeles, Manolo Arrufat, Maria José, Montse (estimada compañera de despacho), Rachid, Rafa Poyatos, Julia, Juande, Paco Padilla, Reyes Tirado, Olga Corona, Rafa Barrientos, Magda, Carmen Carrillo y a Paqui por su simpatía y por hacer del despacho un gran hogar (te deseo todo lo mejor). A Paule, Jose María Calaforra, Juan Gisbert, Linda y todos los miembros del G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental de la Universidad de Almería por hacerme sentir entre vosotros como si estuviera en familia.

Mi más sincero agradecimiento a todas las personas que hicieron de mi estancia en el *Centre for Water Research* (Perth, Australia) un periodo inolvidable. Al Prof. Murugesu Sivapalan por la especial cercanía que ha ido mostrando desde el primer e-mail que le escribí. Fue un gran privilegio poder compartir tanto tiempo con él. También a Stan Schymanski por su inestimable ayuda y por no permitir en ningún momento que me sintiese solo.

Gracias a Cecilio Oyonarte, Luis Villagarcía, Elisabeth Frot, Bas van Wesemael y Alicia Palacios por cederme algunos de sus datos y por la ayuda que me prestaron en momentos puntuales. A Miguel Ángel Domene por hacerme reír como nadie a pesar de los atropellos que sufrieron esos pobres animalillos del campo. Que nos quiten lo “bailó”, ¿verdad?.

Dejo para el final a Ashraf, Matthias y Alfredo, maestro de maestros. Grandes compañeros y mejores amigos. Bellísimas personas. No tengo palabras para vosotros, solo lágrimas de alegría por haberos conocido. Gracias por escucharme, por confiar en

mí y por mostrar tanta cercanía. Os dedico una parte muy grande de esta tesis. Un trozo de mi corazón también es vuestro.

Mónica: GRACIAS. Caíste del cielo en el momento más oportuno. Has vivido muy de cerca la etapa más dura y difícil. Ahora solo nos queda un camino de estrecha colaboración. Cuenta conmigo.

Gracias a toda mi familia. A mi tío, Antonio López, por el diseño de la portada. A mis padres, Pablo y Maria Luisa, que han aguantado lo increíble (¡por fin!). A ellos dedico esta tesis. También a mi hermano.

Almería, junio 2006

Índice

Lista de Figuras iii

Lista de Tablas vi

Resumen 1

Abstract 4

Capítulo I. Introducción

1.1. Motivación 7

1.2. Hipótesis y objetivos 9

Capítulo II. Antecedentes

2.1. Impacto de la vegetación en el balance hídrico en regiones semiáridas 10

2.2. Balance hídrico en regiones semiáridas 11

2.2.1. Ecuación de balance 11

2.2.2. Modelos de balance 12

2.2.2.1. Ecuaciones empíricas 12

2.2.2.2. Modelos basados en la relación de complementariedad 13

2.2.2.3. Modelos de base física 15

2.2.2.4. Modelos de equilibrio 16

2.2.2.5. Conclusión 16

Capítulo III. Aproximación metodológica para la estimación del balance hídrico: base teórica

3.1. Versión preliminar 18

3.1.1. Base conceptual 18

3.1.2. Caracterización de la densidad de vegetación 23

3.1.3. Definición de la densidad de vegetación en condiciones de referencia 25

Cálculo del coeficiente evaporativo de Specht 27

3.1.4. Estimación del balance hídrico en las condiciones de referencia 30

3.2. Reformulación del modelo 32

3.3. Impacto de la resolución temporal en la estimación del balance hídrico a largo plazo 33

3.4. Valoración del uso del NDVI como subrogado de la densidad de vegetación 40

Capítulo IV. Descripción del área de estudio

4.1. Localización y principales rasgos 41

4.2. Litoestratigrafía y comportamiento hidrogeológico de los materiales 44

4.2.1. Materiales pre-orogénicos 45

4.2.2. Materiales post-orogénicos 46

4.3. Unidades paisajísticas 47

4.4. Suelos y unidades cartográficas 47

4.4.1. Caracterización de la capacidad de retención hídrica, CRH 51

4.5. Caracterización climatológica 53

4.5.1. Selección del área de estudio e información de base 53

4.5.2. Precipitación 54

4.5.2.1. Cartografía de la precipitación 57

4.5.3. Evapotranspiración potencial de referencia 59

4.5.3.1. Cartografía de la evapotranspiración potencial de referencia 61

- Análisis espacial de las temperaturas 62

- Análisis espacial de la radiación 62

4.5.3.2. Análisis y propagación de errores asociado al cálculo de la evapotranspiración potencial de referencia	67
4.6. Coeficiente evaporativo de Specht, k	68
4.7. Caracterización de la densidad de vegetación	69
Capítulo V. Aproximación metodológica para la estimación del balance hídrico: resultados	
5.1. Definición de la densidad de vegetación en las condiciones de referencia	73
5.2. Estimación de la evapotranspiración en las condiciones de referencia	76
5.3. Estimación de la evapotranspiración en Sierra de Gádor	77
5.3.1. Resultados agregados	80
5.4. Análisis y propagación de errores	85
5.4.1. Fuentes y tipos de error	85
5.4.2. Cálculo de incertidumbres	85
5.4.2.1. Errores en E_{\min} y E_{\max}	86
5.4.2.2. Errores en NDVI, $NDVI_{\max}$ y $NDVI_{\min}$	87
5.4.2.3. Cálculo del índice de error	87
5.5. Análisis de sensibilidad	88
5.5.1. Introducción. Cuadro de variables y estrategia	88
5.5.2. Resultados del análisis de sensibilidad	89
5.6. Análisis de perturbaciones de orden anual	92
Capítulo VI. Verificación experimental de los resultados con medidas a escala puntual y de ladera	
6.1. Balance hídrico en el Llano de los Juanes	94
6.6.1. Descripción del Llano de los Juanes	94
6.6.2. Resultados	96
6.2. Control de la escorrentía en laderas	100
Capítulo VII. Conclusiones	103
Capítulo VIII. Recomendaciones y futuras líneas de investigación	106
Bibliografía	107
Anexos	
Anexo 1. Modelo de simulación del balance hídrico a partir de la ecuación de Penman-Monteith	121
Anexo 2. Características físicas y usos y coberturas del suelo en las principales cuencas de Sierra de Gádor	125
Anexo 3. Claves de los principales grupos y subgrupos de suelos descritos en Sierra de Gádor	126
Anexo 4. Listado de estaciones meteorológicas	130
Anexo 5. Modelo de corrección atmosférica y topográfica	132
Anexo 6. Valores del coeficiente evaporativo -k- y de NDVI empleados en la definición de las envolventes de referencia	133
Anexo 7. Eventos de precipitación y escorrentía en la ladera del aljibe del Llano de los Juanes (Sierra de Gádor, Almería)	134

Lista de figuras

- 2.1 Patrones de vegetación en parcelas de *Stipa tenacissima* de 20*20 m obtenidos a partir de fotografía aérea.
- 3.1 Relación entre evapotranspiración anual e índice de área foliar en diferentes comunidades de vegetación de Australia y de la cuenca del Mediterráneo.
- 3.2 Valores simulados de evapotranspiración anual según el índice de área foliar IAF para un coscojar-encinar del sureste ibérico.
- 3.3 Valores simulados de transpiración por unidad de área foliar obtenidos para un coscojar-encinar del sureste ibérico.
- 3.4 Representación esquemática de la aproximación empírica usada para calcular la densidad de vegetación potencial según un índice de disponibilidad hídrica.
- 3.5 Relaciones entre W y E/E_p para dos comunidades vegetales típicas del mediterráneo semiárido (*Retama sphaerocarpa* y *Stipa tenacissima*) ubicadas en Rambla Honda (Tabernas, Almería).
- 3.6 Procedimiento iterativo para el cálculo del coeficiente evaporativo de Specht.
- 3.7 Representación esquemática de la hipótesis de Specht para dos grupos funcionales de vegetación (perennes con una estrategia conservativa del uso del agua y herbáceas anuales con una estrategia no conservativa)
- 3.8 Valores del coeficiente de escorrentía según la fracción de cobertura vegetal. Resultados de simulaciones de lluvia en Sierra Grossa (Valencia).
- 3.9 Variaciones del índice de escorrentía, Q/P , según valores del coeficiente de escorrentía, R_{sd} , y del NDVI reescalado para condiciones de equilibrio, N_{eq}^* .
- 3.10 Procedimiento de cálculo para la estimación de la evapotranspiración anual en las condiciones de referencia.
- 3.11 Estructura de algunos modelos “capacitivos” para la simulación del balance hídrico.
- 3.12 Evolución interanual de la precipitación en la estación de La Zarba (Sierra de Gádor) y valores estimados de evapotranspiración anual según diferentes modelos de balance y valores de capacidades de retención hídrica.
- 4.1 Localización del sistema Sierra de Gádor-Campo de Dalías.
- 4.2 Perspectiva tridimensional de Sierra de Gádor desde el Campo de Dalías.
- 4.3 Distribución de las principales cuencas de Sierra de Gádor.
- 4.4 Producción de plomo en Sierra de Gádor desde 1796 – 1864.
- 4.5 Distribución porcentual de las principales coberturas y usos del suelo en Sierra de Gádor.
- 4.6 Esquema simplificado del mapa litológico de Sierra de Gádor.
- 4.7 Mapa de las principales unidades cartográficas de suelos de la Sierra de Gádor.

- 4.8 Superficie ocupada (km²) y distribución porcentual de las unidades cartográficas de suelos en Sierra de Gádor.
- 4.9 Distribución porcentual de las unidades cartográficas de suelos presentes en Sierra de Gádor según las unidades de relieve en las que se desarrollan.
- 4.10 Distribución en profundidad del contenido volumétrico de agua en un suelo franco-arenoso.
- 4.11 Valores de capacidad de retención hídrica en Sierra de Gádor para diferentes unidades cartográficas de suelos.
- 4.12 Localización de las estaciones meteorológicas del INM en Sierra de Gádor y proximidades.
- 4.13 Diagramas termopluviométricos en algunas estaciones meteorológicas ubicadas en Sierra de Gádor y proximidades.
- 4.14 Precipitación anual media estimada (mm/año) en Sierra de Gádor.
- 4.15 Variación interanual de la precipitación anual en la región de estudio.
- 4.16 Comparación entre estimas diarias de evapotranspiración potencial en el área de estudio.
- 4.17 Comparación entre estimas mensuales de evapotranspiración potencial en el área de estudio.
- 4.18 Distribución espacial de la temperatura media anual en Sierra de Gádor.
- 4.19 Estrategia de cálculo usada para la estimación de la radiación solar incidente diaria.
- 4.20 Radiación solar incidente estimada con modelo POTRAD5 (van Dam, 2000).
- 4.21 Relación entre valores mensuales de radiación solar incidente medidos, R_s , y estimados con POTRAD5, R_{potrad} .
- 4.22 Evapotranspiración potencial en Sierra de Gádor y proximidades estimada según la ecuación calibrada de Hargreaves-Samani.
- 4.23 Valores estimados del coeficiente evaporativo de Specht en Sierra de Gádor.
- 4.24 Valor promedio anual de NDVI en Sierra de Gádor.
- 4.25 Mapas de NDVI en Sierra de Gádor para diferentes periodos estacionales.
- 4.26 Patrón estacional del NDVI en parcelas con diferentes coberturas de vegetación y usos de suelo.
- 5.1 Diagrama de dispersión k-NDVI en Sierra de Gádor.
- 5.2 Distribución espacial de la evapotranspiración anual estimada para suelos con diferentes valores de capacidad de retención hídrica (a: 10 mm; b: 78 mm).
- 5.3 Evapotranspiración anual media, índice de evapotranspiración y clases de evapotranspiración estimadas en Sierra de Gádor.
- 5.4 Dominios de evapotranspiración establecidos según el método de cálculo.
- 5.5 Índice de evapotranspiración por cuencas en Sierra de Gádor y representación en el diagrama de Budyko.

- 5.6 Distribución espacial del índice de error de la evapotranspiración.
- 5.7 Sensibilidad de la evapotranspiración anual y coeficiente evaporativo de Specht estimados según valores de S^{\min} .
- 5.8 Sensibilidad de la evapotranspiración anual estimada según valores del coeficiente evaporativo.
- 5.9 Sensibilidad de la evapotranspiración anual estimada según valores de la capacidad de retención hídrica de los suelos (a: 10 mm; b: 78 mm).
- 5.10 Evapotranspiración anual estimada según el modelo de balance de Specht (1972) para diferentes valores de capacidad de retención hídrica del suelo.
- 5.11 Sensibilidad de la evapotranspiración anual estimada según valores del NDVI observado y del NDVI calculado para las condiciones de referencia.
- 6.1 Localización y fotografía aérea del Llano de los Juanes.
- 6.2 Matorral de sustitución característico en el Llano de los Juanes.
- 6.3 Patrón temporal del NDVI en el Llano de los Juanes.
- 6.4 Sistema de correlación de remolinos en el Llano de los Juanes y detalle del anemómetro sónico y el higrómetro de krypton.
- 6.5 Evolución de la precipitación, humedad del suelo y evapotranspiración en el Llano de los Juanes durante el año hidrológico 2003-2004.
- 6.6 Evolución de la humedad del suelo y del nivel de la lámina de agua en el aljibe del Llano de los Juanes.

Lista de tablas

- 2.1 Relaciones empíricas entre índice de aridez, E_p/P , e índice de evapotranspiración, E/P .
- 3.1 Parámetros característicos empleados para simular el balance hídrico de un coscojar-encinar desarrollado sobre un suelo de textura arenoso-franca.
- 3.2 Asunciones para la estimación de la evapotranspiración anual en las condiciones de referencia.
- 3.3 Serie histórica de precipitación mensual en la estación La Zarba (Sierra de Gádor).
- 3.4 Valores promedios de precipitación y evapotranspiración potencial en la estación La Zarba (Sierra de Gádor, Almería).
- 3.5 Valores del coeficiente evaporativo de Specht en la estación de La Zarba (Sierra de Gádor, Almería) para diferentes periodos temporales.
- 3.6 Variación de la evapotranspiración anual estimada en la estación de La Zarba (Sierra de Gádor) para diferentes valores del coeficiente evaporativo de Specht.
- 3.7 Valores de evapotranspiración anual estimados con diferentes modelos de balance hídrico y resultados del contraste no paramétrico Mann-Whitney.
- 3.8 Potencialidades y debilidades del NDVI.
- 4.1 Inventario forestal de 1759 realizado por la Marina Española en Sierra de Gádor.
- 4.2 Localización de algunas “balsas” representativas de Sierra de Gádor.
- 4.3 Grupos de suelos identificados en Sierra de Gádor según la nomenclatura taxonómica de USDA-NRCS y FAO.
- 4.4 Resultados del análisis de homogeneidad realizado sobre las series históricas de precipitación mensual y disponibles en las estaciones meteorológicas de Sierra de Gádor y proximidades.
- 4.5 Valores del coeficiente de correlación entre precipitación mensual y algunas variables explicativas (altitud, longitud y distancia a la costa).
- 4.6 Modelos de regresión múltiple para el cálculo de la precipitación media mensual, estacional y anual en Sierra de Gádor.
- 4.7 Relaciones empleadas para el cálculo de la precipitación anual media en un periodo de precipitación húmedo y seco.
- 4.8 Parámetros de calibración de la ecuación de Hargreaves-Samani para diferentes estaciones meteorológicas y resoluciones temporales (diaria y mensual)
- 4.9 Modelos de regresión empleados para el cálculo de la temperatura media mensual en Sierra de Gádor.
- 4.10 Modelos de regresión empleados para el cálculo de la temperatura media de las máximas mensuales en Sierra de Gádor.
- 4.11 Modelos de regresión empleados para el cálculo de la temperatura media de las mínimas mensuales en Sierra de Gádor.
- 4.12 Parámetros de calibración de la ecuación de Hargreaves-Samani según estimaciones de radiación solar incidente obtenidas con POTRAD5.

- 4.13 Valores de precipitación mensual acumulada en diferentes estaciones meteorológicas durante los periodos precedentes a la fecha de adquisición de las imágenes Landsat7 ETM+ empleadas para el cálculo del NDVI.
- 5.1 Parámetros de ajuste de las funciones de referencia y principales estadísticos.
- 5.2 Valores promedios y desviación estándar del índice de evapotranspiración y del NDVI reescalado, según clases de vegetación y usos del suelo.
- 5.3 Valor promedio y desviación estándar del índice de evapotranspiración según clases de usos del suelo y unidades litológicas.
- 5.4 Valores promedios integrados por cuencas, de las variables de balance hídrico para un escenario de precipitación medio.
- 5.5 Valores de escorrentía medidos en cuencas mediterráneas.
- 5.6 Parámetros y variables implicadas en el cálculo de la evapotranspiración.
- 5.7 Resumen de los resultados del análisis sensibilidad.
- 5.8 Valores espacialmente promediados de evapotranspiración anual y desviación estándar para diferentes años de precipitación tipo (año medio, húmedo y seco).
- 5.9 Escorrentía total estimada en Sierra de Gádor para diferentes años de precipitación tipo (año medio, año húmedo, año seco).
- 5.10 Resultados, agrupados por usos del suelo, del índice de evapotranspiración para diferentes años tipo de precipitación (año promedio, año húmedo y año seco).
- 5.11 Resultados, agrupados por usos del suelo y unidades litológicas, del índice de evapotranspiración para diferentes años tipo de precipitación (año promedio, año húmedo y año seco).
- 6.1 Rangos de cobertura de las principales superficies presentes en el Llano de los Juanes (Sierra de Gádor).
- 6.2 Propiedades físicas e hidráulicas en los suelos del Llano de los Juanes (Sierra de Gádor).
- 6.3 Precipitación mensual en el Llano de los Juanes (Sierra de Gádor) durante el año hidrológico 2003-2004.
- 6.4 Localización y principales características de los aljibes instrumentados en Sierra de Gádor.
- 6.5 Variación interanual de la precipitación (mm/año) y del coeficiente de escorrentía anual (%) en aljibes de Sierra de Gádor.
- 6.6 Eventos generadores de escorrentía y valores del coeficiente de escorrentía medidos en el aljibe del Llano de los Juanes (Sierra de Gádor).
- A2.1 Características físicas y usos de suelo en las principales cuencas de Sierra de Gádor.
- A4.1 Valores de precipitación mensual media en las estaciones meteorológicas del INM.
- A4.2 Valores de temperatura mensual (media, máxima, mínima) en las estaciones meteorológicas del INM.

A7.1 Eventos de precipitación y coeficientes de escorrentía registrados durante los años hidrológicos 2003/2004 y 2004/2005 en la ladera del aljibe del Llano de los Juanes.

Resumen

En regiones semiáridas, la evaluación previa de los recursos hídricos disponibles constituye uno de los objetivos de la planificación hidrológica, más aún cuando las aguas subterráneas resultan ser la principal fuente de abastecimiento. En estos casos, la adopción de una política de gestión sostenible del agua debe regirse por la consecución de un equilibrio a largo plazo entre la recarga a los acuíferos y los bombeos. Para lograrlo es conveniente que se promueva la aplicación de metodologías que permitan identificar áreas potenciales de recarga en las que poder implementar mecanismos que la favorezcan. Sin embargo, la recarga en estas regiones suele concentrarse en áreas montañosas caracterizadas por la gran variabilidad de la precipitación, la heterogeneidad de los atributos del terreno y la escasez de datos. Estas propiedades, que dificultan la cuantificación directa de la recarga, hacen aconsejable evaluar con carácter previo la magnitud de los principales componentes del balance hídrico en un marco espacialmente distribuido. Adoptar una aproximación espacialmente distribuida facilita la incorporación de atributos del terreno cuyos patrones espaciales pueden ofrecer información muy valiosa para comprender el balance hídrico. La observación de estos patrones espaciales con ayuda de técnicas de teledetección no ha recibido la suficiente atención en la modelización hidrológica y por tanto su integración en los estudios de evaluación complementarían a las más clásicas herramientas de simulación del balance de agua.

El objetivo general de la tesis es desarrollar una aproximación metodológica simple y de coste moderado para la evaluación espacialmente distribuida del balance hídrico anual en regiones montañosas semiáridas. Para la aplicación del modelo se ha seleccionado Sierra de Gádor, un sistema montañoso que se alza como la principal área de recarga de los acuíferos inferiores del Campo de Dalías, una comarca del sureste español caracterizada por un pujante sistema agroindustrial con más de 20.000 has de invernaderos y una producción agrícola superior a 700 millones de euros/año.

La evaluación de los recursos hídricos potencialmente disponibles para gestión humana en regiones semiáridas puede simplificarse al cálculo de la escurrentía total que es la fracción a partir de la cual se genera la recarga. La metodología que se propone estima la escurrentía total de forma indirecta como diferencia entre la precipitación -P- y la evapotranspiración -E-. Para el cálculo de la precipitación espacialmente distribuida se han usado datos meteorológicos y técnicas de interpolación. Para la estimación de la evapotranspiración se ha desarrollado un modelo que asume la hipótesis de equilibrio hidrológico. El uso de esta hipótesis, que sugiere la linealidad entre el índice de área foliar -IAF- y la evapotranspiración anual -E- y que ha sido contrastada con datos experimentales y simulados, posibilita la estimación de E en un marco espacialmente distribuido a partir de la observación del IAF y del conocimiento previo de dos condiciones de contorno cuyos valores de IAF y E se consideran de referencia. En ausencia de datos de IAF se ha empleado el NDVI como indicador fiable del primero. Para la estimación del NDVI en las condiciones de contorno se propone una aproximación empírica desarrollada a escala regional que evalúa la desviación espacial del NDVI a lo largo de un gradiente climático. Para la estimación de los valores de E en las condiciones de contorno se emplea la hipótesis de Specht que establece una relación lineal a escala mensual entre la disponibilidad hídrica y la razón entre evapotranspiración y evapotranspiración potencial. La pendiente de esta relación o

coeficiente evaporativo de Specht, es un valor constante que la vegetación ajusta para maximizar el uso del agua disponible sin llegar a agotar la reserva de agua durante ningún periodo del año. El agua disponible en cada periodo mensual viene condicionado por la capacidad de retención hídrica del suelo que es un parámetro necesario para estimar E en las condiciones de contorno.

Sierra de Gádor es un sistema montañoso que se enmarca en el extremo suroriental de la Península Ibérica. Se trata de una formación donde predominan las litologías carbonatadas y que culmina con una plataforma central amesetada, fragmentada en diferentes niveles y desarrollada entre los 800 y los 1800 metros de altitud. El régimen de precipitaciones y temperaturas en el área de estudio es típico de un clima mediterráneo. El paisaje de Sierra de Gádor se caracteriza por la severa degradación de la cubierta vegetal y ha sido el resultado de la intensa explotación forestal que tuvo lugar durante el siglo XIX como consecuencia de la actividad minera. En general, los suelos destacan por su escaso espesor y por presentar valores de capacidad de retención hídrica que oscilan entre 10 y 80 mm aproximadamente.

Para la generación de los mapas de precipitación se han empleado las series mensuales de precipitación pertenecientes a 35 estaciones meteorológicas localizadas en Sierra de Gádor y proximidades. La interpolación espacial de la precipitación media mensual se ha realizado a partir de las ecuaciones derivadas de un análisis multivariante entre esta variable y otras variables descriptivas (altitud, longitud, orientación y distancia a la costa). Igualmente se han caracterizado dos años de precipitación tipo, seco y húmedo, para evaluar el impacto que dichas perturbaciones tienen en el cálculo del balance hídrico. Para la estimación de los mapas de evapotranspiración potencial - E_p - se ha empleado la ecuación calibrada de Hargreaves-Samani. Este método calcula E_p en función de la radiación solar incidente, la temperatura media del aire y el rango de oscilación térmica del aire. Los mapas de radiación solar incidente se han obtenido con un modelo de irradiancia mientras que para generar los mapas de temperatura se ha procedido de forma similar que para la variable precipitación. La calibración de la ecuación de Hargreaves-Samani se ha realizado con valores de evapotranspiración de referencia medidos en varias estaciones agrometeorológicas ubicadas en las proximidades de Sierra de Gádor. Para el análisis espacial de las desviaciones de NDVI en Sierra de Gádor se han adquirido, corregido y procesado cuatro imágenes Landsat7 ETM+ correspondientes a diferentes periodos estacionales. Finalmente, el valor medio de NDVI es empleado para la estimación de los valores de referencia de NDVI y para la estimación espacialmente distribuida de E.

La aproximación metodológica es robusta para identificar áreas con déficit local de agua y áreas potenciales de recarga caracterizadas, respectivamente, por la presencia de lugares con densidades de vegetación superiores o inferiores a los valores dados para unas condiciones consideradas de referencia. En términos generales, la evapotranspiración espacialmente promediada en Sierra de Gádor representa un 70% de la precipitación anual ($159 \text{ hm}^3/\text{año}$). A la vista de los bajos valores de escorrentía encontrados experimentalmente a diferentes escalas espaciales, el 30% restante debe corresponder a percolación profunda o recarga potencial ($74 \text{ hm}^3/\text{año}$). La aplicación de tres periodos de precipitación tipo (seco, medio y húmedo) pone de relieve que la recarga se produce esencialmente en los años húmedos ya que la fracción no evapotranspirada en estos periodos es un 36% superior a la estimada para un periodo medio de precipitación. En un año seco, se reduce en un 27% respecto del valor medio de precipitación. El potencial predictivo del modelo ha sido verificado en el Llano de

los Juanes, un área representativa de la plataforma central de Sierra de Gádor y localizada a 1660 m.s.n.m. Para el año hidrológico 2003-2004, periodo con un valor de precipitación medio, la evapotranspiración anual estimada con el modelo es un 8% superior al valor medido con la técnica de correlación de remolinos (292 mm/año). Las experiencias desarrolladas para la estimación de la escorrentía superficial a escala puntual y de ladera revelan la escasa importancia que esta componente tiene frente a la percolación profunda. Asumiendo que la propagación de los errores parciales es aditiva y tiene lugar en el mismo sentido, se ha estimado que el error espacialmente promediado para el conjunto de Sierra de Gádor es de un 28%. Los resultados derivados de un análisis de sensibilidad realizado sobre el modelo advierten de la importancia que supone caracterizar correctamente la densidad de vegetación o NDVI, especialmente cuando se definen las condiciones de referencia.

Algunos aspectos deben ser reforzados en futuras líneas de investigación. Estos se centran en la evaluación y mejora de la capacidad predictiva del modelo. Para evaluar la capacidad predictiva convendría aplicar el modelo en cuencas con una mayor disponibilidad de datos que permitan verificar las estimaciones de evapotranspiración o escorrentía total. En este sentido, la elección de estas cuencas debería estar condicionada por la existencia de datos foronómicos. La mejora de la capacidad predictiva del modelo podría lograrse por dos vías: a) optimizando la resolución espacial necesaria para caracterizar las condiciones de referencia; y b) incrementando la resolución temporal del modelo con el objetivo de reproducir la variabilidad estacional de las principales componentes del balance hídrico.

Abstract

Quantifying the available water resources in semiarid regions is one of the main stages we have to tackle before developing a water management plan. If groundwater is the main source of water supply for the socio-economic activities then management policies must ensure a long-term balance between abstraction and recharge. At the same time, these policies must identify potential recharge areas where to promote natural or artificial recharge. Favourable conditions to promote recharge in these regions are most likely met in mountainous headwater areas of the catchments which are characterized by a) the high variability of precipitation, b) the heterogeneity of terrain and, c) the data scarcity. All these properties make difficult to estimate recharge rates being advisable before do it, to assess the main annual water balance components (precipitation, evapotranspiration and total runoff) in a spatially-distributed way. A spatially-distributed approach make possible to incorporate, at landscape scale, the spatial patterns of important ecosystem attributes, as the vegetation cover, which has not received enough attention in hydrological modelling. In this sense, remote sensing can provide exhaustive spatial information to the most classic hydrological models.

The general objective of this research is to develop an ecohydrological modelling framework for assessing the spatially-distributed annual water balance in semiarid mountainous regions. Besides this, the procedure, characterized by its simplicity and low-moderate cost, will also provide valuable information to identify potential recharge sites. It was applied in Sierra de Gádor, the main recharge area to the Triassic aquifers of Campo de Dalías, an important area of intensive agricultural production and development (20.000 has of greenhouses and more than 700 million euros per year).

The annual water balance equation in semiarid regions can be simplified by assuming that soil water content does not change between the beginning and the ending of the year. Total runoff (sometimes also termed as drainage), which is the potential water available for human management and constitutes the fraction of precipitation from which recharge is generated, was computed as the difference between precipitation and evapotranspiration. Spatially-distributed annual precipitation estimates were computed using conventional meteorological databases and interpolation techniques. The approach used in this study to estimate annual evapotranspiration -E- is based on the hydrological equilibrium hypothesis which suggests a linear relationship between leaf area index -LAI- and E. According to this hypothesis, verified with experimental and simulated data, vegetation density should be a good proxy of the water balance in semiarid regions. In this research, the Normalized Density Vegetation Index -NDVI- is used as a surrogate of LAI. NDVI values at the pixel level were employed to model annual evapotranspiration using two boundary conditions for NDVI and E which corresponding to a non-degraded and a degraded status respectively. Both boundary conditions are defined at the pixel level according to a climatic index which characterizes the local water availability. To estimate NDVI values at the boundary conditions, it was proposed an empirical approach developed at regional scale while to estimate the annual evapotranspiration values, Specht's hypothesis was used. This hypothesis assumes a monthly linear relationship between the available soil moisture and the ratio between the evapotranspiration and the potential evapotranspiration. For perennial vegetation with low seasonal LAI variations, the slope of this relationship, the Specht's evaporative coefficient, is a constant value adjusted by the vegetation to

thoroughly use the local available water without ever completely depleting the soil moisture store in any period of the year. .

Sierra Gádor is a predominant Triassic limestone mountainous range system belonging to the Betic Domain and located at the southeast of the Iberian Peninsula (Almeria, Spain). According to isotope studies, the main recharge area to the Dalias's aquifers is concentrated on a central high plain fragmented in different levels and developed between 800 and 1800 m.a.s.l. The area is characterized by a Mediterranean climate and a high vegetation cover degradation as a result of the mining occurred during the XIX century. Soils are usually thin and have profile available water capacity values ranging from 10 to 80 mm.

Estimating the annual water balance at the boundary conditions requires the use of maps of monthly precipitation and potential evapotranspiration. For this purpose, mean monthly precipitation values for the period 1960/61-1999/00 were computed in 35 meteorological stations managed by the Spanish Meteorological Service. The areal rainfall was computed using multiple linear regression where spatial attributes (altitude, latitude, longitude, local aspect and distance to the coast) were employed to estimate the mean monthly precipitation at ungauged locations. Similarly to the average year, wet and dry standard years were also characterized to evaluate differences on the annual water balance under these conditions. Potential evapotranspiration has been computed from the calibrated Hargreaves-Samani equation which takes into account global radiation, mean temperature and monthly range of temperatures. Monthly global radiation estimates were generated running an irradiance model. A multiple linear regression model was used for temperature in a similar way than for precipitation. Reference evapotranspiration values from agro-meteorological stations were employed for the regional calibration of the Hargreaves-Samani equation. To compute mean annual NDVI values, four Landsat7 ETM+ scenes corresponding to different seasons, were acquired, corrected and processed.

Results show that the modelling framework is robust to identify areas with local water deficit and potential recharge areas, both characterized by the presence of vegetation density values higher and lower than those considered as the reference values, respectively. In general terms, the spatially averaged mean evapotranspiration in Sierra Gádor is around 70% of the annual precipitation ($159 \text{ hm}^3/\text{year}$). Taking into account the low values of surface runoff measured at different spatial scales, the remainder 30% should be deep infiltration or potential recharge ($74 \text{ hm}^3/\text{year}$). Results derived from the three precipitation periods (dry, average and wet) show that recharge is more important during wet periods as the non-evapotranspired fraction of the annual precipitation is 36% higher than in the average year. In a dry situation, total runoff is 27% lower than the average. The predictive potential of the model was verified in Llano de los Juanes, a representative area of the *plateau* of Sierra Gador, located at 1660 m.a.s.l. In the hydrological year 2003-2004, considered as an average precipitation year, annual evapotranspiration estimated is 8% higher than the measured value with the eddy correlation technique ($292 \text{ mm}/\text{year}$). Experiments developed to estimate the surface runoff at plot and hillslope scales showed the little importance of this component against deep percolation. An error analysis was applied assuming that all the individual errors involved in the model have the same sign and that the error propagation is additive. The spatially averaged maximum potential error for Sierra Gador is 28%. Finally, a sensitivity analysis warns about the importance of a correct characterization of the NDVI, especially when we define the reference values.

Some issues must be reinforced in future research lines. They are centered in the assessment and improvement of the predictive capacity of the model. To accomplish this, it will be desirable to apply the model in gauged catchments for a better verification of the evapotranspiration estimates. The improvement of the predictive capacity of the model could be achieved by: a) optimizing the spatial resolution of the model for a better characterization of the reference values and; b) increasing the temporal resolution of the model to characterize the seasonality of the main water balance components.

Capítulo I

1. Introducción

1.1. Motivación

Actualmente los países ribereños de la cuenca del Mediterráneo concentran el 7% de la población mundial y sólo disponen del 3% de los recursos hídricos de todo el mundo, un 50% de los cuales son explotables y sólo un 30% están regulados (PNUE/PAM/PLAN BLEU, 2004). Sin embargo, las proyecciones de demanda no cesan de crecer y diversos organismos internacionales han alertado de la situación de *déficit social* de agua a la que se enfrenta el Mediterráneo, especialmente agravada en las regiones semiáridas (países del arco sur y del Cercano Oriente). Hasta la fecha, las aguas subterráneas han constituido una de las principales fuentes de abastecimiento en estas regiones aunque en ocasiones su uso ha estado al amparo de dinámicas de sobreexplotación y la generación de graves impactos ambientales que incrementan el riesgo de desertificación del territorio.

Bajo este contexto, la articulación de una política de gestión y planificación sostenible de los recursos hídricos en regiones semiáridas debería centrarse en garantizar el equilibrio a largo plazo entre las entradas (recarga) y las extracciones de agua en los acuíferos.

Los procesos de recarga en regiones semiáridas se localizan principalmente en las cabeceras de las cuencas hidrológicas, generalmente áreas montañosas (Lerner et al., 1990; Wilson y Guan, 2004). De forma clásica, se ha considerado que la recarga puede ser preferencial o difusa. La primera tiene lugar en cauces, depresiones topográficas, conos de deyección, fisuras o áreas irrigadas. La segunda tiene lugar en áreas más extensas, generalmente laderas, a partir de la infiltración del agua de lluvia. Actualmente existe controversia respecto a la importancia relativa de una u otra en regiones áridas y semiáridas. Seyfried et al. (2005), basándose en experiencias con trazadores naturales, han probado la ausencia generalizada de recarga difusa en cuatro regiones áridas y semiáridas de Estados Unidos. Sin embargo, otros estudios establecen que la recarga difusa puede ser relevante en áreas extensas (Hendricks y Walter, 1997; Small, 2005). Si bien la recarga preferencial sólo ocurre en una fracción limitada de territorio, su contribución en regiones semiáridas suele ser mayor que la de la recarga difusa (Simmers, 1997). Otras investigaciones matizan esto último y condicionan la existencia, magnitud y distribución espacial de la recarga difusa a factores relacionados con la regularidad y origen de los eventos de precipitación (Vallejos et al., 1997; Vandenschrick et al., 2002; Lewis y Walter, 2002; Frot et al., 2006), la elevada heterogeneidad espacial de los atributos del terreno (litológicos, topográficos, edáficos, usos del suelo) y la aparición de procesos escalo-dependientes (mecanismos de infiltración y redistribución de los flujos de escorrentía). En realidad ambos procesos, recarga difusa y preferencial, son escalo-dependientes lo que dificulta su diferenciación real ¿dónde termina una ladera y empieza un cauce? ¿no hay recarga preferencial en laderas?.

En regiones semiáridas, una aproximación para valorar la recarga a resoluciones temporales groseras (anual y promedio anual) consiste en estimar la recarga potencial o infiltración profunda, esto es, la fracción no evapotranspirada de la precipitación. A su vez, el cálculo de la evapotranspiración en un contexto espacio-temporal puede evaluarse considerando los patrones espaciales de la vegetación y conociendo los mecanismos ecofisiológicos que le permiten optimizar el uso del agua. Incluir estos procesos en el cálculo del balance hídrico constituye el principal desafío de la ecohidrología (Rodríguez-Iturbe, 2000).

La teledetección constituye la única fuente información espacialmente distribuida sobre el estado de la vegetación en regiones extensas. Esta información es aún más relevante en cuencas no instrumentadas al proporcionar variables de entrada en los modelos ecohidrológicos. La integración de ambas herramientas (teledetección y modelización) en Sistemas de Información Geográfica (Trotter, 1991; Saraf y Choudhury, 1998; Saraf et al., 2004) contribuye a mejorar las estimaciones del balance hídrico espacialmente distribuido facilitando la toma de decisiones en la planificación hidrológica (Salama et al., 1994; Saraf y Choudhury, 1998; de Vries y Simmers, 2002; Anbazhagan y Ramasamy, 2002; Saraf et al., 2004; Shaban et al., 2006).

La comarca del Campo de Dalías es un referente paradigmático del modelo de crecimiento económico acaecido en el litoral mediterráneo español en las últimas décadas (Pulido Bosch et al., 2000; Dwyer, 2002; Contreras, 2002). Actualmente, la estructura productiva de la comarca pivota sobre un pujante sistema agroindustrial centrado en la producción hortofrutícola bajo invernadero (20.000 has aproximadamente con una producción de más de 700 millones de euros/año) y una oferta turística que supera las 12.000 plazas hoteleras (Contreras, 2002). El crecimiento demográfico de la comarca también avala la importancia del proceso, pasándose desde los aproximadamente 20.000 habitantes en 1950 hasta los 126.704 habitantes en el año 2001. Este vertiginoso desarrollo ha estado íntimamente ligado a la explotación de los “acuíferos inferiores” del Campo de Dalías, siendo actualmente las aguas subterráneas la principal fuente de recursos hídricos de la comarca. Actualmente los recursos bombeados en el conjunto del Campo de Dalías rondan los 140 hm³/año estimándose la la sobreexplotación en unos 40 hm³/año (Pulido-Bosch, comunicación personal). Esta sobreexplotación ha provocado problemas locales de intrusión marina y contaminación de aguas subterráneas por procesos de mezcla (Pulido Bosch et al., 2000; Salinas Andújar, 2001).

Sierra de Gádor, con una extensión aproximada de 600 km² y de forma más relevante su vertiente sur, constituye el principal área de recarga de los “acuíferos inferiores” del Campo de Dalías (Pulido Bosch et al., 2000). Resulta pues de especial interés continuar la labor de investigación que se viene desarrollando en esta región montañosa de clima semiárido, con el objetivo aportar información sobre el balance hídrico. Esta información permitiría en un futuro cuantificar los procesos de recarga y evaluar estrategias de actuación para inducirla. Hasta el presente, las investigaciones hidrológicas en Sierra de Gádor se han centrado en dos líneas: a) aplicación de modelos que simulan el comportamiento hidrológico de las cuencas frente a eventos de precipitación tipo con una elevado período de retorno (Martín Rosales, 2002; Gisbert et al., 2005) y; b) estudio, mediante empleo de técnicas isotópicas, del origen de las aguas de recarga de los “acuíferos inferiores” del Campo de Dalías (Vallejos et al., 1997; Vallejos, 2001; Vandenschrick et al., 2002; Frot et al., 2006).

Este trabajo de investigación constituye la primera aproximación ecohidrológica que se realiza en Sierra de Gádor para evaluar, de forma espacialmente distribuida, el balance hídrico a largo plazo. Para lograrlo se considera la densidad de vegetación, estimada mediante imágenes de satélite, y mecanismos que posibilitan a la vegetación optimizar el uso del agua en ecosistemas semiáridos.

1.2. Hipótesis y objetivos

Se formula la siguiente hipótesis de trabajo:

El balance hídrico anual está controlado de forma significativa por la densidad de la vegetación y el estado de degradación del ecosistema. Integrar la heterogeneidad espacial de estas propiedades del ecosistema en un modelo ecohidrológico simple, permitiría identificar, en un contexto espacialmente distribuido, áreas con exceso y déficit local de agua.

Bajo esta hipótesis, se establece el siguiente objetivo general:

Desarrollar una herramienta metodológica de coste moderado para la evaluación espacialmente distribuida del balance de agua anual en regiones montañosas semiáridas de clima mediterráneo de mediana extensión (500-5000 km²).

Se ha seleccionado Sierra de Gádor como área piloto para la aplicación de la metodología propuesta. La elección de esta región montañosa se justifica por diversos motivos, a destacar:

- Elevado interés estratégico por ser el principal área de recarga de los “acuíferos inferiores” del Campo de Dalías y de cuya explotación actual depende la estructura agroindustrial y el sector turístico de esta comarca.

- Disponibilidad de información espacial y datos suministrados por otros estudios de caracterización y desarrollados desde 1980.

- Interés creciente en el área manifestado por la concurrencia de diferentes proyectos de investigación concedidos por diversos organismos institucionales (Unión Europea, Ministerio de Educación y Ciencia, Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía) y entidades financieras.

Se establecen cinco objetivos específicos:

- *Seleccionar, adaptar y comprobar la consistencia de los paradigmas empleados para evaluar el balance hídrico anual, estos son, hipótesis de equilibrio hidrológico e hipótesis de Specht.*

- *Estudiar la distribución espacial del balance de agua para tres periodos de precipitación contrastados: año promedio, año húmedo y año seco.*

- *Calcular la incertidumbre en la estimación de la evapotranspiración anual mediante un análisis de cálculo y propagación de errores.*

- *Desarrollar un análisis de sensibilidad que evalúe el impacto de las variables del modelo en los resultados finales.*

- *Verificar los resultados obtenidos en un área representativa de Sierra de Gádor, para el cual se dispone de medidas directas de evapotranspiración, datos experimentales de tasas de infiltración y valores del coeficiente de escorrentía anual en laderas.*

Capítulo II

2. Antecedentes

2.1. Impacto de la vegetación en el balance hídrico en regiones semiáridas

Vegetación y ciclo hidrológico están íntimamente relacionados. El balance de agua local determina la estructura, función y distribución de la vegetación mientras que la vegetación impacta sobre el balance hídrico a través de modificaciones en el albedo, la interceptación y la evaporación (Roberts, 2000; Rodríguez-Iturbe et al., 2001; Eagleson, 2002; Arora, 2002a; Gerten et al., 2004; Rodríguez-Iturbe y Porporato, 2004). Esta interacción se intensifica en regiones donde el agua es un factor limitante para el desarrollo de las comunidades bióticas, como ocurre en los ecosistemas mediterráneos. La disponibilidad de agua regula el crecimiento y la productividad de la vegetación a través del aumento o disminución del área foliar (Specht, 1972; Eagleson, 1982; Specht y Specht, 1989; Stephenson, 1990; Hoff y Rambal, 2003; Larcher, 2003). Sin embargo, la relación entre producción neta y área foliar no es lineal pudiéndose encontrar para cada comunidad vegetal un valor óptimo de área foliar que maximiza la producción neta (Amthor y Baldocchi, 2001; Larcher, 2003). Cuando el área foliar alcanza este valor, la eficiencia en el uso de los recursos limitantes (agua y nutrientes, principalmente) es máxima. Specht (1972) advirtió sobre la existencia de esta correspondencia, al demostrar que el área foliar en diversas comunidades vegetales sempervirentes de Australia está fuertemente relacionada con un índice de disponibilidad hídrica. Esta evidencia junto con otras encontradas en diferentes climas y comunidades vegetales (Ellis et al., 2005) constituyen el pilar fundamental de la hipótesis de equilibrio hidrológico propuesta por Grier y Running (1977) y Nemani y Running (1989).

En regiones áridas y semiáridas, es característico que la variabilidad espacial de los atributos del paisaje se manifieste por la intercalación de parches de vegetación y parches de suelo desnudo. La conectividad hidrológica entre los parches o unidades de vegetación condiciona la distribución espacial del agua y los nutrientes y por tanto la dinámica de la cubierta vegetal y la productividad del ecosistema (Cerdá, 1998; Bergkamp, 1998; Puigdefábregas et al., 1999; Imeson y Prinsen, 2004; Ludwig et al., 2005). Son crecientes los estudios que recalcan esta propiedad, intrínseca a estos paisajes, y aconsejan su incorporación a la hora de comprender los procesos hidrológicos que tienen lugar a diferentes escalas espaciales (pedón, ladera, cuenca, etc.) (Güntner y Bronstert, 2004).

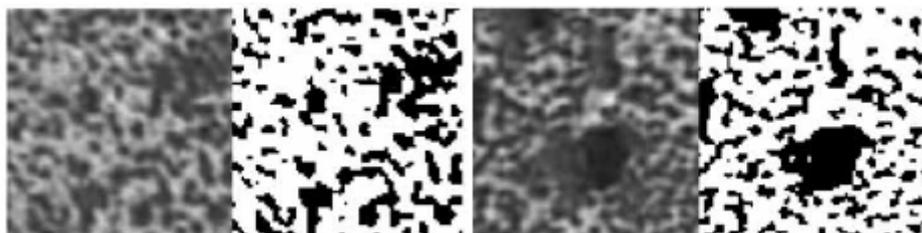


Figura 2.1. Patrones de vegetación en parcelas de *Stipa tenacissima* de 20*20 m obtenidos a partir de fotografía aérea. Ambos ejemplos poseen la misma fracción de cobertura vegetal ($f=0.34-0.35$) pero patrones de agregación muy diferentes lo que condiciona la conectividad de la escorrentía entre las áreas desnudas. Tomado de Imeson y Prinsen (2004).

Las regiones con clima y ecosistemas típicamente mediterráneos (cuenca del Mediterráneo, California, suroeste y sur de Australia, centro de Chile y sur de África) ocupan alrededor de 2.75 millones de km^2 (di Castri et al., 1981; Mooney et al., 2001; Joffre y Rambal, 2002). El clima se caracteriza por la secuencia de periodos suaves y húmedos, más o menos largos (5-10 meses), y un periodo seco y cálido. La vegetación en estas regiones está dominada por comunidades arbóreas y arbustivas con especies perennes de hojas pequeñas y esclerófilas y bien adaptadas a la sequía estival. Estas comunidades reciben diversos nombres (monte bajo, garriga, maquis, matorral, chaparral, *malle*, *fynbos*, etc) dependiendo de la región considerada y del sustrato edáfico sobre el que se desarrollan (ácido o básico) (Rambal, 2001; Joffre y Rambal, 2002). El periodo de crecimiento se concentra en torno a la primavera y está restringido en el invierno por las bajas temperaturas y en el verano por la falta de agua y las elevadas temperaturas. En periodos de sequía, la vegetación dispone de un abanico limitado de mecanismos para mantener la actividad fotosintética y reducir las pérdidas por transpiración (Rambal, 1992; Roberts, 2000; Meinzer, 2003). A escala diaria, la vegetación hace frente al estrés hídrico mediante la regulación estomática. La irregularidad estacional en la disponibilidad de agua se solventa con modificaciones del sistema radicular mientras que para hacer frente a la variabilidad interanual de las precipitaciones, la vegetación promueve cambios en la densidad o área foliar. Cada mecanismo de regulación está íntimamente vinculado con el inmediatamente superior configurándose una estrategia integral que permite a la vegetación mantener un balance de agua y carbono satisfactorio independientemente de las condiciones ambientales (Rambal, 1995). Aunque la vegetación es predominantemente perenne, su densidad está limitada por la disponibilidad hídrica en el periodo estival siendo difícil que se desarrollen índices de área foliar superiores a $4-5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2}$ (Mooney y Millar, 1985; Rambal, 2001; Hoff et al., 2002; Whitehead and Beadle, 2004).

2.2. Balance hídrico en regiones semiáridas

2.2.1. Ecuación de balance

Consideremos un volumen de control cuya dimensión vertical está determinada por el espesor del *solum* (horizontes A y B del perfil del suelo) y una dimensión en superficie tal que permita desprestigiar los flujos horizontales de agua en el perfil. La ecuación del balance hídrico en este volumen de control y aplicada a una resolución temporal grosera (anual o promedio anual) queda:

$$P - E - Q + \Delta S = 0 \quad (\text{Ec. 2.1.})$$

donde, P es la precipitación, E la evapotranspiración y Q la escorrentía total, todos medidos en mm/año. ΔS es la variación del contenido de agua en el volumen de control entre el inicio y el final del periodo. A la resolución temporal de interés (anual y promedio anual) podemos asumir que ΔS y su variabilidad interanual es despreciable.

En regiones semiáridas la evapotranspiración puede superar el 80% de la precipitación (Pilgrim et al., 1988; Domingo et al., 2001; Wilcox et al., 2003). La diferencia entre precipitación y evapotranspiración es lo que denominamos escorrentía total, Q (para algunos autores lluvia útil o precipitación efectiva) y constituye la fracción de la precipitación potencialmente disponible para el uso y la gestión humana dentro de una región (Dingman, 2002). La escorrentía total integra la fracción de la precipitación que se canaliza a través de los cauces en forma de escorrentía superficial, y aquella que atraviesa y escapa a la zona radicular del suelo, denominada percolación o infiltración profunda. En cualquiera de los casos, la escorrentía total representa la componente del balance hídrico a partir de la cual se genera la recarga, que sería la fracción de la infiltración profunda que atraviesa la zona no saturada hasta lograr alcanzar la franja saturada.

La determinación directa de Q suele ser costosa y su obtención en territorios extensos está sujeta a grandes incertidumbres debido a la dificultad que entraña poder disponer de datos experimentales con suficiente densidad espacial. Su determinación indirecta, como diferencia entre precipitación y evapotranspiración ($Q = P - E$), tiene el inconveniente asociado a la estimación fiable de esta última. Sin embargo, la aproximación del balance hídrico resulta particularmente interesante en zonas áridas y semiáridas, debido al gran número de factores que controlan la conversión de precipitación en escorrentía y al desarrollo reciente de procedimientos para estimar la evapotranspiración en zonas extensas.

El estudio de la precipitación a largo plazo puede abordarse mediante el empleo de series históricas de datos meteorológicos. Previamente al análisis, es aconsejable revisar y garantizar la calidad y representatividad de las series temporales mediante la identificación de lagunas de información y la detección y corrección de heterogeneidades (Peterson et al., 1998). Para el análisis espacialmente distribuido existe una amplia gama de técnicas clásicas de interpolación (interpolación por regresión, de ponderación, teselación, *splines* o filtros) o procedimientos geoestadísticos (krigeaje univariante o multivariante) (Chica Olmo, 1979; Tabios y Salas, 1985; Hevesi et al., 1992; Goovaerts, 2000; Naoum y Tsanis, 2003).

Por el contrario, la evaluación de la evapotranspiración se ha considerado tradicionalmente difícil y sujeta a grandes incertidumbres. Existe un amplio abanico de aproximaciones y modelos para su estimación algunas de las cuales son referidas a continuación de forma breve.

2.2.2. Modelos de balance hídrico

2.2.2.1. Ecuaciones empíricas

La tasa de evapotranspiración a largo plazo, E, está controlada en primera instancia por la disponibilidad de agua y energía. La primera puede representarse por la precipitación, P, mientras que la disponibilidad de energía está representada por la evapotranspiración potencial, E_p (Budyko, 1974). La relación entre E, P y E_p , conocida como curva de Budyko, tiene una base física e incluye como parámetro el cociente de Bowen, entre los flujos, tierra-atmósfera, de calor sensible y latente (Arora, 2002). Dada

la dificultad de medir directamente este parámetro, diversos autores han desarrollado ecuaciones con mayor o menor grado de empirismo que relacionan el índice de evapotranspiración, E/P , y el índice de aridez, E_p/P (tabla 2.1.; Schreiber, 1904; Ol'dekop, 1911; Turc, 1954; Pike, 1964). La importancia de la escala en estas ecuaciones fue ya adelantada por Budyko (1974) quien afirmó que las estimaciones de E/P deberían ser más precisas cuando dichas relaciones se aplicaran a resoluciones espaciales groseras ($>1000 \text{ km}^2$) ya que la variabilidad de la respuesta hidrológica y la influencia de factores locales en el balance hídrico disminuye conforme se incrementa el tamaño de la cuenca (Wood et al., 1988). El trabajo de Choudhury (1999) demuestra experimentalmente lo predicho por Budyko y trata de generalizar las relaciones empíricas descritas anteriormente incorporando un parámetro escalo-dependiente, α , función del tamaño de la superficie considerada.

Aún considerando el impacto de la escala, estos modelos sólo explican alrededor de un 70% de la varianza del índice de evapotranspiración manteniendo un considerable grado de incertidumbre en sus predicciones (Milly, 1994; Zhang et al., 1999; Sankarasubramanian y Vogel, 2002). Las desviaciones respecto de los valores estimados por la curva de Budyko son aún más acusadas conforme se incrementa la aridez (Milly, 1994) al considerar E_p como una variable climática independiente de E (Morton, 1983; Hobbins et al., 2001), no tener en cuenta la estacionalidad entre la disponibilidad de agua y energía (Stephenson, 1990; Milly, 1994; Potter et al., 2005) o no reflejar la capacidad de retención hídrica del suelo (Sankarasubramanian y Vogel, 2003; Potter et al., 2005). Zhang et al. (2001) incorporan un parámetro, w , que caracteriza cualitativamente la accesibilidad de la vegetación al agua potencialmente evaporable (tabla 2.1.). La variación de w es atribuible a diferencias en la profundidad del sistema radicular y en las propiedades hidráulicas del suelo. Estas propiedades de la zona radicular del suelo determinan en última instancia la capacidad de retención hídrica del mismo. Basándose en datos de cuencas de todo el mundo, los mismos autores acotan el rango de variabilidad de w entre 0.5 y 2 según la clase de cubierta vegetal (vegetación herbácea o arbórea) y el porcentaje de mezcla entre ambas clases.

En regiones mediterráneas se han descrito ecuaciones empíricas que relacionan el balance hídrico anual con la precipitación anual (Joffre y Rambal, 2002; Contreras et al., 2005a). Contreras et al. (2005a) han mostrado que los parámetros de calibración de estas ecuaciones empíricas presentan una relación estrecha con la densidad de vegetación media de las cuencas sobre las que se han descrito.

2.2.2.2. Modelos basados en la relación de complementariedad

La hipótesis de complementariedad propuesta por Bouchet (Bouchet, 1963) establece una relación dependiente entre el flujo de calor latente liberado a la atmósfera, E , y la disponibilidad de energía para evaporar, E_p . A escala regional ($\sim 1-100 \text{ km}^2$) y cuando existe una limitación de agua, la fracción de radiación neta que no es invertida en calor latente es transferida a la atmósfera incrementando la energía disponible para evaporar. Según Bouchet (1963), la tasa de evapotranspiración en un periodo de tiempo disminuye en igual magnitud que el aumento de la evapotranspiración potencial en el periodo precedente. Son varios los modelos desarrollados al amparo de la hipótesis de complementariedad si bien destacan el *Complementary Relationship Areal Evapotranspiration*, CRAE, descrito por Morton (1983), el *Advection-Aridity*, AA, usado por Brutsaert y Stricker (1979) y el modelo de Fu (1981) cuya principal

diferencia respecto los dos primeros es no asumir la relación lineal impuesta por Bouchet entre E_p y E .

Tabla 2.1. Relaciones empíricas entre el índice de aridez, E_p/P , y el índice de evapotranspiración, E/P .

Schreiber (1904)	$\frac{E}{P} = 1 - e^{-E_p/P}$
Ol'dekop (1911)	$\frac{E}{P} = \frac{E_p}{P} \tanh\left(\frac{E_p}{P}\right)^{-1}$
Budyko (1948)	$\frac{E}{P} = \sqrt{\frac{E_p}{P} \tanh\left(\frac{E_p}{P}\right)^{-1} \left(1 - e^{-E_p/P}\right)}$
Turc (1954) ; $a = 0.9$ Pike (1964); $a = 1$	$\frac{E}{P} = \frac{1}{\sqrt{a + \left(\frac{E_p}{P}\right)^{-2}}}$
Hsuen-Chun (1988)	$\frac{E}{P} = \frac{E_p}{P} \left[\frac{\left(\frac{P}{E_p}\right)^k}{1 + \left(\frac{P}{E_p}\right)^k} \right]^{1/k}$
Choudhury (1999)	$\frac{E}{P} = \frac{1}{\left[1 + \left(\frac{E_p}{P}\right)^{-\alpha}\right]^{1/\alpha}}$
Zhang <i>et al.</i> (2001)	$\frac{E}{P} = \frac{1 + w \frac{E_p}{P}}{1 + w \frac{E_p}{P} + \left(\frac{E_p}{P}\right)^{-1}}$
Sankarasubramanian y Vogel (2002)	$\frac{E}{P} = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \gamma(1-R) - \left[1 - 2\gamma(1-R) + \gamma^2(1-R)^2 \right]^{1/2} \right\}$
Zhang <i>et al.</i> (2004)	$\frac{E}{P} = 1 + \frac{E_p}{P} - \left[1 + \left(\frac{E_p}{P}\right)^\omega \right]^{1/\omega}$

$\gamma = b/P$; $R = -E_p/P * 1/\gamma$; w y b son parámetros que dependen de la capacidad de retención hídrica del suelo; ω y k son parámetros que dependen de las características de la cuenca.

A partir del modelo de Fu, Zhang et al. (2004) derivan una ecuación que relaciona el índice de evapotranspiración, E/P , con el índice de aridez, E_p/P y un coeficiente, ω , que integraría el impacto que sobre el balance hídrico anual tiene la variabilidad espacial de

la densidad de vegetación, las propiedades edáficas y/o algunos atributos topográficos (tabla 2.1.). Sin embargo, actualmente sigue siendo un desafío poder cuantificar la relación entre ω y estos atributos (Zhang et al., 2004). Trabajos como el de Berger y Entekhabi (2001) que analiza en qué grado diversos atributos fisiográficos predicen la respuesta hidrológica de las cuencas, podrían ayudar a cuantificar dichas relaciones.

2.2.2.3. Modelos de base física

Algunos autores han derivado expresiones analíticas para la estimación del cociente E/P a partir de modelos de balance de base física. Dichos modelos representan el suelo como un volumen de control con una capacidad de retención hídrica limitada y que está sometido a un flujo de entrada, principalmente la aportación de lluvia, y unos flujos de salida, la evapotranspiración y la escorrentía total. La evapotranspiración depende del contenido de agua en el volumen de control y de la evapotranspiración potencial, variable que impone una tasa máxima de evapotranspiración según la disponibilidad de energía. La escorrentía total (fracción de la precipitación no evapotranspirada) integraría la escorrentía de Horton (cuando la intensidad de la precipitación supera la capacidad de infiltración del volumen de control), la escorrentía de Dunne (por saturación del volumen de control) y la infiltración profunda.

Milly (1994) identifica las variables claves que controlan la partición de la precipitación en evapotranspiración y escorrentía total (índice de aridez, capacidad de almacenamiento del suelo, estacionalidad y torrencialidad o recurrencia de los eventos de precipitación) adoptando un modelo de balance capacitivo. De forma analítica deriva las ecuaciones y las relaciones entre variables que explican dicha partición. Sin embargo, la aplicación a escala regional de las ecuaciones propuestas por Milly es limitada por la complejidad de las soluciones analíticas que propone. Dooge *et al.* (1999) emplean un modelo de balance mensual que integra el impacto de las propiedades del suelo (capacidad de almacenamiento y permeabilidad) para analizar la sensibilidad en la generación de escorrentía al cambio climático. De forma similar proceden Sankasubramanian y Vogel (2002) al aplicar un modelo de balance mensual tipo *abcd* (Fernández et al., 2000) y derivar una ecuación que relaciona el índice de evapotranspiración con el índice de aridez y la capacidad de almacenamiento de una cuenca (tabla 2.1.). En cualquier caso, ninguno de los tres modelos considera de forma explícita el control que la vegetación ejerce en la evapotranspiración.

Eagleson (Eagleson, 1978a-g) desarrolla un modelo de balance unidimensional para simular la dinámica de la humedad en el suelo a partir de la ecuación general del flujo en régimen no saturado (ecuación de Richards). La dependencia de los diferentes componentes del balance (infiltración, escorrentía, evapotranspiración, percolación y ascenso capilar) a las propiedades del sistema clima-suelo-vegetación queda expresada a través de la ecuación de continuidad y 14 parámetros (7 referidos al clima, 3 a la vegetación y 4 al suelo). El modelo proporciona una base física a la curva de Budyko y las funciones empíricas que la describen (Eagleson, 1978d; Eagleson, 2002). Los parámetros relativos a la vegetación son: a) la capacidad de retención de la copa, h_r , que determina las pérdidas por interceptación; b) la fracción de cubierta vegetal, f ; y c) una conductancia, k_v , que regula la tasa transpirativa de la vegetación. Para eliminar la dependencia de los parámetros edáficos, difíciles de medir, Eagleson (1982) invoca 3 hipótesis. En el corto plazo (tiempo de supervivencia de la planta), la primera hipótesis postula la minimización del estrés hídrico a través del ajuste de la densidad de la vegetación, f . En el largo plazo (escala evolutiva), la segunda de las hipótesis postula la maximización de la producción de biomasa mediante la maximización de k_v . Según

Eagleson, el valor de f que satisface la primera de las hipótesis, f_0 , es aquel que maximiza el contenido de agua en el suelo, lo que equivaldría a minimizar las pérdidas por evapotranspiración. Sin embargo, esta asunción parece difícil de justificar en un contexto ecofisiológico al no considerar el balance o *trade-off* entre las pérdidas de agua por evapotranspiración y la asimilación de CO_2 necesaria para la realización de la fotosíntesis (Kerkhoff et al., 2004). La tercera hipótesis (Eagleson, 1982; Hatton et al., 1997; Kerkhoff et al., 2004) incide en la posibilidad de las comunidades vegetales para optimizar a largo plazo la capacidad de retención hídrica de los suelos modificando sus propiedades hidráulicas (porosidad y tortuosidad). Este principio de *coevolución* entre vegetación y suelo sugiere la existencia de una relación exclusiva entre la estructura de las comunidades vegetales y el clima lo que en cierta forma avala las relaciones semi-empíricas encontradas entre el índice de área foliar y los índices de disponibilidad hídrica descritos en ecosistemas con periodos de escasez de agua (Ellis et al., 2005). Si esta hipótesis es cierta, la densidad de vegetación podría emplearse como un buen indicador para evaluar el balance hídrico en ecosistemas naturales (Hatton et al., 1998).

2.2.2.4. Modelos de equilibrio

Son modelos de balance hídrico que se combinan con un modelo ecofisiológico para simular aquellos procesos implicados en el balance de carbono de la vegetación. En general, incorporan algún criterio de optimización en el uso del agua y la asimilación de CO_2 (Neilson, 1995; Haxeltine et al., 1996; Kergoat, 1998; Rodríguez-Iturbe et al., 1999; Mackay, 2001; Kergoat et al., 2002). En este caso el balance hídrico es caracterizado asumiendo condiciones de equilibrio por lo que resultan de gran utilidad para evaluar el impacto asociado a escenarios de cambio climático (Osborne et al., 2000; Kergoat et al., 2002).

Por norma general, estos modelos se fundamentan en la hipótesis de equilibrio hidrológico ya apuntada en la sección 2.1. y que postula un límite en las pérdidas por evapotranspiración debido a la adaptación de la densidad de la vegetación a la disponibilidad local de agua. Los criterios que optimizan la densidad de la vegetación son variados pero por lo general el más aceptado es alcanzar un compromiso que maximice la tasa fotosintética (haciendo máxima la absorción de radiación o de CO_2) y minimice las periodos de estrés hídrico. Algunos autores (Mackay, 2001; Kergoat et al., 2002) han puesto de manifiesto que la adopción de estos dos criterios puede ser insuficiente cuando existe una limitación de nutrientes, como ocurre en ecosistemas fríos con periodos de crecimiento cortos o ambientes muy perturbados.

2.2.2.5. Conclusión

La curva de Budyko (1958) y las diversas ecuaciones propuestas para describirla proporcionan una aproximación para la evaluación preliminar del balance hídrico en regiones no instrumentadas. Estos modelos tipo “caja negra” trabajan a resoluciones espaciales bajas ($>1 \text{ km}^2$) y resoluciones temporales que representan comportamientos medios anuales de una serie larga de años y por su simplicidad pueden ser implementados fácilmente en plataformas SIG (Bradford et al., 2001). Sin embargo, la naturaleza empírica o semiempírica de las ecuaciones (tabla 2.1.) no permite evaluar el impacto directo de otras variables o atributos del paisaje de gran relevancia en el balance hídrico tales como: a) la capacidad de retención hídrica del suelo (Stephenson, 1990; Zhang et al., 1999; Sankarasubramanian y Vogel, 2002; Zhang et al., 2004) a su vez, estrechamente relacionada con el tipo funcional de vegetación y su densidad (Eagleson, 1982; Zhang et al., 1999); b) la estacionalidad y torrencialidad de la

precipitación (Milly, 1994; Hickel y Zhang, 2003; Potter et al., 2005); y c) los procesos o mecanismos generadores de escorrentía estrechamente asociados a las propiedades edafohídricas de los suelos y la naturaleza de los regímenes de precipitación (Potter et al., 2005).

Existen esfuerzos para obtener ecuaciones similares que integren los efectos de estas variables mediante la incorporación de diversos parámetros que caractericen la capacidad de retención hídrica de los suelos, el tipo de vegetación u otros atributos fisiográficos (Hsuen-Chun, 1988; Zhang et al., 2001; Sankarasubramanian y Vogel, 2002; Zhang et al., 2004).

Los modelos de balance pueden llegar a ser muy atractivos en cuencas no instrumentadas o en regiones con escasa información disponible (Jothityangkoon et al., 2001; Mouelhi et al., 2005) al proporcionar un marco eficiente y una base física para evaluar el impacto de multitud de variables y procesos. Las ecuaciones que gobiernan el balance hídrico pueden derivarse de forma analítica aunque la complejidad de las soluciones (Milly, 1994; Dooge et al., 1999) o la sobreparametrización de las mismas (Eagleson, 1978a-g; Eagleson, 1982; Eagleson, 2002) pueden desaconsejar su aplicación a escala regional y resoluciones temporales groseras. Estos modelos de balance hídrico pueden acoplarse a modelos ecofisiológicos e incorporar reglas de optimización que maximicen la eficiencia en el uso del agua. Los modelos resultantes pueden servir para predecir, a diferentes escalas espaciales, patrones de densidad de vegetación en condiciones de equilibrio, clasificar ecosistemas en tipos funcionales de vegetación y evaluar los cambios asociados a estos patrones como resultado de escenarios de cambio climático.

Capítulo III

3. Aproximación metodológica para la estimación del balance hídrico: base teórica

3.1. Versión preliminar

La vegetación actúa como regulador hídrico entre el suelo y la atmósfera. Por tanto, el conocimiento de su distribución espacial y temporal y sus características estructurales son cuestiones de gran relevancia desde el punto de vista ecohidrológico. Basándose en la hipótesis de equilibrio hidrológico (Specht, 1972; Grier y Running, 1977; Nemani y Running, 1989) y la capacidad de los ecosistemas para retener y hacer un uso eficiente de los recursos disponibles (Ludwig y Tongway, 1992; Ludwig et al., 2002), Boer (1999) y Boer y Puigdefábregas (2005) han confeccionado un procedimiento de carácter exploratorio para evaluar la degradación del territorio en regiones áridas y semiáridas. Se trata de una aproximación semicuantitativa que estratifica el territorio en unidades de paisaje diferenciadas y analiza, para cada una de ellas, los valores normalizados del índice de evapotranspiración, I_e , definido como la razón entre la evapotranspiración media anual, E , y la precipitación media anual, P . Para la estimación del índice de evapotranspiración, I_e , los autores proceden al análisis de las anomalías espaciales de la densidad de vegetación respecto a dos condiciones consideradas de referencia y cuyos balances hídricos se presumen conocidos.

Puigdefábregas et al. (2001) han sugerido extender la metodología para cuantificar en términos absolutos el balance hídrico a largo plazo e identificar áreas preferenciales de recarga en regiones semiáridas. La consecución de este objetivo requiere estimar de forma precisa las dos componentes mayoritarias del balance hídrico, esto es, la precipitación y la evapotranspiración. En este apartado se revisará el modelo conceptual descrito por Boer (1999) y Boer y Puigdefábregas (2005) para estimar el índice de evapotranspiración. Al final del mismo se apuntan algunas de las principales deficiencias y críticas que subyacen al modelo, para finalmente, en un segundo apartado, acometer las adaptaciones necesarias que mejoren su aplicabilidad y acotar los errores en la estimación de la fracción no evapotranspirada de la precipitación.

3.1.1. Base conceptual

En regiones mediterráneas semiáridas, caracterizadas por una cubierta vegetal dispersa y valores de índice de área foliar, IAF, inferiores a $4\text{-}5\text{ m}^2\text{ m}^{-2}$ (di Castri et al., 1981; Money y Miller, 1985; Rambal, 2001; Whitehead y Beadle, 2004), la relación entre evapotranspiración anual e índice de área foliar puede considerarse lineal (Miller, 1981; Poole y Miller, 1981; Greenwood et al., 1985; Nemani y Running, 1989; Larcher, 1995; Grote y Suckow, 1998; Hatton et al., 1998; Hoff et al., 2002; Hoff y Rambal, 2003; Boer y Puigdefábregas, 2005). Greenwood et al. (1985) describen dicha linealidad con valores anuales de evapotranspiración calculados a partir de medidas de evapotranspiración diarias obtenidas con un analizador de gases acoplado a un sistema de cámaras (figura 3.1.). Hoff et al. (2002) y Hoff y Rambal (2003) utilizan datos

simulados obtenidos al aplicar el modelo FOREST-BGC a una comunidad natural de *Quercus ilex* al sur de Francia (figura 3.1.). La linealidad también ha sido descrita por Grote y Suckow (1998) utilizando el modelo FORSANA para simular datos de evapotranspiración en diferentes comunidades de *Pinus sylvestris* al este de Alemania y ha sido igualmente demostrada por Nemani y Running (1989) usando el modelo FOREST-BGC para un bosque de coníferas en Montana (EEUU).

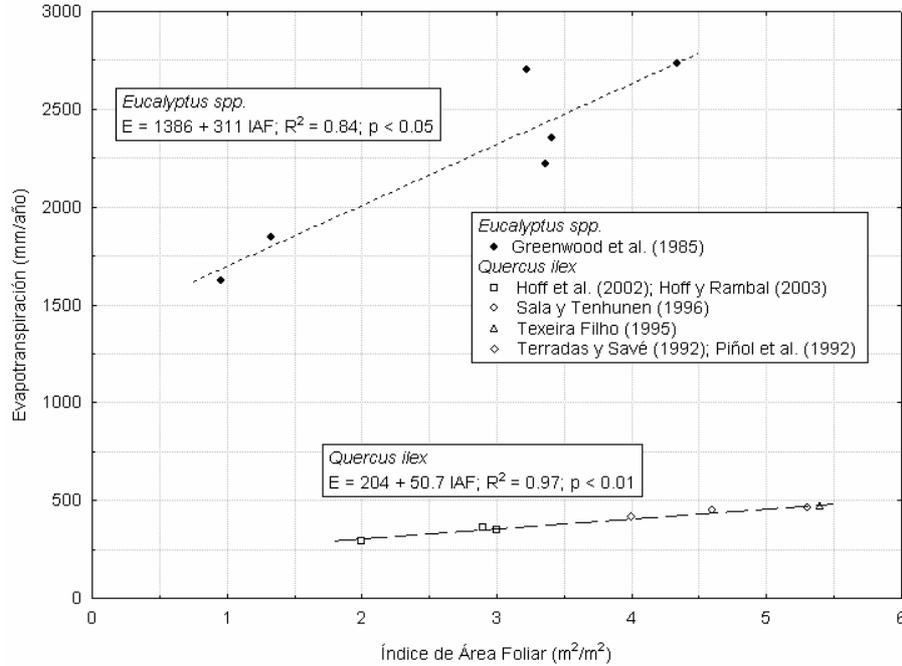


Figura 3.1. Valores de evapotranspiración anual según el índice de área foliar en una comunidad de *Eucalyptus* spp. en Australia (datos experimentales) y varias comunidades de *Quercus ilex* en la cuenca del Mediterráneo (datos experimentales y simulados).

Generalizando los resultados previos para un lugar concreto, podemos establecer que:

$$E = a \text{ IAF} + b \quad \text{para } E \leq E_p; \text{ IAF} < 4 - 5 \text{ m}^2 \text{ m}^{-2} \quad (\text{Ec. 3.1.})$$

donde: E es la evapotranspiración anual (mm/año); E_p es la evapotranspiración potencial (mm/año); IAF es el índice de área foliar (m^2/m^2) y; a y b son parámetros de calibración.

Considerando un suelo desnudo (IAF=0), b puede despejarse tal que:

$$b = E_{sd} \quad \text{para IAF} = 0 \quad (\text{Ec. 3.2.})$$

donde: E_{sd} es la evaporación para el suelo desnudo, valor que dependerá de la estacionalidad del clima y de la capacidad de retención hídrica del suelo.

Sustituyendo la ecuación 3.2. en 3.1., y despejando a, tenemos:

$$a = \frac{E - E_{sd}}{\text{IAF}} = \frac{T}{\text{IAF}} \quad (\text{Ec. 3.3.})$$

donde T es la transpiración anual.

Llegamos a la conclusión que de la transpiración por unidad de área foliar es constante hasta valores de IAF de 4-5 m²/m², postulado que, implícitamente, equivale a la hipótesis de equilibrio hidrológico. Para regiones mediterráneas el valor de T/IAF oscila entre 100 mm/año para comunidades forestales (Rambal, 2001) y 200 mm/año para comunidades arbustivas (Miller, 1981). Que se cumpla la hipótesis de linealidad entre evapotranspiración e índice de área foliar, hace posible que pueda usarse el IAF como indicador del balance hídrico anual.

Para la determinación del parámetro a asumimos una condición de contorno para el valor de IAF. La condición vendrá impuesta por el IAF máximo teórico en equilibrio hidrológico con las condiciones climáticas locales, IAF_{eq} , y por la evapotranspiración anual asociada a dicha densidad de vegetación, E_{eq} . Si despejamos a en la ecuación 3.1., tendremos:

$$a = \frac{E_{eq} - E_{sd}}{IAF_{eq}} \quad (\text{Ec. 3.4.})$$

donde:

IAF_{eq} valor potencial (máximo teórico, asumiendo un suelo con una capacidad de retención hídrica ilimitada) de índice de área foliar bajo las condiciones climáticas locales.

E_{eq} evapotranspiración anual para una superficie cuya densidad de vegetación es igual al valor máximo teórico impuesto por las condiciones climáticas locales ($IAF=IAF_{eq}$).

A partir de la ecuación 3.3. y 3.4., se puede derivar una relación similar a la utilizada por Nemani y Running (1989) tal que:

$$\frac{E - E_{sd}}{IAF} = \frac{E_{eq} - E_{sd}}{IAF_{eq}} \quad (\text{Ec. 3.5.})$$

Para comprobar la relación lineal descrita por la ecuación 3.1. he desarrollado un modelo que simula el balance hídrico anual (anexo 1). El modelo tiene una frecuencia de paso diaria y la evapotranspiración se estima a partir de la ecuación de Penman-Monteith. El ejercicio puesto en marcha simula el balance hídrico anual de un coscojar-encinar de bajo porte típico del mediterráneo semiárido para diferentes supuestos o valores de índice de área foliar y capacidad de retención hídrica del suelo. Para la ejecución del modelo se ha dispuesto de una serie de datos meteorológicos (septiembre 2000 – agosto 2005) de dos estaciones pertenecientes a la Red de Información Agroclimática de Andalucía (Adra, 37.05° N - 40 msnm; Fiñana, 37.15° N - 971 msnm). Las precipitaciones medias durante este periodo fueron 298.6 y 302.0 mm/año en Adra y Fiñana, respectivamente. Los parámetros que caracterizan la comunidad vegetal y que son requeridos para la simulación, se especifican en la tabla 3.1. Se asume que la comunidad vegetal se asienta sobre un suelo de textura arenoso-franca. La humedad al inicio de la simulación ha sido fijada según el IAF, promediando los valores correspondientes al final de cada año hidrológico y ajustando hasta que el valor promedio se hacía constante. El modelo no considera pérdidas por percolación o infiltración profunda por lo que la humedad disponible en el suelo al final del año hidrológico dependerá del IAF.

Los valores promedios de evapotranspiración anual según el índice de área foliar se muestran en la figura 3.2. Al incrementar el índice de área foliar, la transpiración aumenta mientras que la evaporación y la escorrentía total (diferencia entre la precipitación anual y la evapotranspiración) disminuyen. La relación entre transpiración e IAF es similar a la encontrada por otros autores (Jacobson et al., 1981; Rambal, 1995). Hasta un valor umbral de IAF de $2 \text{ m}^2/\text{m}^2$, próximo al encontrado por Rambal (1995), la evapotranspiración es linealmente dependiente de la densidad de vegetación (Adra: $R^2=0.92$, $p<0.01$; Fiñana: $R^2=0.99$, $p<0.01$). Con valores de IAF superiores, la función se hace asintótica minimizándose las pérdidas por escorrentía. La máxima diferencia en los valores de evapotranspiración media entre ambas estaciones se alcanza con un IAF de $1 \text{ m}^2/\text{m}^2$ si bien las diferencias entre ambas estaciones no son significativas (resultados no mostrados).

Tabla 3.1. Parámetros y valores característicos empleados para la simulación del balance hídrico de un coscojar-encinar desarrollado sobre un suelo de textura arenoso-franca.

Parámetros de la vegetación		Referencia
Altura, h (m)	2.0	Castro-Diez et al. (1997)
Resistencia estomática mínima, $r_{s,\min}$ (s m^{-1})	40	Hoff y Rambal (2003)
Resistencia estomática máxima, $r_{s,\max}$ (s m^{-1})	5000	Terradas y Savé (1992)
Albedo, α (adimensional)	0.12	Hoff y Rambal (2003)
Temperatura mínima, $T_{v,\min}$ ($^{\circ}\text{C}$)	0	Hoff y Rambal (2003)
Temperatura óptima, $T_{v,\text{opt}}$ ($^{\circ}\text{C}$)	18	Eagleson (2002)
Temperatura máxima, $T_{v,\max}$ ($^{\circ}\text{C}$)	40	Hoff y Rambal (2003)
Pendiente Apertura estomática-D, ω (kPa^{-1})	0.0012	Montado et al. (2005)
Coefficiente extinción R_n -IAF, k (adimensional)	0.72	Hoff y Rambal (2003)
Parámetros edáficos		Referencia
Espesor, Z_r (m)	1.0	
Z_e/Z_r , (adimensional)	0.2	
Humedad a capacidad de campo, θ_{cc} (vol/vol)	0.55	Laio et al. (2001)
Humedad en punto de marchitez, θ_{pm} (vol/vol)	0.10	Laio et al. (2001)

El modelo predice un valor óptimo de IAF donde se maximiza la transpiración por unidad de área foliar. Asumiendo un suelo con un espesor de un metro, el valor máximo de transpiración por unidad de área foliar se alcanza en la estación de Adra para un IAF de $1.09 \text{ m}^2/\text{m}^2$ mientras que en Fiñana se logra con un IAF de $1.47 \text{ m}^2/\text{m}^2$ (figura 3.3.).

La relación lineal presentada en la ecuación 3.1. es aceptable en ecosistemas donde la evapotranspiración potencial supera la precipitación anual y bajo condiciones locales de disponibilidad hídrica que garanticen la condición de equilibrio hidrológico. En la formulación original se asume implícitamente que estas condiciones son alcanzables adoptando una resolución temporal grosera (anual y promedio anual) que permite la estacionaridad de los flujos de precipitación y evapotranspiración. Las figuras 3.1. y 3.2. demuestran esta linealidad con datos experimentales y simulados. Sin embargo, esta linealidad no es aplicable cuando el objetivo es evaluar y simular dinámicas estacionales en ecosistemas con periodos continuados de estrés hídrico. A resoluciones temporales inferiores a la anual, la vegetación activa otros mecanismos para optimizar el balance de carbono y agua basados en la regulación estomática y adaptaciones en el sistema radicular. La falta de linealidad y grado de curvatura de esta relación sería una medida del desequilibrio entre el índice del área foliar y la evapotranspiración (Hatton y Wu, 1995) poniendo de manifiesto la importancia e intensidad que adquieren aquellos

mecanismos de respuesta frente al estrés hídrico y el retardo que existe en estos ecosistemas entre que la vegetación detecta la situación de estrés hídrico y su capacidad para ajustar su área foliar. Este hecho, común en regiones mediterráneas semiáridas caracterizadas por un periodo estival seco, supone una importante limitación a la hora de aplicar la hipótesis de equilibrio hidrológico cuando el objetivo es conocer el balance hídrico a resoluciones temporales inferiores a la anual.

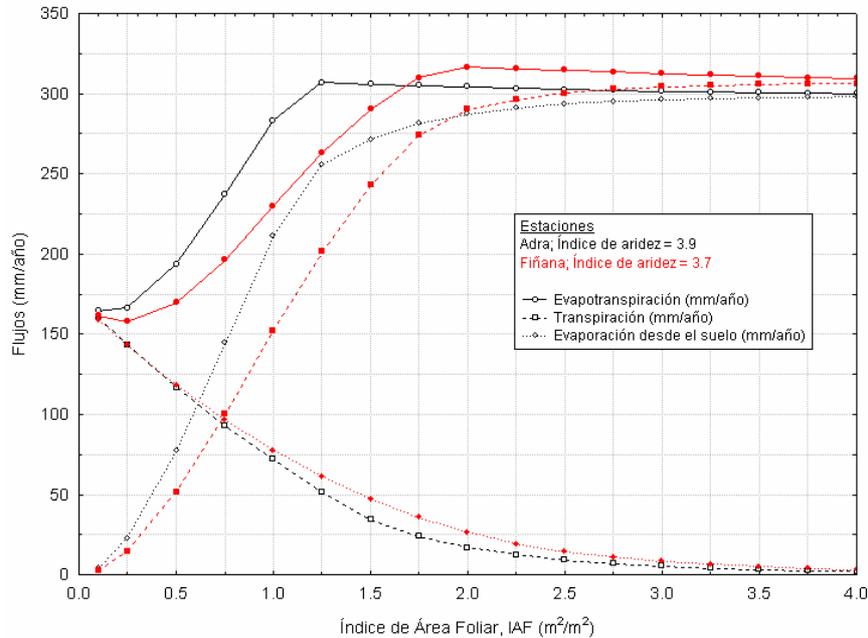


Figura 3.2. Variación anual de la evapotranspiración según el índice de área foliar, IAF, para una comunidad vegetal simulada (coscojar-encinar sobre un suelo arenoso-franco). Flujos evaporativos estimados según el modelo descrito en el anexo 1 y los parámetros de la tabla 3.1. Las variables meteorológicas fueron registradas en las estaciones de Adra y Fiñana (Almería) durante 5 años (sep00 – ago05).

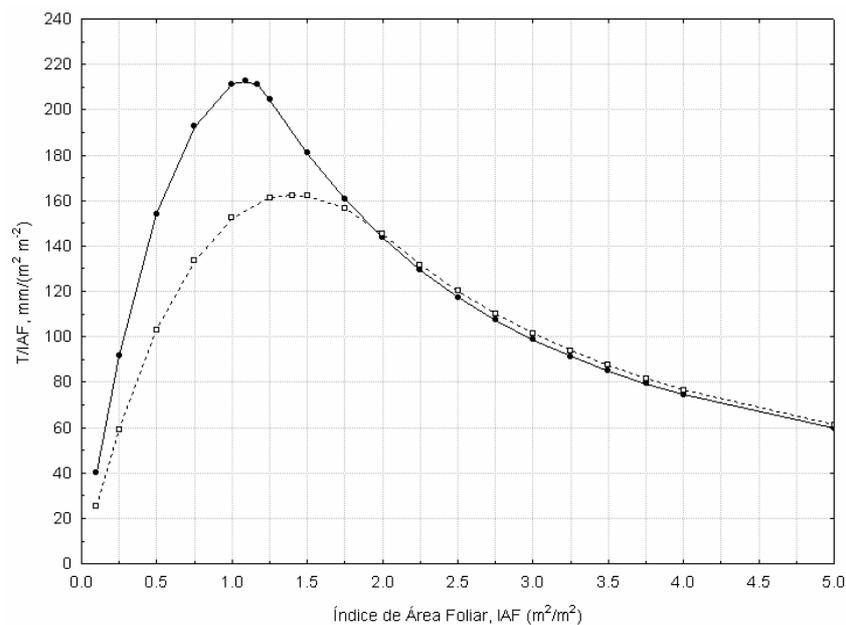


Figura 3.3. Variación de la transpiración por unidad de área foliar en las estaciones de Adra (línea continua) y Fiñana (línea discontinua).

La aproximación metodológica propuesta por Boer y Puigdefábregas (2005) para estimar la evapotranspiración anual se ejecuta en un marco espacialmente distribuido y consta de dos fases destinadas al cálculo de los parámetros a (pendiente) y b (ordenada en el origen) de la ecuación 3.1.

- (i) En una primera fase se definen dos condiciones de contorno o referencia en términos de densidad de vegetación y del balance hídrico asociado a cada una de ellas. La primera condición de referencia permite el cálculo de b (ecuación 3.2.) y representa a un suelo desprovisto de vegetación ($IAF=IAF_{sd}\approx 0$) donde la pérdida anual de agua por evaporación es E_{sd} . La segunda condición de referencia representa una comunidad vegetal cuya densidad de vegetación se encuentra en equilibrio hidrológico con el clima local. En esta condición se asume que $IAF=IAF_{eq}$ y que la evapotranspiración anual es E_{eq} . Ambas condiciones de contorno permiten el cálculo de la pendiente en la ecuación 3.1. según la ecuación 3.4.
- (ii) En una segunda fase y asumiendo la hipótesis de equilibrio hidrológico, se calcula para cada celda, las desviaciones, en términos de balance hídrico, entre la densidad de vegetación observada, IAF, y las definidas en la fase anterior como situaciones de referencia: IAF_{eq} y IAF_{sd} .

El modelo empleado para el cálculo del balance hídrico anual en las condiciones de referencia no hace distinción entre la fracción de cubierta vegetal, f, y la de suelo desnudo, 1-f. Se trata de un modelo unidimensional que combina el efecto regulador de la atmósfera y los mecanismos estructurales y fisiológicos de la comunidad vegetal, responsables de las pérdidas por intercepción y transpiración, con los procesos que determinan las pérdidas por evaporación desde el suelo desnudo. El modelo asume que cada porción o celda del territorio esta cubierta por una superficie uniforme (“*big leaf*”) cuya tasa evapotranspirativa está controlada por la disponibilidad de agua en el suelo y una estrategia de uso de agua concreta.

De forma adicional, el modelo para el cálculo de la evapotranspiración propuesto por Boer y Puigdefábregas (2005) entraña tres dificultades que se abordarán separadamente en siguientes subapartados. Estas son:

- Estimar la densidad de la vegetación en términos del índice de área foliar IAF en un contexto espacialmente distribuido.
- Determinar para cada celda del territorio el valor de IAF_{eq} que maximiza la eficiencia en el uso de los recursos hídricos disponibles.
- Evaluar el balance hídrico a largo plazo en las condiciones de referencia.

3.1.2. Caracterización de la densidad de vegetación

El índice de área foliar o IAF es considerado un descriptor básico para caracterizar la estructura (densidad de vegetación) y funcionamiento de un ecosistema. Esta variable integra aquellos factores (condiciones microclimáticas, dinámica de nutrientes, herbivoría, etc.) que determinan el intercambio de flujos, principalmente agua y carbono, en el continuo suelo-atmósfera-vegetación. Para su obtención pueden emplearse métodos destructivos, relaciones alométricas, métodos indirectos de contacto o métodos ópticos (Asner et al., 2003). Todos ellos están sujetos a errores conceptuales asociados a la propia definición de IAF, a errores sistemáticos asociados a las técnicas

de muestreo o a la propia heterogeneidad en la distribución espacial y angular de las hojas en cada tipo de vegetación. Estas limitaciones hacen del IAF un parámetro difícil de obtener y sujeto a grandes incertidumbres más aún cuando se pretende cuantificar a escala regional. Una fuente adicional de información para la estimación del IAF proviene del empleo de técnicas de teledetección, principalmente fotografía aérea e imágenes de satélite. Sin embargo, actualmente no existen procedimientos para estimar de forma precisa el IAF a partir de imágenes de satélite y en cualquier caso la verificación de los datos requeriría mediciones directas.

Debido a la dificultad que supone cuantificar experimentalmente el IAF a escala regional, diversos de índices estructurales de vegetación (Bannari et al., 1995) han sido propuestos como medidas alternativas del IAF y otros parámetros biofísicos directa o indirectamente relacionados como densidad, biomasa, vigorosidad de la vegetación, productividad neta, tasa fotosintética, razón de Bowen, etc. (Huete y Jackson, 1987; Leprieur, 1994; Paruelo y Lauenroth, 1995; Caraux-Garson y Lacaze, 2003). Estos índices espectrales también son empleados como parámetros de entrada en modelos para caracterizar el balance hídrico y de carbono. En general, todos estos índices espectrales son combinaciones lineales de los valores de reflectividad en las bandas espectrales del rojo e infrarrojo cercano, bandas que están estrechamente relacionadas con el contenido de clorofila y la cantidad de vegetación, respectivamente.

El NDVI (Rouse et al., 1974; Tucker, 1979) o índice verde normalizado según la terminología de Paruelo y Lauenroth (1998), se encuentra entre los índices de vegetación de mayor difusión y aplicación (Bannari et al., 1995; Szilagyi, 2000; Pettorelli et al., 2005) y puede considerarse como un buen estimador de la cantidad de biomasa fotosintéticamente activa (Lu et al., 2003) y del IAF (Caux-Garson y Lacaze, 2003; Zhang et al., 2006).

El índice queda definido según la ecuación 3.6.:

$$NDVI = \frac{(\rho_{nir} - \rho_r)}{(\rho_{nir} + \rho_r)} \quad (\text{Ec. 3.6.})$$

donde ρ_r y ρ_{nir} representan las reflectancias espectrales en la banda del rojo visible ($\lambda \sim 0.6 \mu\text{m}$) y el infrarrojo cercano ($\lambda \sim 0.8 \mu\text{m}$).

La relación entre NDVI y IAF puede derivarse a partir de Choudhury (1987) y Choudhury et al. (1994) tal que:

$$IAF = \frac{p}{\beta} \ln N_c^* \quad (\text{Ec. 3.7.})$$

siendo p y β parámetros de calibración

$$N_c^* = \frac{NDVI - NDVI_m}{NDVI_m - NDVI_0} \quad (\text{Ec. 3.8.})$$

donde $NDVI_0$ es el valor del índice verde normalizado para un suelo desnudo ($IAF=0$) y $NDVI_m$ el valor que caracteriza una superficie con una cobertura vegetal del 100%. Ambos valores son dependientes del tipo de vegetación y la humedad del suelo aunque son típicos valores de $NDVI_0 \sim 0.15-0.20$ y $NDVI_m \sim 0.60-0.80$ (Kustas et al., 2000).

El uso del NDVI en la ecuación 3.1. requiere modificar la ecuación 3.4 con el objeto de considerar el impacto que las propiedades ópticas del suelo de fondo tienen en el valor del NDVI. Finalmente tendríamos:

$$a = \frac{E_{eq} - E_{sd}}{NDVI_{eq} - NDVI_{sd}} \quad (\text{Ec. 3.9.})$$

donde:

NDVI_{eq} valor potencial (máximo teórico) del NDVI para una cubierta de vegetación en equilibrio hidrológico con el clima local.

NDVI_{sd} valor del NDVI para una superficie de suelo desnudo.

3.1.3. Definición de la densidad de vegetación en las condiciones de referencia

Para cuantificar la densidad de vegetación en equilibrio hidrológico y para las condiciones de referencia, ya sea en términos de fracción de cobertura f_0 o índice de área foliar IAF_{eq}, se han propuesto multitud de modelos aplicables a diferentes escalas (Eagleson, 1982; Eagleson y Tellers, 1982; Nemani y Running, 1989; Neilson, 1995; Kergoat, 1998). Sin embargo, estos modelos, como el desarrollado por Eagleson (1982) (ver breve descripción en el capítulo 2), requieren del conocimiento previo de algunos parámetros edafohidráulicos que difícilmente están disponibles a la escala espacial adoptada en esta investigación. Otra debilidad del modelo de Eagleson se centra en las hipótesis y/o criterios de optimización formulados con carácter previo y que permitirían el cálculo de valores potenciales de densidad de vegetación (Kerhoff et al., 2004).

Como alternativa a la modelización teórica, Boer y Puigdefabregas (2003) proponen una aproximación empírica basada en la obtención espacialmente distribuida de los umbrales máximos y mínimos de NDVI esperados según un índice climático de disponibilidad hídrica, IDH. Esta aproximación integra de forma más eficiente la información procedente de teledetección y en principio es más robusta a la escala de trabajo adoptada. La aproximación requiere seleccionar una muestra representativa de celdas de territorio donde los intercambios laterales por escorrentía sean mínimos. Esta restricción evita considerar densidades de vegetación que puedan estar justificadas por la existencia de condiciones de disponibilidad hídrica favorables e impuestas por factores topográficos y/o procesos de concentración de recursos (agua, nutrientes, sedimentos) y la mejora de las propiedades físicas e hidráulicas de las “áreas sumidero” (Puigdefábregas et al., 1999; van de Koppel y Rietkerk, 2004; Ludwig et al., 2005).

Una vez representado el diagrama de dispersión para los pares de valores (IDH, NDVI), se definen dos envolventes (superior e inferior) que encierran a la nube de puntos (Webb, 1972; Boer y Puigdefábregas, 2003; Boer y Puigdefábregas, 2005). Ambos autores asumen que los valores de NDVI sobre las envolventes son representativos de las condiciones de contorno o referencia impuestas para el cálculo de los parámetros de la ecuación 3.1.: a) la densidad de vegetación para un suelo desnudo (envolvente inferior); y b) un suelo con una densidad de vegetación en equilibrio hidrológico con las condiciones climáticas locales (envolvente superior) (figura 3.4.).

Seleccionar un índice que caracterice la disponibilidad hídrica local no es tarea trivial. Índices climáticos clásicos como la cantidad de precipitación anual o el índice de aridez (razón entre los valores anuales de evapotranspiración potencial y precipitación) podrían usarse como primera aproximación. Sin embargo, los índices más apropiados son aquellos que caracterizan el balance de agua local considerando no solo las cantidades anuales sino también las interacciones estacionales entre la disponibilidad de

agua y la energía potencial para evapotranspirar (Stephenson, 1990; Stephenson, 1998). Para representar dichas interacciones, Stephenson (1990) demostró la ventaja que supone hacer un uso conjunto de dos variables, la evapotranspiración anual y el déficit hídrico acumulado anualmente, a la hora de explicar los patrones espaciales de diferentes grupos funcionales de vegetación en EEUU. Otros ejemplos de índices son el coeficiente evaporativo propuesto por Specht (Specht, 1972; Specht y Specht, 1989) o el coeficiente de exfiltración de Eagleson (Eagleson, 1978; Eagleson, 1982; Eagleson, 2002) si bien el segundo es difícil de obtener al incorporar parámetros climáticos e edafohidráulicos (conductividad hidráulica, índice de tortuosidad, o permeabilidad) difícilmente disponibles a escala regional.

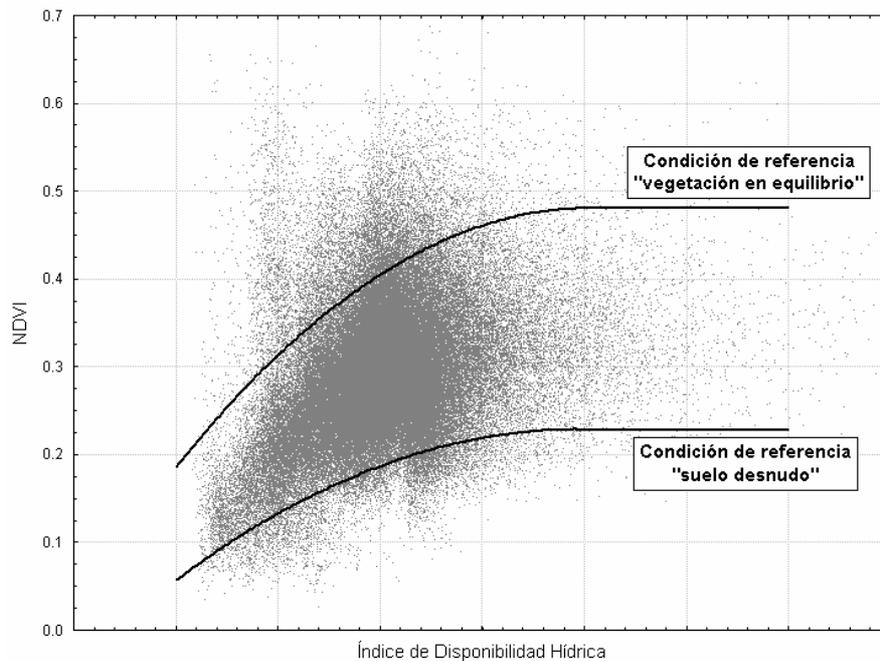


Figura 3.4. Representación esquemática de la aproximación empírica empleada por Boer para definir las condiciones de referencia a partir de valores del NDVI y un índice de disponibilidad hídrica local (IDH) calculado para cada celda del territorio. Las envolventes de la curva quedan definidas por una función $NDVI = f(IDH)$. Boer y Puigdefábregas (2005) emplean el coeficiente evaporativo de Specht como índice de disponibilidad hídrica.

En ambientes semiáridos, la elevada heterogeneidad de las superficies que afloran en forma de parches discontinuos de vegetación, suelo desnudo o roca, junto con la peculiar configuración espacial adoptada por estos parches según la topografía, son factores que ejercen un control de primer orden en la variabilidad espacial de la humedad del suelo (Gómez-Plaza et al., 2000; Gómez-Plaza et al., 2001) y en los mecanismos y procesos de redistribución lateral de recursos (agua, nutrientes, sedimentos) desde “áreas fuente” a “áreas sumidero” (Puigdefábregas et al., 1999, entre otros autores). La concentración de estos flujos alrededor de los parches de vegetación potencian la mejora de las propiedades físicas e hidráulicas de los suelos (incremento del espesor, capacidad de retención hídrica, infiltrabilidad, etc.) lo que repercute finalmente en la mejoría de las propiedades estructurales y funcionales de la vegetación. Para eliminar el impacto que tienen la topografía y los procesos de redistribución en la definición de las condiciones de referencia se hace aconsejable seleccionar solo aquellas celdas que no reciben aportes laterales de agua.

Cálculo del coeficiente evaporativo de Specht

Boer y Puigdefábregas (2003) han demostrado la eficacia de este coeficiente para estimar valores potenciales de densidad de vegetación.

A partir de datos experimentales de balance hídrico en comunidades vegetales sempervirentes repartidas en Australia a lo largo de un amplio espectro climático (desde regiones áridas hasta húmedas), Specht (1972, 1983, 2000) postuló la existencia de una relación lineal, a escala mensual, entre la razón E/E_p , y la cantidad de agua disponible en el suelo, W (ecuación 3.10.).

$$E/E_p = k * W = k * (P + S) \quad (\text{Ec. 3.10.})$$

donde: E y E_p son la evapotranspiración y evapotranspiración potencial (mm/mes) y S es el contenido de agua disponible en el suelo al inicio del periodo y cuyo valor máximo está condicionado por la capacidad de retención hídrica del suelo (mm). W tiene la dimensión mm/mes mientras que k tiene la dimensión mm^{-1} .

El patrón de evapotranspiración encontrado en dos especies típicas del sureste semiárido (*Retama sphaerocarpa* y *Stipa tenacissima*) está en concordancia con la relación propuesta por Specht. Dichas relaciones (figura 3.5.) han sido obtenidas a partir de datos de evapotranspiración estimados con un modelo multifuente para vegetación dispersa (Domingo et al., 1999) y parametrizado con medidas de evapotranspiración real obtenidas con el método de correlación turbulenta y de la razón de Bowen (Domingo et al., 1999; Villagarcía et al., 2001). La humedad del suelo se registró a una profundidad de 2 cm. El modelo se aplicó para un periodo comprendido entre enero de 1994 y diciembre de 1996. La fuerte linealidad encontrada y el que existan pérdidas por evapotranspiración aún cuando la humedad superficial está próxima a cero, sugiere que ambas especies presentan un sistema radicular profundo que les garantiza el acceso a agua durante todo el ciclo hidrológico, particularidad que ha sido ya resaltada por otros autores (Haase et al., 1996; Domingo et al., 1999; Puigdefábregas et al., 1999).

A partir de Specht y Specht (1989), Boer (1999) y el modelo desarrollado en el anexo 1, el coeficiente k puede describirse según la ecuación 3.11.

$$k = \frac{1}{E_p} \frac{r_{c,\min}}{r_c} = \frac{1}{E_p} \frac{\frac{r_{s,\min}}{\text{IAF}}}{\frac{r_{s,\min}}{\text{IAF}} \frac{1}{\Omega(\theta, T, D)}} = \frac{1}{E_p} \Omega(\theta, T, D) \quad (\text{Ec. 3.11.})$$

donde:

$r_{c,\min}$ resistencia mínima de la copa (s m^{-1})

r_c resistencia de la copa (s m^{-1})

$r_{s,\min}$ resistencia estomática mínima (s m^{-1})

IAF índice de área foliar (m m^{-2})

$\Omega(\theta, T, D)$ función de estrés que regula la apertura estomática de la planta según los valores de humedad en el suelo y la temperatura y presión de vapor del aire. Los valores de Ω oscilan entre 0 cuando se produce el cierre completo de los estomas (máximo estrés ambiental) y 1 cuando la vegetación evapotranspira al máximo (mínimo estrés ambiental).

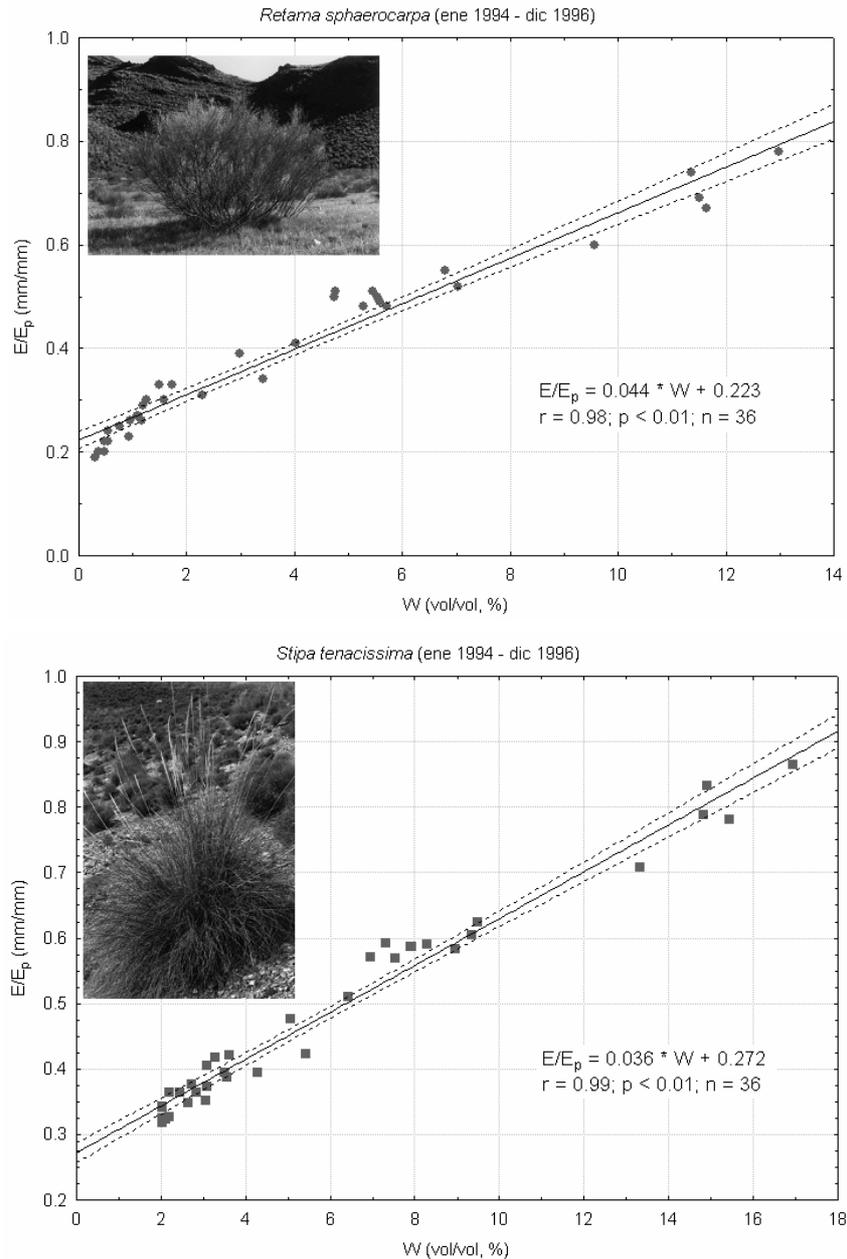


Figura 3.5. Relación entre W y E/E_p en *Retama sphaerocarpa* y *Stipa tenacissima*. Resultados obtenidos a partir de medidas de humedad del suelo a 2 cm de profundidad y datos de evapotranspiración real estimados en Rambla Honda (Tabernas, Almería) para el periodo comprendido entre enero de 1994 y diciembre de 1995. Bandas para un nivel de confianza del 95%.

Así definido, k es un indicador de la resistencia evapotranspirativa de la cubierta vegetal bajo unas condiciones climáticas y edáficas específicas (Specht y Specht, 1989; Boer, 1999). En ecosistemas con periodos de estrés hídrico prolongados, la función Ω se aproximará a 0 y por tanto, menor será el valor de k . Dado que el valor medio de r_c , e implícitamente de Ω , es función de la densidad de vegetación a resoluciones temporales superiores a la mensual (Neilson, 1995; Roberts, 2000), es presumible que k sea un buen estimador de la densidad de vegetación en ecosistemas donde la evapotranspiración potencial supere a la precipitación anual.

Para calcular k , Specht (1972) considera un modelo de balance hídrico mensual y asume una vegetación con una estrategia conservativa en el uso del agua (Eagleson, 1982; Nulsen et al., 1986; Specht, 2000). Bajo esta asunción, el modelo se ejecuta de forma iterativa (figura 3.6.) hasta que k alcanza un valor constante que permite a la vegetación hacer uso de toda la reserva de agua almacenada en el suelo durante el año pero sin llegar a agotarla en los periodos de escasez hídrica. La cantidad total de agua evapotranspirada dependerá de la capacidad de retención hídrica del suelo. En el caso particular de asumir una capacidad de retención ilimitada, el agua evapotranspirada anualmente iguala a la precipitación y k puede interpretarse como un índice estrictamente climático.

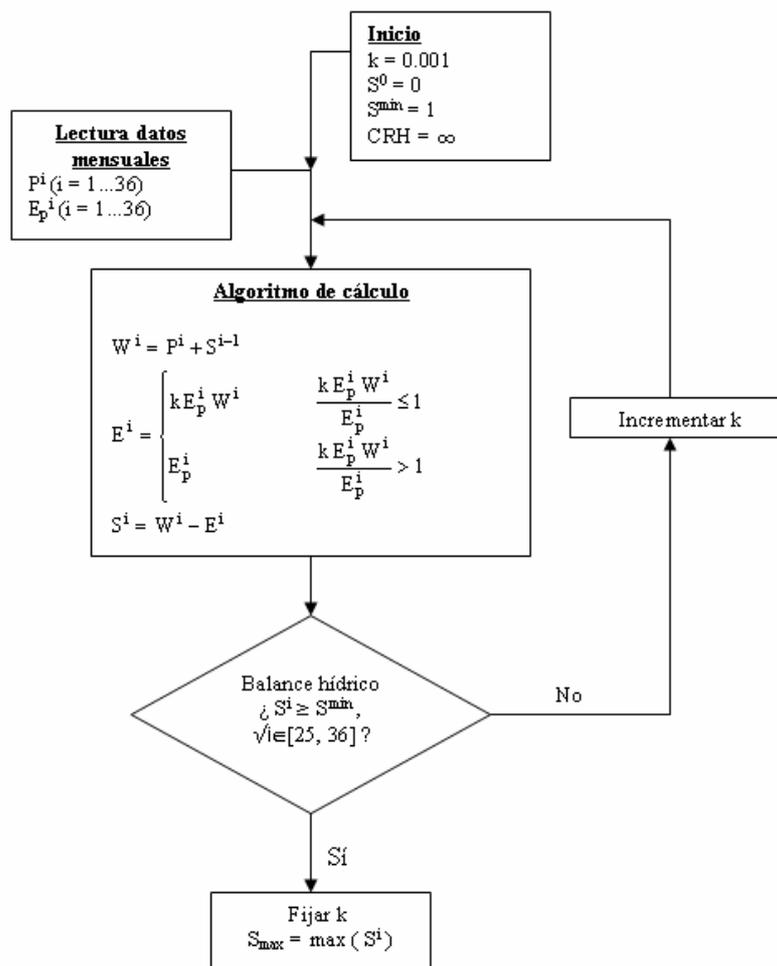


Figura 3.6. Procedimiento iterativo para el cálculo del coeficiente evaporativo k . P = precipitación, mm/mes; E_p = evapotranspiración potencial (mm/mes); E = evapotranspiración (mm/mes); S = contenido de agua en el volumen control de suelo (mm); W = agua total disponible al inicio del periodo i (mm); S^{\min} = reserva mínima de agua no disponible (mm); CRH = capacidad de retención hídrica (mm); S_{\max} = valor umbral de CHR a partir del cual $E = P$. Elaborado a partir de Specht (1972).

Ha de advertirse que la sincronía que asume Specht entre disponibilidad hídrica y evapotranspiración no es aceptable para tipos funcionales de vegetación cuyas densidades varían estacionalmente como resultado de las condiciones impuestas por la escasez de agua. Ocurre así, por ejemplo, con las herbáceas anuales o las especies caducifolias, grupos funcionales de vegetación que restringen su actividad vital al

periodo de crecimiento. Es durante este periodo cuando utilizan la máxima cantidad de agua disponible en la reserva del suelo hasta que la limitación hídrica propia del periodo estival provoca su muerte o, en el caso de la vegetación caducifolia, la pérdida de área foliar con la consiguiente reducción de la actividad fotosintética. Para este tipo de vegetación, el esquema conceptual propuesto por Specht debe modificarse para posibilitar que el coeficiente evaporativo adopte valores superiores a los de la vegetación perenne durante el periodo de crecimiento e inferiores durante el resto del año. Esta diferencia en las estrategias de uso de agua queda representada esquemáticamente en la figura 3.7.

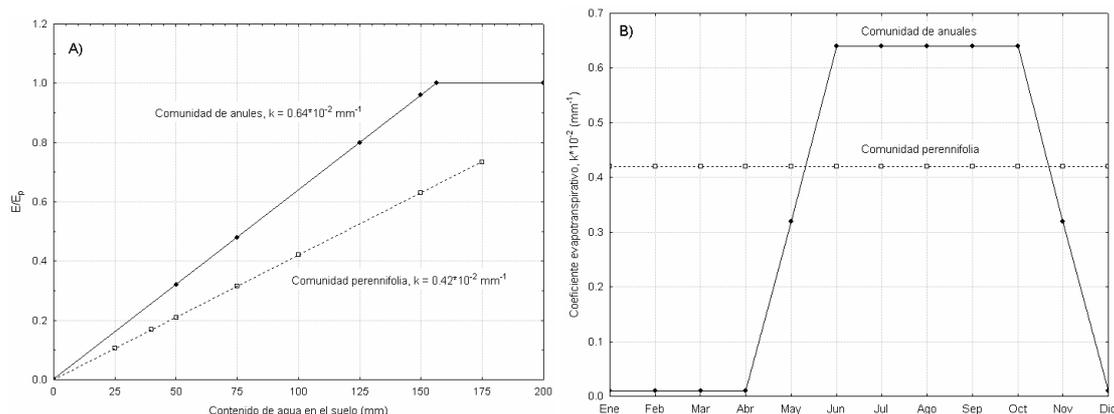


Figura 3.7. A) Representación esquemática de la relación $E/E_p = k \cdot W$ y B) distribución estacional del valor de k para una vegetación perenne con una estrategia conservativa del uso del agua y una comunidad de herbáceas anuales con una estrategia no conservativa. Elaborado a partir de Specht (2000).

3.1.4. Estimación del balance hídrico en las condiciones de referencia

Definidos los valores de densidad de vegetación en las condiciones de referencia, se precisa conocer el balance hídrico en ambas condiciones. En su versión original, Boer y Puigdefábregas (2005) realizan las siguientes asunciones:

- a) Cuando el NDVI observado es igual al valor estimado para una vegetación de referencia en equilibrio hidrológico (función que define la envolvente superior en la figura 3.2.), la evapotranspiración anual es aproximadamente igual a la precipitación anual (Ellis et al., 2005). Esto es:

$$E = E_{eq} \cong P \quad \text{cuando} \quad NDVI = NDVI_{eq}$$

- b) Cuando el NDVI observado es igual o inferior al valor de referencia para un suelo desnudo (función que define la envolvente inferior en la figura 3.2.), la evapotranspiración anual se calcula como diferencia entre la precipitación anual y una fracción de ésta que está determinada por un coeficiente de escorrentía, R_{sd} . Esto es:

$$E = E_{sd} = P \cdot (1 - R_{sd}) \quad \text{cuando} \quad NDVI \leq NDVI_{sd}$$

Finalmente, sustituyendo en la ecuación 3.1., 3.2. y 3.3., Boer y Puigdefábregas (2005) obtienen la ecuación:

$$E = P \left[(1 - R_{sd}) + R_{sd} * N_{eq}^* \right] \quad (\text{Ec. 3.12.})$$

siendo

$$N_{eq}^* = \frac{NDVI - NDVI_{sd}}{NDVI_{eq} - NDVI_{sd}} \quad (\text{Ec. 3.13.})$$

y que denominaremos NDVI reescalado para condiciones de equilibrio.

La escorrentía total se calcula como diferencia entre P y E, tal que:

$$Q = P * R_{sd} * (1 - N_{eq}^*) \quad (\text{Ec. 3.14.})$$

Así calculada, la evapotranspiración anual es función de tres parámetros (R_{sd} , $NDVI_{eq}$ y $NDVI_{sd}$) que definen tres dominios:

$$NDVI > NDVI_{eq} \rightarrow E/P > 1$$

$$NDVI_{sd} \leq NDVI \leq NDVI_{eq} \rightarrow R_{sd} < E/P \leq 1$$

$$NDVI < NDVI_{sd} \rightarrow E/P \leq R_{sd}$$

Valores del índice de evapotranspiración (E/P) superiores a 1 indican la existencia de un déficit local de agua justificado por una densidad de la vegetación superior al estimado para las condiciones climáticas locales. Esta situación sugeriría la existencia de aportes adicionales de agua procedentes de otras fuentes diferentes a la precipitación directa.

El valor de R_{sd} representa el coeficiente de escorrentía anual medio para una superficie desprovista de vegetación y considerando una serie anual larga. Los valores de R_{sd} han de estar referidos a una superficie con dimensiones similares a la resolución espacial elegida para acometer la aproximación. La estimación de R_{sd} está sometida a importantes incertidumbres debido a la gran cantidad de factores que lo condicionan (climáticos: estacionalidad e intensidad de los eventos de precipitación; topográficos: pendiente; edáficos: textura y rugosidad; litológicos; humanos: usos del suelo y procesos de degradación). En suelos desnudos pertenecientes a un paisaje de matorral mediterráneo sobre sustrato calizo, Cerdá (1997) reporta valores para el coeficiente de escorrentía a una escala de pedón (~1 m²) comprendidos entre 0.1 y 0.3 para el verano e invierno, respectivamente. Cuando el uso del suelo (actual y pasado) provoca la degradación de los mismos, los coeficientes de escorrentía, al menos a esta escala, pueden ser mucho mayores (Cerdá, 1998). A partir de datos experimentales obtenidos con simulaciones de lluvia a una intensidad de 55 mm/h, los valores de escorrentía en suelos desnudos a escala de pedón y para estas áreas, oscilan entre 0.23 y 0.38 (figura 3.8.). En la figura 3.9. se muestran los valores del índice de escorrentía (Q/P) estimados según la ecuación 3.13. y considerando diferentes valores de R_{sd} y de N_{eq}^* . Se observa que la sensibilidad del modelo a los valores R_{sd} aumenta al disminuir la densidad de la vegetación. Para $N_{eq}^* > 0.75$ y considerando un valor umbral en R_{sd} de 0.38, la escorrentía total representaría no más del 10% de la precipitación anual.

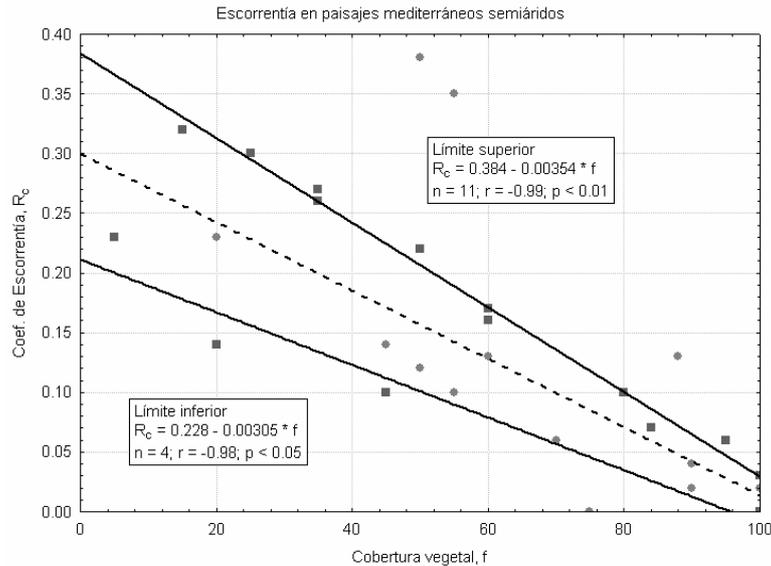


Figura 3.8. Valores del coeficiente de escorrentía en función de la fracción de cubierta vegetal. Datos experimentales obtenidos con simulaciones de lluvia con una intensidad constante de 55 mm/h y una hora de duración. Los ensayos se realizaron durante el periodo estival de 1991 en Sierra Grossa (Valencia, España). Datos tomados de Cerdá (1998).

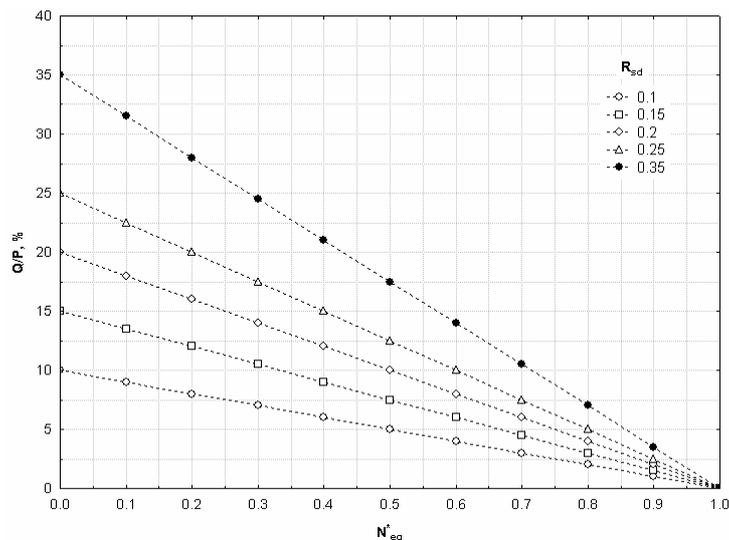


Figura 3.9. Valores del índice de escorrentía (Q/P) obtenidas a partir de la ecuación 3.13. y diferentes valores del coeficiente de escorrentía, R_{sd} , y del NDVI reescalado para condiciones de equilibrio, N_{eq}^* .

3.2. Reformulación del modelo

La aproximación desarrollada por Boer y Puigdefábregas (2005) para la estimación del índice de evapotranspiración -E/P- no considera el efecto regulador que el suelo ejerce en la conservación y almacenamiento del agua disponible para evapotranspirar. En ecosistemas áridos y semiáridos este control de regulación es de extrema importancia en la dinámica anual y estacional de las pérdidas por evapotranspiración (Finch, 1998; Jothityangkoon et al., 2001; Atkinson et al., 2002; Contreras et al., 2005; Small, 2005; Potter et al., 2005). En la mayoría de los modelos de balance capacitivos esta propiedad se incorpora a través del valor de capacidad de retención hídrica del suelo.

Otra limitación significativa del modelo de Boer y Puigdefábregas (2005) a la hora de ser aplicado en regiones severamente degradadas resulta de asumir que la densidad de vegetación en el límite superior se corresponde con una densidad en equilibrio hidrológico con la disponibilidad hídrica local. La escasa representación de superficies con una vegetación en equilibrio inválida la asunción de que la evapotranspiración anual iguala la precipitación en aquellas celdas que empíricamente constituyen la envolvente superior (tabla 3.2.). De asumirse resultarían índices de evapotranspiración, E/P, muy superiores a los reales (Contreras et al., 2004). Debido a que la degradación provoca un desequilibrio en el continuo clima-suelo-vegetación resulta obligado incorporar la capacidad limitada que tiene el suelo para almacenar agua y amortiguar la estacionalidad de la precipitación. Una de las adaptaciones del modelo ha consistido precisamente en mejorar las estimaciones de evapotranspiración en las condiciones de referencia incorporando el impacto del suelo en la generación de escorrentía.

Como alternativa a las asunciones de Boer y Puigdefábregas (tabla 3.2.), la evapotranspiración en las condiciones de referencia ha sido estimada con el modelo de balance hídrico propuesto por Specht (1972). Este modelo ha sido previamente empleado para calcular el coeficiente evaporativo k (figura 3.6.) necesario para definir las condiciones de referencia en términos de NDVI. Sin embargo, en esta segunda fase, el esquema de balance se modifica ligeramente para incorporar el control que ejerce el suelo sobre la disponibilidad de agua (figura 3.10.). Se trata ahora de un modelo capacitivo de balance donde el suelo presenta una capacidad de retención hídrica limitada, CRH, y donde la tasa mensual de evapotranspiración está controlada por el coeficiente evaporativo k. El modelo se ejecuta de forma no iterativa para estimar la evapotranspiración en las dos condiciones de referencia, esto es “vegetación máxima observada” y “suelo desnudo”, y asumiendo para cada una de ellas una capacidad de retención hídrica CRH_{max} y CRH_{min} respectivamente (tabla 3.2.). Adviértase varias cuestiones que modifican la versión preliminar: a) la envolvente superior no caracteriza una “vegetación en equilibrio” sino la “vegetación máxima observada”; y b) la evapotranspiración en la condición de referencia “suelo desnudo” no considera el valor del parámetro R_{sd} .

Tabla 3.2. Asunciones para estimar la evapotranspiración anual en las condiciones de referencia.

Envoltentes	Boer (1999)	Alternativa
Límite superior, NDVI = NDVI _{max}	$E_{eq} = P$	$E_{max} = f(P^i, E_p^i, k, CRH_{max})$
Límite inferior, NDVI = NDVI _{min}	$E_{sd} = P * (1 - R_{sd})$	$E_{min} = f(P^i, E_p^i, k, CRH_{min})$

3.3. Impacto de la resolución temporal en la estimación del balance hídrico a largo plazo

El modelo de balance propuesto por Specht (1972) está basado en observaciones experimentales en comunidades vegetales sempervirentes con un índice de área foliar constante. Specht observó la existencia, a escala mensual, de una razón de proporcionalidad -k- entre el cociente E/E_p y la disponibilidad hídrica -W-. En regiones semiáridas esta asunción puede parecer demasiado simple ya que el valor de k es estimado a partir de valores medios de precipitación y evapotranspiración mensual cuando es bien conocido que estas regiones se caracterizan por la variabilidad estacional de las precipitaciones y el carácter torrencial que pueden alcanzar los eventos lluviosos.

Estas dos características determinan la variabilidad interanual del balance hídrico. Por ejemplo, en España y según el registro pluviométrico del Instituto Nacional de Meteorología, por cada década se producen un promedio de cinco años secos o muy secos, cuatro húmedos o muy húmedos y uno normal. Consciente del impacto de estas características en el balance hídrico son varios los estudios que subrayan la importancia de adoptar una resolución temporal adecuada. Los resultados y conclusiones de Hughes (1995) y Ye et al. (1997) avalan este hecho y ponen en entredicho la capacidad de los modelos que adoptando una resolución temporal gruesa (superior a la diaria) tratan de predecir comportamientos alejados de las “condiciones medias o normales”. Sin embargo, otros estudios realizados en regiones semiáridas han evidenciado la utilidad y eficacia que tienen los modelos de balance de tipo “capacitivo” ejecutados a resolución diaria y mensual a la hora de reproducir la variabilidad interanual y estacional del balance hídrico (Milly, 1994; Jothityangkoon et al., 2001; Farmer et al., 2003). A la vista de estas consideraciones cabe cuestionarse en primer lugar si el modelo de Specht (nivel de complejidad y resolución temporal) es apropiado para explicar el balance hídrico a largo plazo en regiones semiáridas. En segundo lugar tendría que clarificarse si conviene o no considerar variaciones interanuales en el coeficiente evaporativo k con el objeto de reproducir de forma eficiente los volúmenes de evapotranspiración resultantes y en todo caso, cómo la adopción de esta estrategia afectaría a las estimaciones de evapotranspiración a largo plazo predichas con el modelo original de Specht.

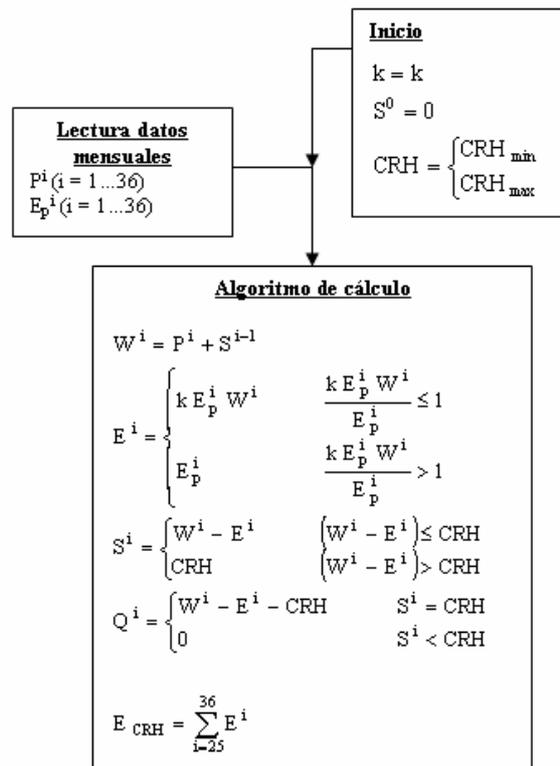


Figura 3.10. Procedimiento de cálculo para la estimación de la evapotranspiración en las condiciones de referencia. P = precipitación, mm/mes; E_p = evapotranspiración potencial (mm/mes); E = evapotranspiración (mm/mes); S = contenido de agua en el volumen control de suelo (mm); W = agua total disponible al inicio del periodo i (mm); S^0 = contenido de agua en el volumen de control al inicio del periodo de simulación (mm); CRH = capacidad de retención hídrica del suelo (mm). Elaborado a partir de Specht (1972).

Para abordar estas cuestiones, he recopilado una serie histórica de precipitaciones diarias pertenecientes a la estación pluviométrica de La Zarba, ubicada en el seno de Sierra de Gádor a 1200 m.s.n.m. (t.m. Alhama de Almería). Los datos han sido obtenidos de la página web de la Confederación Hidrográfica del Sur. Tres periodos de 13, 10 y 8 años han sido diferenciados por la falta de continuidad en los datos disponibles. Los valores de precipitación mensual se muestran en las tablas 3.3. y 3.4. El valor anual de evapotranspiración potencial se ha considerado constante para todo el periodo considerado e igual a la suma de los valores promedio mensuales y que han sido calculados según la ecuación de Hargreaves-Samani previamente calibrada (ver apartado 4.5.3.). Los valores diarios de evapotranspiración potencial se han estimado de forma aproximada como cociente entre la evapotranspiración potencial mensual y el número de días de cada mes.

Tabla 3.3. Precipitación mensual en la estación La Zarba (Sierra de Gádor, Almería).

La Zarba	sep	oct	nov	Dic	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	Anual
60/61	0.0	127.0	17.0	74.0	33.0	0.0	30.0	35.0	26.0	23.0	0.0	0.0	365.0
61/62	57.0	29.0	164.0	152.0	20.0	0.0	271.0	262.0	9.3	10.1	0.0	0.0	974.4
62/63	17.0	129.0	209.0	171.0	182.0	7.0	86.0	154.0	234.0	10.0	35.0	0.0	1234.0
63/64	8.7	0.0	27.0	355.0	3.0	105.0	92.0	0.0	0.0	123.0	0.0	0.0	713.7
64/65	0.0	0.0	100.0	234.0	115.0	36.7	36.0	72.0	0.0	21.0	1.8	19.0	635.5
65/66	24.0	95.0	32.0	0.0	0.0	66.0	0.0	0.0	25.0	0.0	0.0	0.0	242.0
66/67	8.0	203.0	86.0	0.0	12.0	49.4	27.0	105.0	48.0	44.0	0.0	0.0	582.4
67/68	22.0	10.0	78.0	22.5	36.0	24.0	82.0	37.0	88.0	0.0	0.0	3.5	403.0
68/69	0.0	23.0	33.0	40.5	52.0	106.0	24.0	35.5	60.0	43.0	0.0	10.5	427.5
69/70	13.0	168.5	118.5	14.5	141.0	0.0	44.0	60.0	5.0	0.0	0.0	0.0	564.5
70/71	0.0	30.5	0.0	155.0	41.0	0.0	71.0	136.0	42.0	23.0	0.0	0.0	498.5
71/72	21.0	0.0	63.5	184.5	20.5	0.0	46.5	21.0	42.5	41.5	0.0	0.0	441.0
72/73	44.0	57.0	104.2	0.0	14.0	35.0	89.2	5.6	19.3	42.0	0.0	9.4	419.7
77/78	0.0	34.0	45.0	37.0	9.5	40.5	12.5	64.5	14.5	0.0	0.0	0.0	257.5
78/79	0.0	10.0	25.5	49.5	126.4	54.2	26.0	7.5	0.0	0.0	59.0	0.0	358.1
79/80	0.0	20.5	0.0	0.0	103.5	68.5	42.5	11.0	23.5	0.0	0.0	0.0	269.5
80/81	0.0	0.0	29.5	10.0	0.0	19.0	0.0	75.5	34.5	11.0	0.0	0.0	179.5
81/82	0.0	0.0	0.0	38.5	106.7	40.0	0.0	57.6	6.8	0.0	0.0	0.5	250.1
82/83	3.5	50.5	188.0	3.0	3.0	41.6	0.0	0.2	1.3	0.0	0.0	27.0	318.1
83/84	0.0	3.5	126.0	51.1	5.9	59.0	33.4	14.5	74.0	5.0	0.0	0.2	372.6
84/85	1.9	2.8	30.9	8.4	19.1	49.8	0.0	16.3	33.9	0.0	0.0	0.0	163.1
85/86	50.2	0.0	78.5	16.0	10.5	12.9	77.8	24.5	31.3	17.0	30.0	0.0	348.7
86/87	10.5	90.6	27.3	0.0	98.0	27.2	6.0	20.5	0.0	1.0	12.0	3.0	296.1
91/92	18.0	42.5	12.0	11.0	58.6	93.2	19.0	0.0	26.5	85.5	4.5	0.0	370.8
92/93	3.5	91.0	95.0	23.5	2.5	174.5	40.0	16.0	82.5	85.5	0.0	0.0	614.0
93/94	0.0	56.0	49.0	0.0	55.3	120.0	15.5	17.0	0.0	7.0	0.0	0.0	319.8
94/95	33.5	35.5	53.0	1.5	1.5	25.0	29.5	1.5	2.5	21.5	0.0	36.0	241.0
95/96	50.0	6.5	6.5	80.2	209.0	26.0	72.5	39.5	26.0	0.0	0.0	10.5	526.7
96/97	79.0	36.0	129.0	200.0	141.0	5.0	17.0	129.5	29.5	16.0	0.0	0.0	782.0
97/98	196.0	8.0	36.5	116.5	13.5	77.0	11.0	0.0	50.0	4.0	0.0	2.0	514.5
98/99	28.0	0.2	5.5	61.5	66.4	44.5	64.5	0.0	3.5	0.0	0.0	2.0	276.1

Tabla 3.4. Valores promedios de precipitación y evapotranspiración potencial en la estación La Zarba. P = precipitación; E_p = evapotranspiración potencial. Ambos en mm.

Variable; Periodo	sep	oct	Nov	dic	ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	Anual
P; 60/61 - 72/73	16.5	67.1	79.4	107.9	51.5	33.0	69.1	71.0	46.1	29.3	2.8	3.3	577.0
P; 77/78 - 86/87	6.6	21.2	55.1	21.4	48.3	41.3	19.8	29.2	22.0	3.4	10.1	3.1	281.3
P; 91/92 - 98/99	51.0	34.5	48.3	61.8	68.5	70.7	33.6	25.4	27.6	27.4	0.6	6.3	455.6
P; 60/61..98/99	22.2	43.9	63.5	68.1	54.8	45.4	44.1	45.8	33.5	20.5	4.6	4.0	450.3
E _p ; Anual	119.4	81.4	54.9	44.6	48.3	56.3	80.4	104.7	136.8	162.5	180.1	133.9	1203.2

Una vez recopilados los datos se han calculado los valores del coeficiente evaporativo de Specht para los diferentes periodos considerados y para la totalidad de la serie. Los valores de k se han estimado según dos procedimientos (tabla 3.5.):

- considerando los valores mensuales de precipitación para todo el periodo.
- considerando, para cada periodo, el valor medio de precipitación mensual.

Tabla 3.5. Valores de óptimos del coeficiente evapotranspirativo de Specht en la estación La Zarba considerando: a) las series mensuales completas (“óptimo serie mensual”) y, b) una serie mensual promedio de cada periodo anual (“óptimo año promedio”). El valor en negrita se ha tomado como valor de referencia para el cálculo de la evapotranspiración.

Periodo	Óptimo Serie mensual	Óptimo Año promedio
60/61 - 72/73	0.00412	0.00515
77/78 - 86/87	0.00418	0.00514
91/92 - 98/99	0.00457	0.00502
60/61...98/99	---	0.00512

Los valores más bajos de k se obtienen cuando se emplean series largas de datos mensuales debido a la mayor probabilidad de que existan periodos donde se agote la reserva de agua del suelo. Por esta razón, cuánto mayor es el número de años simulados, menor es el valor de k. Los valores más altos de k se obtienen cuando se consideran valores medios de precipitación. Son estos valores lo que se adoptarán como referencia. El impacto de la variación de k en las estimaciones de evapotranspiración anual es mayor en el caso de suelos con una capacidad de retención hídrica pequeña y disminuye según se incrementa la capacidad de retención de los suelos. Cuando se asume una capacidad de retención hídrica de 10 mm, la reducción representa el 19% del valor considerado de referencia (tabla 3.6.).

Tabla 3.6. Impacto del cambio del valor de k en el porcentaje de variación de la evapotranspiración estimada respecto de un escenario tipo medio en la estación de la Zarba. Los valores de evapotranspiración anual se han estimado para k = 0.00412 y k = 0.00512 (valor de referencia).

CRH	% Variación de E sobre E _{ref}	
	Media ± Desv. Est.	Max ; Min
10	-16.23 ± 2.16	-18.86 ; -7.99
25	-12.81 ± 2.25	-16.79 ; -7.64
75	-6.80 ± 3.03	-12.03 ; 0.64
150	-1.51 ± 2.08	-5.44 ; 1.87

En la figura 3.11. (B, C y D) se presenta la estructura para tres modelos de balance “capacitivos”. Considerando la precipitación como flujo de entrada, este tipo de modelos simulan la dinámica temporal de la humedad en el suelo como resultado de otros flujos de salida (evapotranspiración y escorrentía total) que son función del contenido de humedad, la capacidad de retención hídrica del suelo y la evapotranspiración potencial (figura 3.11.A.). El modelo de Farmer et al. (2003) discretiza la evapotranspiración en dos componentes: a) evaporación desde el suelo desnudo; y b) transpiración desde la superficie vegetada.

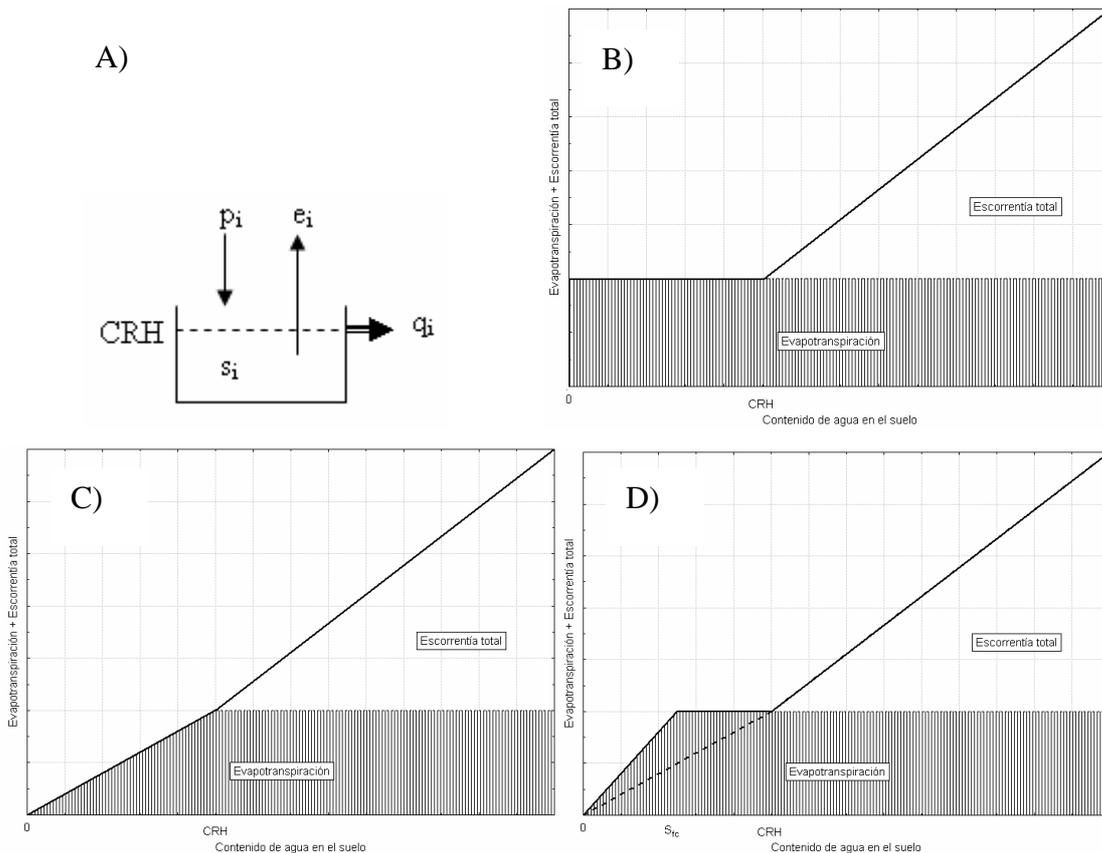


Figura 3.11. Diferentes estructuras de modelos “capacitivos” para la simulación del balance hídrico: A) esquema de flujo; B) modelo de Milly (1994); C) modelo de Milly modificado; D) modelo de Farmer et al. (2003).

La ecuación de balance es similar a la descrita en el anexo 1. Se ejecuta secuencialmente tal que:

$$\frac{ds}{dt} = p_i - q_i - e_i$$

donde s es el contenido másico de agua en el volumen de control en mm y p_i , q_i y e_i son la precipitación, la escorrentía total y la evapotranspiración en mm en el periodo i . El único mecanismo de generación de escorrentía contemplado por el modelo es por saturación del volumen de control. El contenido de agua en el volumen de control es función de la precipitación y el agua en el periodo antecedente, esto es:

$$s_i = p_i + s_{i-1}$$

$$q_i = \begin{cases} 0 & s \leq \text{CRH} \\ s_i - \text{CRH} & s > \text{CRH} \end{cases}$$

El cálculo de la evapotranspiración e , puede abordarse de múltiples formas. Las estructuras más comunes y sencillas son:

Milly original (figura 3.11.B.) (Milly, 1994)

$$e_i = \begin{cases} 0 & s_i \leq 0 \\ e_p & s_i > 0 \end{cases}$$

Milly modificado (figura 3.11.C.)

$$e_i = \begin{cases} 0 & s_i < 0 \\ \frac{s_i}{\text{CRH}} e_p & 0 \leq s_i < \text{CRH} \\ e_p & s_i \geq \text{CRH} \end{cases}$$

Farmer et al. (2003) (figura 3.11.D.)

$$e_i = M \text{tr} + (1 - M) e_{\text{suelo}}$$

$$\text{tr} = \begin{cases} k \frac{s_i}{S_{\text{cc}}} e_p & s \leq S_{\text{cc}} \\ e_p & s > S_{\text{cc}} \end{cases}$$

$$e_{\text{sd}} = \begin{cases} \alpha_{\text{sd}} \frac{s_i}{\text{CRH}} e_p & s \leq \text{CRH} \\ e_p & s > \text{CRH} \end{cases}$$

donde:

CRH es la capacidad de retención hídrica del suelo o volumen de control, en mm.

e_p es la evapotranspiración potencial en el periodo considerado, en mm.

M es la fracción de cubierta vegetal, adimensional.

tr y e_{suelo} son la transpiración y evaporación desde el suelo desnudo, en mm

S_{cc} es el contenido de humedad en el suelo a capacidad de campo

k y α_{sd} son el coeficiente transpirativo y una constante que regula la evaporación desde el suelo desnudo. Ambos parámetros son adimensionales.

Los valores de evapotranspiración anual estimados con el modelo de Specht han sido comparados con los obtenidos tras la aplicación del “modelo modificado de Milly”. El modelo de Specht se ha ejecutado considerando dos valores del coeficiente evaporativo. Los resultados más relevantes en términos de valores promedios y variabilidad interanual de la evapotranspiración se presentan en la figura 3.12. y tabla 3.7. Como es de prever, las diferencias entre los diferentes modelos se incrementan conforme disminuye la capacidad de retención hídrica del suelo. Para capacidades de retención hídrica elevadas, no existen diferencias significativas entre los valores promedios de evapotranspiración estimados por las tres configuraciones. Sin embargo, cuando se considera un valor de capacidad de retención hídrica pequeño es preferible calcular k a partir de series mensuales completas de precipitación y evapotranspiración

potencial en lugar de emplear una serie mensual promedio. Aunque esta afirmación no resulta del todo concluyente por no haberse abordado otras comparaciones puntuales, si que advierte sobre la conveniencia de minimizar el error asociado al cálculo de la evapotranspiración para la condición de referencia de suelo desnudo. En el capítulo 5 se realiza un análisis de sensibilidad para evaluar el impacto de tales variaciones en los resultados finales del modelo.



Figura 3.12. Distribución interanual de la precipitación en la estación de La Zarba y valores anuales de evapotranspiración estimados con diferentes modelos de balance y capacidades de retención hídrica. En línea continua, modelo de Milly modificado ejecutado a resolución diaria. En línea discontinua, modelo de Specht para un coef. evaporativo igual a 0.00512. En línea punteada, modelo de Specht para un coef. evaporativo igual a 0.00412. En color negro, CRH = 10 mm. En rojo, CRH = 78 mm.

Tabla 3.7. Evapotranspiración anual promedio (E_{xx} : promedio \pm error estándar) estimada con diferentes modelos de balance. Los valores del estadístico U resultan de la aplicación del contraste no paramétrico de Mann-Whitney sobre la serie logarítmica de los valores de evapotranspiración estimados. Los subíndices indican el valor de capacidad de retención hídrica del suelo. Mmm = modelo de Milly modificado; Spm = modelo de Specht para diferentes valores del coeficiente evaporativo. Se marca en letra cursiva cuando existe diferencia significativa entre promedios.

Modelo	Mmm	Spm (k=0.00512)	Spm (k=0.00412)
Mmm	E_{10} : 160.4 \pm 6.7 E_{78} : 353.4 \pm 19.1		
Spm (k=0.00512)	U_{10} = 299 ; p = 0.01 U_{78} = 436 ; p = 0.53	E_{10} : 213.7 \pm 16.5 E_{78} : 342.8 \pm 19.8	
Spm (k=0.00412)	U_{10} = 419 ; p = 0.39 U_{78} = 375 ; p = 0.14	U_{10} = 365 ; p = 0.10 U_{78} = 397 ; p = 0.24	E_{10} : 179.6 \pm 14.5 E_{78} : 319.1 \pm 17.9

3.4. Valoración del uso del NDVI como índice alternativo de la densidad de vegetación

El NDVI es uno de los índices de vegetación espectral más empleado y referido en la literatura científica (ver revisión de Pettorelli et al., 2005). En la tabla 3.8. se enumeran algunas de las principales potencialidades y críticas a este índice.

Tabla 3.8. Potencialidades y debilidades del NDVI.

A favor ☺	En contra ☹
Ampliamente utilizado en estudios científicos desde 1979 (Tucker, 1979; Pettorelli et al., 2005)	<ul style="list-style-type: none"> - Sensible a las propiedades ópticas del suelo de fondo, sobre todo en superficies con cubiertas discontinuas de vegetación y bajos valores de IAF (0-4 m² m⁻²) (Huete, 1988; Ustin et al., 2004). - Se satura para IAFs superiores a 4-5 (Huete, 1988; Ustin et al., 2004).
Fácil de calcular y disponible con la información espectral de cualquier sensor remoto. Esto ha favorecido su uso directo o con transformaciones muy simples (integral anual, máximo de una serie, rango de variación) así como su uso en modelos de NPP (Nemani et al., 2003), modelos de ciclos biogeoquímicos y de circulación global (GCM) (Sellers et al., 1996)	<ul style="list-style-type: none"> - Cuando no existe convergencia entre estructura y función no se puede relacionar directamente NDVI con productividad (Gamon et al., 1993). - Su uso exclusivo en modelos biogeoquímicos, como única variable relacionada con la estructura de la vegetación, introduce una gran incertidumbre (Ustin et al., 2004)
Es un índice normalizado y por tanto disminuye el efecto de factores no relacionados con la cubierta vegetal (diferencias en iluminación, atenuación atmosférica, variaciones topográficas, etc.)	Persisten efectos de contaminación atmosférica asociados al fondo e influencias residuales de aerosoles. Otros índices pueden ser mejores en este sentido: SAVI (<i>Soil Adjusted Vegetation Index</i>) y EVI (<i>Enhanced Vegetation Index</i>) (Huete, 2004).
Estable para comparar los cambios estacionales e interanuales asociados al crecimiento de la vegetación y su actividad (Huete, 2004)	No se debe comparar NDVI con productividad o biomasa cuando se usan distintos tipos de vegetación ya que presentan propiedades ópticas (contenido clorofílico, materia seca) y estructurales (altura, arquitectura) diferentes (Rambal et al., 2001)
<p>Múltiples aplicaciones debido a su correlación con estructura, fAPAR y productividad primaria. Se ha utilizado en (Pettorelli et al., 2005):</p> <ul style="list-style-type: none"> a) Estimación de fenología, distribución de comunidades vegetales, biomasa, flujos de CO₂, degradación del territorio e interacción con variables climáticas (precipitación y temperatura). b) Predicción y estudios del impacto ambiental asociados a procesos de sequía, fuego, heladas. c) Estudios relacionados con interacciones tróficas en niveles más altos (biodiversidad, distribución de especies animales, etc.) 	<ul style="list-style-type: none"> - Subestimación de la biomasa en regiones áridas y semiáridas debido a la dispersión no lineal de fotones provocada por suelos claros y vegetación seca (Asner et al., 1998; Okin y Roberts, 2004). - Con coberturas de vegetación inferiores al 20%, se producen cambios de reflectancia en las bandas del rojo y del infrarrojo cercano que están próximas al límite del nivel de ruido del sensor incluso en sensores bien calibrados y bajo ratio señal-ruido (SNR) como Landsat ETM+ (Okin y Roberts, 2004). - En estas regiones gran parte de la cobertura vegetal se encuentra en forma de vegetación no fotosintética (NPV). El NDVI no puede considerarse como subrogado de cobertura total (Okin y Roberts, 2004) <p>Existe información espectral relacionada con características biofísicas y bioquímicas de la vegetación y el suelo que puede mejorar las estimaciones de estructura, cobertura y estado de la vegetación (Ustin et al., 2004).</p>

Capítulo IV

4. Descripción del área de estudio

4.1. Localización y principales rasgos

Sierra de Gádor es un sistema montañoso enmarcado en el extremo suroriental de la Península Ibérica y en suroeste de la provincia de Almería (figura 4.1.). En sus proximidades, las cadenas montañosas que la bordean son: al norte, Sierra Nevada (Mulhacén, 3.483 m.s.n.m.); al oeste, Sierra de la Contraviesa (Cerrajón de Murtas, 1.514 m.s.n.m.); y al este, Sierra Alhamilla (Colativí, 1.365 m.s.n.m.). Con una superficie total cercana a 650 km² (hojas 1:50.000 nº 1.043 -Berja-, 1.044 -Alhama de Almería-, 1.057 -Adra-, 1.058 -Roquetas de Mar- y 1.045 -Almería- del Servicio Topográfico del Ejército), Sierra de Gádor es un anticlinal en forma de domo ligeramente alargado en la dirección N70-80E con flancos norte y sur fallados (figura 4.2.) y donde las cotas de mayor entidad corresponden al sector occidental (Morrón, 2.246 m.s.n.m.; Dos Hermanas, 1.996 m.s.n.m.; La Atalaya, 1.954 m.s.n.m.; Pecho Cuchillo, 1.930 m.s.n.m.). Los límites geográficos del macizo son:

- Al norte y este, el corredor del río Andarax originado en una etapa distensiva post-orogénica.
- Al oeste, la depresión de Berja y el valle bajo del río Adra.
- Al sur, la llanura litoral del Campo de Dalías.

El clima, típicamente mediterráneo, se caracteriza por unos totales pluviométricos muy bajos, un régimen térmico suavizado y una alternancia climática estacional bastante contrastada con sucesión de situaciones típicamente “templadas” y “tropicales”. Las masas de aire dominantes en el área de estudio son de origen atlántico si bien a escala regional la topografía impone unas condiciones de canalización (corredores orográficos) o desviación (pantallas orográficas) que las modifican. El intenso efecto Foëhn que induce Sierra Nevada y Sierra de Gádor sobre las influencias marítimas atlánticas, condiciona la aparición al este de un desierto de abrigo topográfico (desierto de Tabernas) (Capel Molina, 1995) con situaciones mediterráneas más extremas: mayor aridez y torrencialidad y un menor número de días de precipitación (Capel Molina, 1986). Los valores medios de precipitación anual en Sierra de Gádor y proximidades oscilan entre 260 mm/año (Alhama de Almería, 520 m.s.n.m) hasta aproximadamente 650 mm/año en las cotas más altas. El gradiente pluviométrico deducido para la región de estudio es 23 mm/100 m. La temperatura media anual oscila entre 9 °C en las cotas más elevadas y 18 °C en las más bajas. El gradiente termométrico estimado es -0.4 °C/100 m (Contreras et al., 2005).

A partir de un modelo digital de elevaciones -MDE- de 30 m se han delimitado un total de 33 cuencas hidrográficas con una superficie total equivalente de 552 km². Las cuencas de mayor extensión son Alcora, Huéchar y Cacín en la vertiente norte y Carcauz y Almocete en la vertiente sur. En el anexo 2 se describen las principales

características físicas de las cuencas y en la figura 4.3. sus ubicaciones en el área de estudio.

Históricamente, Sierra de Gádor ha estado sometida a una intensa explotación humana que ha degradado de forma severa la cubierta forestal y arbustiva de la sierra. Durante el periodo de sublevación de los moriscos (s. XVI) los incendios y talas cobraron una especial relevancia mientras que en el s. XVIII la sierra sufrió los impactos de una significativa cabaña ganadera y la deforestación de especies leñosas cuya madera fue empleada en la construcción de barcos para la Marina Española. El inventario realizado por esta institución en 1759 (Gómez Cruz, 1992) cifraba en 1.400.000 los árboles presentes en la sierra (tabla 4.1.). Sin embargo, las mayores tasas de deforestación se alcanzaron entre 1820 y 1860 aproximadamente. Durante esta época, la minería del plomo en el área se convirtió en un referente nacional y en un foco atención internacional al determinar el precio del metal. Por imperativo legal, la actividad minera no se centró de forma exclusiva en la labores de extracción de las abundantes y ricas vetas de metal sino que, de forma paralela, se desarrolló una industria metalúrgica para la fundición del plomo. Las rudimentarias técnicas de fundición utilizadas exigían ingentes cantidades de combustible vegetal. Los primeros hornos empleaban atocha o monte bajo (romero, brezo, etc.) mientras que los hornos más avanzados utilizaban leñas, principalmente olivo, encina, lentisco o enebro. Las elevadas cantidades de plomo extraído (figura 4.4.) provocaron una deforestación severa, casi absoluta, de la cubierta vegetal de la sierra. Las atochas se arrancaban de raíz y el dilatado encinar existente fue eliminado casi por completo. Fue tal la deforestación que, en ocasiones, para mantener las fundiciones se tuvo que recurrir a leña importada de Islas Baleares (Pérez de Perceval, 1984). Se estima que del orden de 850.00 toneladas de atocha y monte bajo y 550.000 toneladas de leña fueron empleadas en el periodo comprendido entre 1776 y 1864.

Tabla 4.1. Inventario forestal de 1759 realizado por la Marina Española en Sierra de Gádor (Martín Rosales, 2002 elaborado a partir de datos de Gómez Cruz, 1991).

Sector	Especies arbóreas				
	Encinas <i>Quercus ilex</i>	Álamos <i>Populus spp.</i>	Madroños <i>Arbutus unedo</i>	Quejigos <i>Quercus faginea</i>	Otras Especies
Vertiente Norte	788.115	13.995	***	3.800	77
Vertiente Sur	551.901	11.603	6.000	580	3.155
Total	1.340.016	25.598	6.000	4.380	3.232

Actualmente, más de un 70% de la superficie de Sierra de Gádor está ocupada por un matorral disperso con una cobertura inferior al 50% y que se entremezcla con pasto, roca y/o suelo. El arbolado, constituido principalmente por coníferas, se entremezcla con el matorral de forma diseminada con coberturas entre un 5 y un 25%, si bien en ocasiones la cobertura puede alcanzar un 50%. Los pinares densos, generalmente asociados a reforestaciones, cubren apenas un 1.5%. La superficie agraria representa aproximadamente un 9% de la superficie total de la sierra. Los cultivos leñosos en secano y las asociaciones de herbáceos y leñosos en secano o regadío son las principales unidades de uso agrario (figura 4.5.).

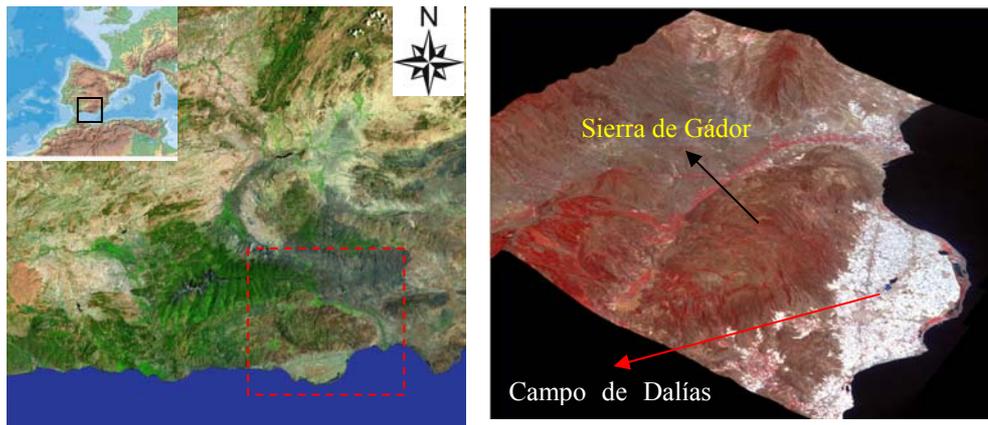


Figura 4.1. Localización del sistema Sierra de Gádor-Campo de Dalías.

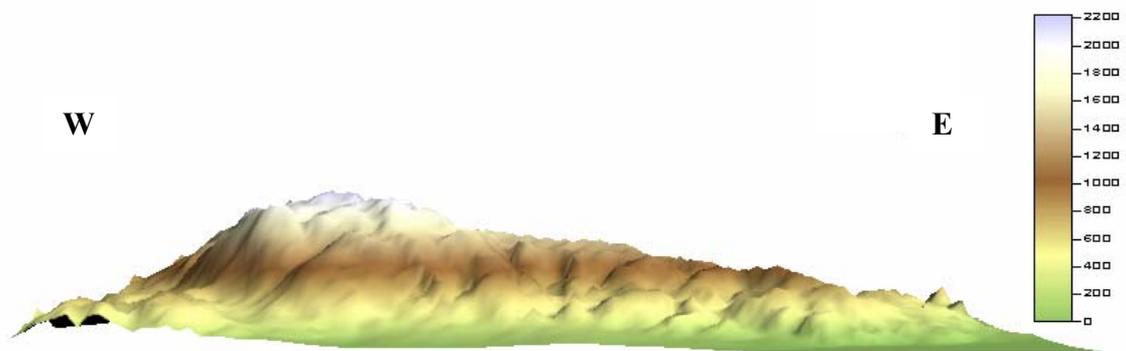


Figura 4.2. Perspectiva tridimensional de Sierra de Gádor desde el Campo de Dalías.

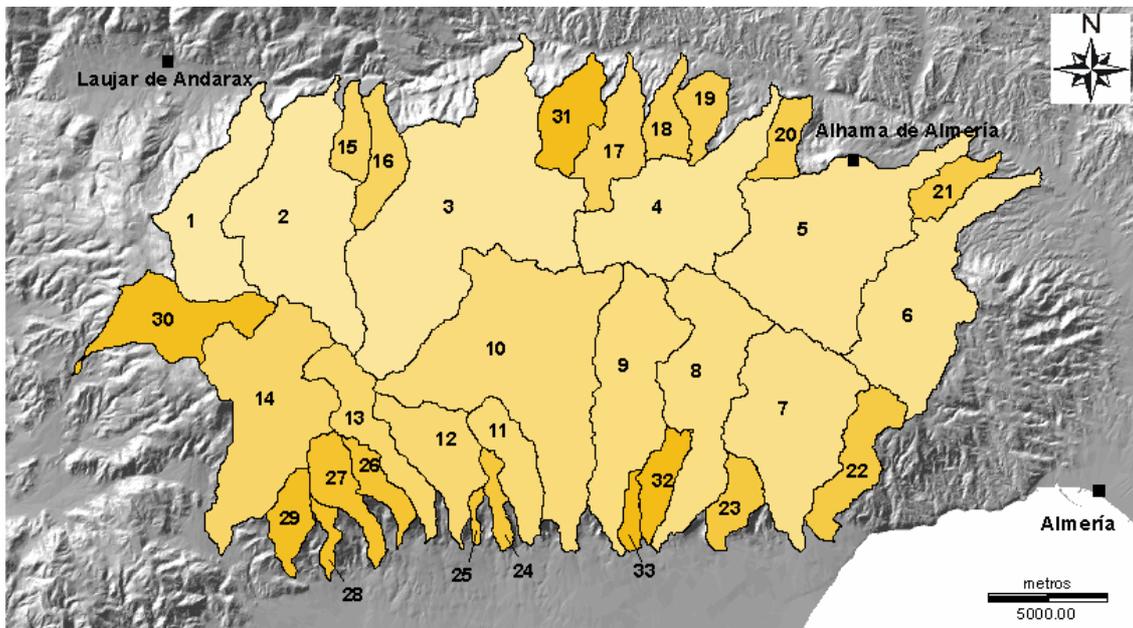


Figura 4.3. Distribución de las principales cuencas de Sierra de Gádor. En el anexo 2 se describen las principales características físicas (tamaño, pendiente y parámetros de forma) y usos del suelo.

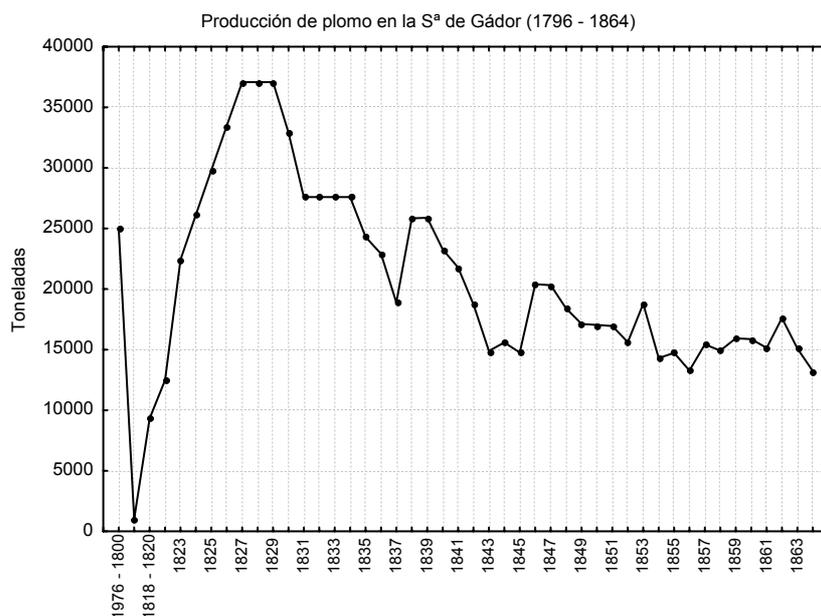


Figura 4.4. Producción de plomo en Sierra de Gádor (1796 – 1864). Elaborado a partir de Pérez de Perceval (1984).

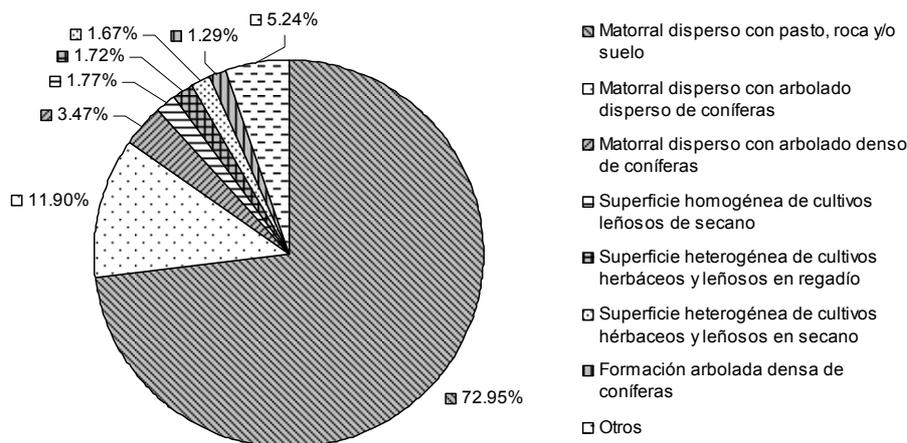


Figura 4.5. Distribución porcentual de las principales coberturas y usos del suelo en Sierra de Gádor. Elaborado a partir del Mapa de usos y coberturas vegetales del suelo de Andalucía (Junta de Andalucía, 1999).

4.2. Litoestratigrafía y comportamiento hidrogeológico de los materiales

Sierra de Gádor pertenece a las Zonas Internas de la Cordillera Bética (Zona Bética s.s.). Las litologías aflorantes se adscriben fundamentalmente al Complejo Alpujárride representado en el área de estudio por la Unidad de Gádor-Lújar y la Unidad de Murtas-Felix (unidad de Gádor y unidad de Felix en sucesivas referencias). De acuerdo con la clasificación de Vallejos (2001) y Martín Rosales (2002), los materiales se dividen en pre-orogénicos y post-orogénicos según su edad sea anterior o posterior a la base del Mioceno superior (11.6 ma). A continuación se describen brevemente estos materiales, su disposición estratigráfica en las diferentes unidades consideradas y su

comportamiento hidrogeológico. La distribución espacial de las mismas queda reflejada en la figura 4.6.

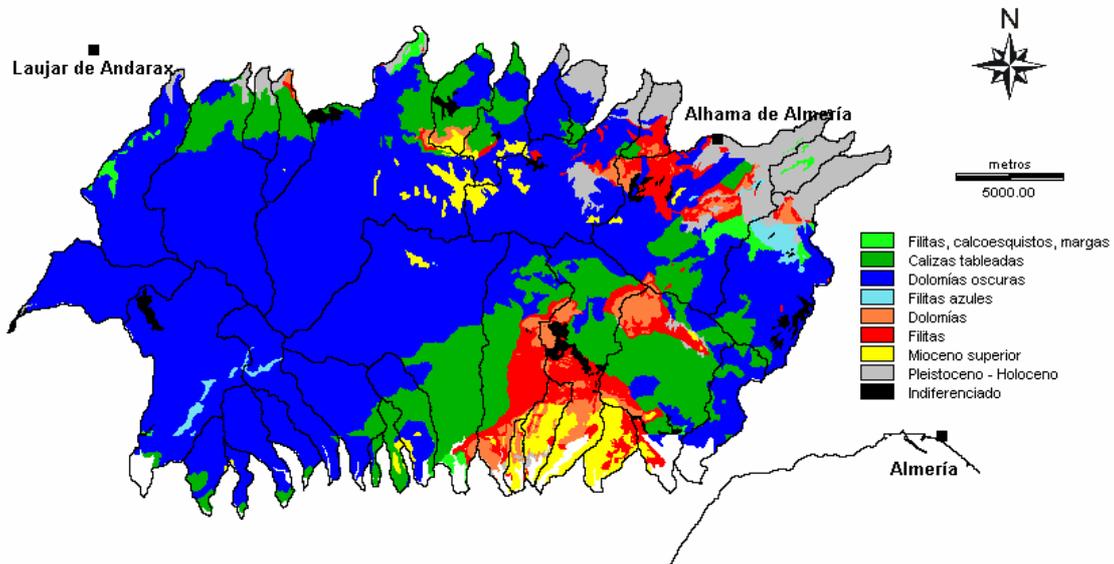


Figura 4.6. Principales unidades litológicas en Sierra de Gádor. Unidad de Gádor: 1-4; Unidad de Felix: 5-6.

4.2.1. Materiales pre-orogénicos

Unidad de Gádor. El conjunto basal lo constituye una serie metapelítica (filitas poco recrystalizadas y bancos de cuarcitas micáceas) de edad Permotriásica y unos 100 m de potencia. Le sigue una potente formación carbonatada cuyo tramo inferior y superior está dominado por términos calizos (calcoesquistos, calizas margosas y calizas tableadas). El tramo inferior de edad Anisiense (Triásico medio, 245 ma) presenta una potencia de entre 100-200 m y sólo aflora en el sector nororiental de la sierra. El tramo superior datado como Carniense (Triásico superior, 228 ma) presenta espesores algo mayores e incluso supera 200-400 m en algunos sectores. El tramo intermedio está constituido fundamentalmente por un paquete dolomítico de al menos 400 m de potencia y está datado como Ladiniense (Triásico medio, 237 ma). Se trata del tramo más rígido y continuo de la sierra y presenta un alto grado de brechificación y fisuración (González Asensio et al., 2003). La superficie aflorante de este tramo es superior a 310 km² (algo más del 63% de la sierra) y constituye la bóveda del antiformal de Sierra de Gádor. Los carbonatos y dolomías presentan comportamiento acuífero si bien la intercalación de calcoesquistos confieren al sistema un alto grado de heterogeneidad y compartimentación que explicaría la existencia de manantiales a diferentes cotas (La Molina en Felix o La Parra en Fondón). Metapelitas y calcoesquistos presentan un comportamiento acuícludo pasando a acuitardo cuando los espesores son pequeños y existen niveles cuarcíticos fracturados (Pulido Bosch et al., 1993; Vallejos, 2001).

Unidad de Felix. Se trata del equivalente cabalgado del manto de Gádor siendo similar su esquema estratigráfico. El tramo metapelítico, de edad Permotriásica y con una potencia de unos 60 m y que ocasionalmente puede alcanzar 150 m en ciertos sectores, está formado por filitas grises y moradas con niveles de cuarcitas y esquistos. El tramo calizo-dolomítico, datado como Trías medio-superior, es mucho más reducido en potencia (en general inferior a 100 m) y en continuidad, por lo que su interés hidrogeológico es local. Los carbonatos son acuíferos mientras que las filitas y

calcoesquistos son acuicludos o acuitardos cuando aparecen niveles cuarcíticos fracturados.

4.2.2. Materiales post-orogénicos

Mioceno superior. La serie presenta gran variabilidad litológica. El sector norte y este que drena al corredor del Andarax está representada por una formación margosa de edad Tortonense (11.6 ma) que puede alcanzar hasta 600 m y sobre la que se apoyan conglomerados margosos con intercalaciones de margas yesíferas de edad Andaluciense. En la vertiente sur, la formación está constituida por un paquete de conglomerados seguido de calcarenitas bioclásticas de edad Andaluciense-Tortonense. La potencia de la serie tiene unos 100 m y en ocasiones se apoya sobre conglomerados de cantos y rocas volcánicas. Las calizas pararecificales encontradas en algunos sectores tuvieron su origen durante el Mioceno superior cuando el nivel del mar ascendió (Andaluciense-Mesiniense, ~7.2 ma). Es aproximadamente durante esta época (límite entre Tortonense-Mesiniense) cuando se produce el levantamiento del edificio alpujarride a través de una serie de fallas normales alineadas según la dirección N70-90E. Posteriormente, durante el Plioceno, la línea de costa se aproxima a los escarpes montañosos de la sierra pero los materiales depositados durante este periodo quedan fuera de los límites del macizo. Las calcarenitas y las calizas bioclásticas y pararecificales presentan comportamiento acuífero, mientras que los conglomerados volcánicos presentan baja permeabilidad. Las margas tortonienses son acuicludo (Pulido Bosch et al., 1989).

Neógeno superior (Pleistoceno-Holoceno). Destacan los abanicos aluviales que jalonan los bordes de la sierra y cuyos conos de deyección pueden alcanzar 150 m de espesor. En ellos se distingue una transición desde conglomerados de matriz arenoso-arcillosa en la parte proximal hacia arenas y arcillas en los sectores distales. En ocasiones los rellenos aluviales de las ramblas, constituidos por gravas, arenas y arcillas, pueden superar una potencia de 10 m, principalmente en los tramos inferiores de las mayores cuencas. Los depósitos a piedemonte se desarrollan sobre diversos substratos (dolomías, brechas de origen kárstico y conglomerados neógenos) y generalmente a los pies de los grandes relieves calizos. Al oeste y sur suelen estar cubiertos por una costra carbonatada o caliche. Finalmente se destaca la presencia de pequeñas depresiones denominadas localmente “balsas” y circunscritas principalmente al altiplano de la sierra, si bien pueden también encontrarse algunas a cotas superiores o inferiores. Se tratan generalmente de dolinas pseudocirculares de fondo plano rellenas con arcillas de descalcificación y brechas dolomíticas (tabla 4.2.).

Tabla 4.2. Localización de las “balsas” más importantes en Sierra de Gádor.

Nombre	Altitud (m.s.n.m.)	X_{UTM}	Y_{UTM}
Balsa de la Chanata	1.424	527579	4085613
Balsa del Calabriar	1.340	524822	4084587
Balsa del Carretero	1.590	523410	4086731
Balsa Bermeja	1.702	515648	4087007
Balsa de los Valientes	1.786	511723	4085488
Balsa de Barjalí	1.720	518083	4086090
Balsa de Barroso	1.623	518648	4087819
Balsa del Sabinar	1.825	512595	4082017

4.3. Unidades paisajísticas

Sobre una base fisográfica, Oyonarte (1992) ha diferenciado 4 unidades de relieve.

La zona de cumbres, a cotas superiores a 1800 metros, está desarrollada sobre el tramo intermedio (calizas y dolomías) y superior (calizas margosas) de la serie carbonatada de la Unidad de Gádor. El relieve está constituido por colinas de pendientes suaves y de mediano tamaño (1 km de diámetro) entre las que se distribuyen áreas deprimidas y dolinas que en ocasiones, por coalescencia, pueden adquirir grandes dimensiones (Balsa del Sabinar, Llanos de Balsanueva). El origen de esta unidad puede ser mixto: a) de disolución kárstica, dando lugar a las depresiones comentadas, y b) de disolución fluvial por acción de una erosión lineal favorecida por un conjunto de fracturas que disectan el relieve.

La segunda unidad de relieve corresponde a una plataforma central o altiplano, fragmentada en diferentes niveles, basculada hacia el este y disectada por barrancos de edad posterior. Se localiza a cota entre 800 y 1800 metros y podría tratarse de un relieve residual de finales del Mioceno y circunscrito a esta franja altitudinal debido a la fase compresiva de la orogénesis alpina. La plataforma se desarrolla sobre el paquete calizo-dolomítico de la Unidad de Gádor si bien, en este caso, los procesos de disolución son menos intensos que en la zona de cumbre hecho que se vislumbra por el menor número de manifestaciones exokársticas.

Los marcados relieves que delimitan la zona de cumbres y la plataforma central integran la tercera unidad. Se tratan de grandes barrancos desarrollados sobre las margocalizas y las dolomías de la Unidad de Gádor y que delimitan grandes lomas alargadas de fuertes pendientes (superiores al 35%). El modelado fluvial junto con el fuerte control tectónico es el principal responsable de la morfología de esta unidad. Los cauces, de baja sinuosidad y fuertemente encajados, presentan un elevado potencial de arrastre y morfologías erosivas y deposicionales a lo largo de todo el perfil longitudinal (Martín Rosales, 2002).

Por último, Oyonarte (1992) diferencia una unidad de paisaje situada más al exterior que la anterior pero desarrollada sobre rocas más deleznable (margocalizas y filitas de la Unidad de Gádor y filitas de la Unidad de Felix). Las formas del paisaje son de menores dimensiones y más erosivas que en el caso de la unidad anterior. Cuando en la parte superior del relieve se conserva un nivel competente de calizas y dolomías, las lomas son de mayores dimensiones y las laderas suelen estar tapizadas por un coluvión. Cuando estos niveles están ausentes, las laderas son de menor dimensión, más rectilíneas y con una red de drenaje más densa. En esta unidad se concentran las principales explotaciones agrícolas de la zona. En laderas, los abancalamientos son pequeños en los materiales más competentes (margocalizas) y de mayores dimensiones cuando afloran las metapelitas.

4.4. Suelos y unidades cartográficas

Se diferencian 6 grandes grupos de suelos en Sierra de Gádor: *Haploxeroles*, *Calcixeroles*, *Argixeroles*, *Haploxerepts*, *Calcixerepts* y *Xerorthents* según la taxonomía americana (USDA-NCRS, 1999)¹. Destacan por su extensión los grupos *Haploxerol*,

¹ El grupo *Xerochrept* descrito por Oyonarte (1992) se ha desdoblado en *Haploxerept* y *Calcixerept* de acuerdo con la última versión de la taxonomía americana.

Haploxerept y *Xerorthent*. Existen multitud de tipologías o subgrupos (tabla 4.3.) (Oyonarte, 1992).

Tabla 4.3. Grupos de suelos identificados en la Sierra de Gádor según la nomenclatura taxonómica de USDA-NRCS y FAO.

Soil Taxonomy (USDA-NRCS, 1999)					FAO (1998)
Orden	Epipedón / Concepto	Suborden	Grupo	Hor. diagnóstico	
<i>Mollisols</i>	Móllico <i>mollis</i> = blando	Xerolls	Haploxeroles		Leptosoles rendzicos Leptosoles móllicos
			Calcixeroles	cálcico	Kastanozems
			Argixeroles	árgico	Phaeozems
<i>Inceptisols</i>	Ócrico poco evolucionados	Xerepts	Haploxerepts	cámbico	Cambisoles
			Calcixerepts	cámbico + cálcico	
<i>Entisols</i>	Ócrico muy poco evolucionados	Orthents	Xerorthents	ausente	Regosoles Leptosoles

Los suelos mejor representados son los *Lithic-Typic Haploxeroll* o Leptosoles rendzicos o móllicos según la nomenclatura de FAO. Son suelos poco desarrollados con un epipedón móllico de no más de 50 cm de espesor, con una estructura bien desarrollada, color oscuro debido al elevado contenido de carbono orgánico y un alto grado de saturación en bases (superior al 50%). Cuando estos suelos se desarrollan en laderas convexas (posición erosiva) y sobre calizas y dolomías, el espesor del solum no supera los 20 cm dando capacidades de retención hídrica de unos 25 mm (*Lithic Haploxerolls*). Cuando se posicionan en laderas cóncavas (poco erosivas) y sobre filitas y margocalizas, el espesor del solum ronda los 40-50 cm lo que incrementa la capacidad de retención hídrica hasta los 75 mm (*Typic Haploxerolls*). La vegetación que tapiza estos suelos suele ser un matorral de escaso porte pero buena cobertura. Cuando estos suelos se desarrollan sobre materiales coluvionados de naturaleza calizo-dolomítica, el espesor que alcanzan varía entre 30-70 cm. En este caso, los contenidos en CaCO₃ son muy elevados en todo el perfil y si se desarrolla un horizonte cálcico dan lugar a un *Calcixeroll* o Kastanozem según la nomenclatura de FAO.

Los *Argixeroles* son suelos ampliamente extendidos. Se desarrollan sobre calizas y dolomías compactas y presentan un horizonte móllico sobre un horizonte árgico o de acumulación iluvial de arcilla. Son los denominados Phaeozems en la nomenclatura de FAO. Mayoritariamente, se presentan a cotas superiores a 1200 m, aunque por encima de 1500 m. se hacen menos frecuentes. El contacto lítico puede ser continuo (*Lithic Argixerol*) o discontinuo (*Ruptic-lithic Argixerol*) lo que propicia valores medios de capacidad de retención hídrica entre 50 y 75 mm. Cuando desaparece el contacto lítico, el horizonte móllico presenta un espesor superior a 50 cm y se desarrolla un horizonte cálcico a menos de 1,5 m de profundidad (*Calcic-pachic Argixerol*), como ocurre en el centro de las dolinas donde el espesor del suelo puede alcanzar los 2 m y la capacidad de retención hídrica, los 150 mm.

En localidades donde los procesos erosivos han sido menos intensos se conservan suelos algo más evolucionados. Generalmente presentan un horizonte ócrico que descansa sobre un horizonte cámbico (*Haploxerepts*). Cuando se desarrollan sobre los coluvios que se depositan en las partes bajas de las laderas o en las vertientes de los barrancos, además del horizonte cámbico, puede aparecer un horizonte cálcico a menos de 1.5 m de profundidad (*Calcixerept*). El resto de suelos de este grupo se pueden desarrollar sobre calizas, calizas margosas, margas y filitas. El contacto lítico y la

discontinuidad del horizonte cámbico condicionan la pertenencia a otros subgrupos. La vegetación asociada es un matorral aunque en ocasiones pueden aparecer asociados a pinares de repoblación principalmente cuando los suelos se han desarrollado sobre coluviones, filitas y margocalizas. Se incluyen también en este grupo los suelos con influencia humana (observables en terrazas y bancales) caracterizados por una disminución irregular de materia orgánica y una elevada concentración en las partes más bajas del perfil.

Por último, en el ámbito de estudio aparece un tipo de suelos muy poco evolucionados y desarrollados sobre superficies muy erosionables y con pendientes pronunciadas (generalmente laderas convexas o cumbres) y sobre materiales no compactos (filitas, margas y margocalizas). Estos suelos pertenecen al grupo *Xerorthents* (USDA-NRCS, 1999) (Regosoles según la nomenclatura de FAO). Son suelos en continuo rejuvenecimiento donde la pérdida de suelo por erosión se compensa con la rápida alteración física y química de los materiales sobre los que se desarrollan. Tiene una capacidad de retención mediana, unos 50 mm, si bien cuando se presenta contacto lítico puede reducirse considerablemente hasta 25 mm.

En el anexo 2 se presentan una clave con las principales propiedades de los suelos descritos en Sierra de Gádor. La información contenida en este anexo ha sido extraída de Oyonarte (2002) y su inclusión en este trabajo de investigación responde a objetivos meramente descriptivos y clarificadores de la información contenida en la tesis citada. En la figura 4.7. se muestran las principales unidades cartográficas de suelos en Sierra de Gádor (Oyonarte, 2002) mientras que en la figura 4.8. se muestra la superficie ocupada por cada unidad cartográfica según las unidades de relieve descritas en el apartado 4.3. La figura 4.9. muestra la presencia de los diferentes órdenes de suelos según las unidades de relieve descritas.

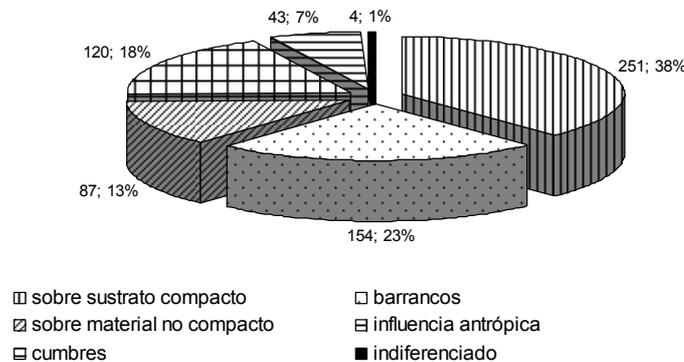


Figura 4.8. Superficie ocupada (km²) y distribución porcentual de las principales unidades edáficas en Sierra de Gádor. Elaborado a partir de Oyonarte (1992).

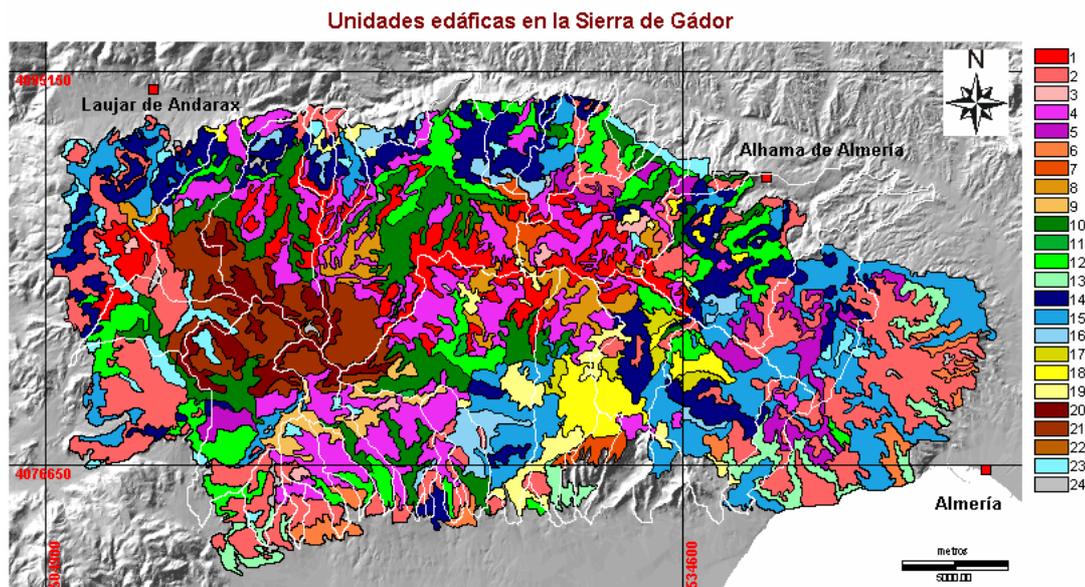


Figura 4.7. Distribución espacial de las principales unidades cartográficas de suelos de la Sierra de Gádor. Leyenda, Unidades sobre sustrato compacto (coloraciones rojizas-violetas-anaranjadas): 1. Complejo *Lithic Haploxeroll – Lithic Ruptic Argixeroll*; 2. Consociación *Lithic Haploxeroll – Lithic Mollic Xerorthent*; 3. Consociación *Lithic Mollic Haploxeralf*; 4. Asociación *Lithic Haploxeroll – Lithic Calcixeroll*; 5. Asociación *Lithic Mollic Xerorthent – Lithic Calcixerollic Xerochrept*; 6. Asociación *Lithic Mollic Xerorthent – Lithic Cambothid*; 7. Consociación *Lithic Haploxeroll*; 8. Consociación *Typic Haploxeroll – Lithic Ruptic Argixeroll*; 9. Asociación *Lithic Haploxeroll – Lithic Mollic Xerochrept*. Unidades de barrancos (verdes): 10. Asociación *Lithic Haploxeroll – Typic Calcixeroll*; 11. Asociación *Typic Calcixeroll – Cumulic Haploxeroll*; 12. Consociación *Mollic Lithic Ruptic Xerorthentic Xerochrept – Calcixerollic Xerochrept*; 13. Asociación *Lithic Xerorthent – Aridic Calcixeroll*. Unidades sobre material no compacto (azules). 14. Asociación *Mollic Xerochrept – Mollic Xerorthent*; 15. Consociación *Mollic Xerorthent*; 16. Asociación *Typic Haploxeroll – Mollic Xerochrept*; 23. Consociación *Fluventic Xerochrept*. Unidades con influencia antrópica (amarillos): 17. Asociación *Mollic Xerorthent – Fluventic Xerochrept*; 18. Consociación *Typic Xerochrept*; 19. Asociación *Typic Xerorthent – Typic Xerochrept*. Unidades de cumbres (marrones): 20. Complejo *Typic Xerorthent – Lithic Haploxeroll*; 21. Asociación *Lithic Haploxeroll – Mollic Xerochrept*; 22. Consociación *Fluventic Xerochrept*. Otras unidades (gris): 23. Indiferenciado. Elaborado a partir de Oyonarte (1992).

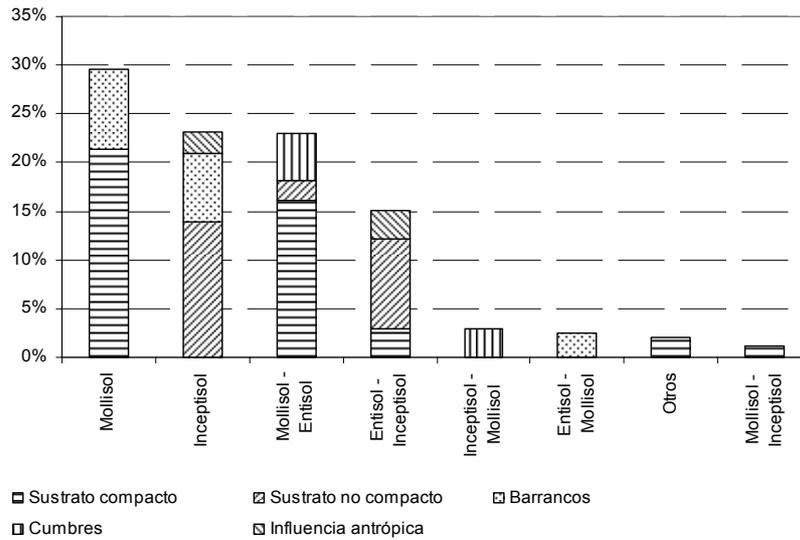


Figura 4.9. Distribución porcentual de las unidades cartográficas de suelos presentes en Sierra de Gádor según las unidades de relieve sobre las que se desarrollan. Los suelos han sido agrupados según los órdenes de la *Soil Taxonomy* (USDA-NRCS, 1999).

4.4.1. Caracterización de la capacidad de retención hídrica, CRH

Se entenderá por capacidad de retención hídrica efectiva -CRH- (*profile available water capacity*) el contenido volumétrico de agua retenido por unidad de volumen de suelo entre los potenciales de -33 y -1500 kPa. Es un agua potencialmente disponible por las plantas y se calcula según la ecuación 4.1. (Oyonarte et al., 1998). La capacidad de retención hídrica total (*water holding capacity*) es el contenido volumétrico de agua retenido por debajo del potencial de -33 kPa y, por tanto, integra el agua potencialmente disponible para las plantas y la no disponible (figura 4.10.).

$$CRH = \sum_i \frac{(\theta_{33}^i - \theta_{1500}^i) \rho_a^i C_m^i}{10} e^i \quad (\text{Ec. 4.1.})$$

siendo,

CRH capacidad de retención hídrica efectiva (mm)

e^i espesor del horizonte i (cm)

θ_{33}^i contenido volumétrico de agua retenido en un volumen de suelo sometido a un potencial de 33 kPa (vol/vol)

θ_{1500}^i contenido volumétrico de agua retenido en un volumen de suelo sometido a un potencial de 1500 kPa (vol/vol)

ρ_a^i densidad aparente del suelo (kg/m^3)

C_m^i coeficiente para corregir el efecto de contenido de gravas sobre la capacidad de retención de agua (Oyonarte et al., 1998)

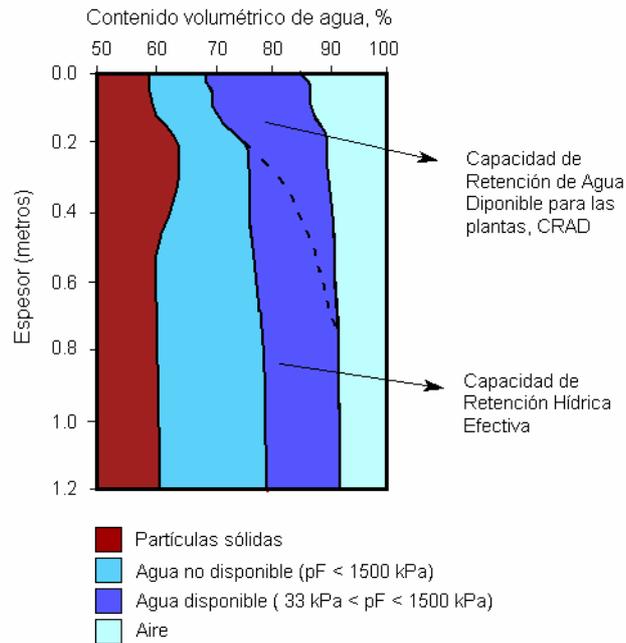


Figura 4.10. Esquema aproximado del volumen de agua (en %) contenido en un suelo franco-arenoso.

La capacidad de retención hídrica efectiva de un suelo es un parámetro determinado a partir de sus propiedades físicas. Sin embargo, la disponibilidad real de este volumen de agua para las plantas es función: a) del potencial hídrico al cual estas pueden extraerla en condiciones de saturación y estrés hídrico; y b) de las características del sistema radicular (profundidad y densidad de raíces). En general, la capacidad de retención de agua disponible para las plantas -CRAD- (*plant available water capacity*), es casi siempre muy inferior a la capacidad de retención hídrica efectiva -CRH- y como se ha advertido, depende tanto de las propiedades físicas de los suelos como de las propiedades fisiológicas y morfológicas del sistema radicular de la vegetación (McKenzie et al., 2003).

Debido a la dificultad para disponer de información espacial referida a las propiedades fisiológicas de la vegetación y la morfología particular de los diferentes sistemas radiculares presentes en Sierra de Gádor, he optado por asignar valores medios representativos de CRH para cada una de las unidades cartográficas de suelos identificadas por Oyonarte (1992) empleando para ello la información contenida en los perfiles tipo que las caracterizan (figura 4.11.).

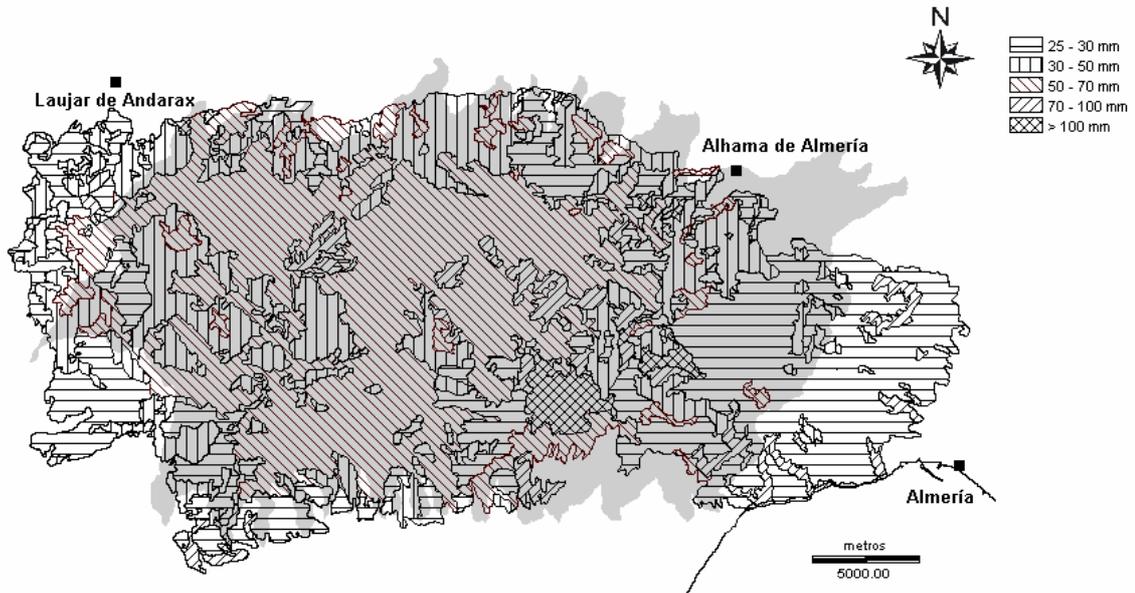


Figura 4.11. Valores de capacidad de retención hídrica en Sierra de Gádor para diferentes unidades cartográficas de suelos. Elaborado a partir de Oyonarte (1992).

4.5. Caracterización climatológica

La aplicación del modelo descrito en el capítulo 3 requiere mapas de precipitación y evapotranspiración potencial a una resolución espacial compatible con la información extraída de las imágenes de satélite. En este apartado haré una descripción de los principales rasgos climatológicos del área de estudio (precipitación, temperaturas, radiación y evapotranspiración potencial) y detallaré las técnicas empleadas para obtener la cartografía de dichas variables.

4.5.1. Selección del área de estudio e información de base

Para la extracción de los patrones espaciales de precipitación y temperaturas se han recopilado las series históricas de datos meteorológicos mensuales de las estaciones ubicadas en Sierra de Gádor y sus proximidades. En el área seleccionada, de unos 3000 km² (figura 4.12.), la red termopluviométrica, gestionada por el Instituto Nacional de Meteorología, está integrada por 43 estaciones de las cuales sólo 35 han sido finalmente empleadas para el análisis de precipitaciones y 16 para el análisis de temperaturas (figura 4.12., anexo 4). Se seleccionó un periodo de referencia comprendido entre los años hidrológicos 1960/61 y 1999/2000. En ningún caso se procedió al rellenado de las lagunas de información. Los criterios esgrimidos para el descarte de estaciones fueron la falta de simultaneidad en las observaciones registradas y el elevado número de lagunas de información.

Adicionalmente se recopilaron datos diarios de evapotranspiración de referencia calculados a partir de la ecuación de FAO Penman-Monteith en diferentes estaciones automáticas pertenecientes a la Red de Información Agroclimática de Andalucía (RIA), todas ellas ubicadas en las proximidades de Sierra de Gádor. Esta información fue usada para la calibración de la ecuación de Hargreaves-Samani que fue el método empleado para la estimación de la evapotranspiración potencial en un contexto espacialmente distribuido. La explotación y mantenimiento de la RIA (calibración de sensores y

verificación de los datos) se lleva a cabo por el Instituto Andaluz de Investigación y Formación Agraria, Pesquera, Alimentaria y de la Producción Ecológica -IFAPA- (Gavilán et al., 2005).

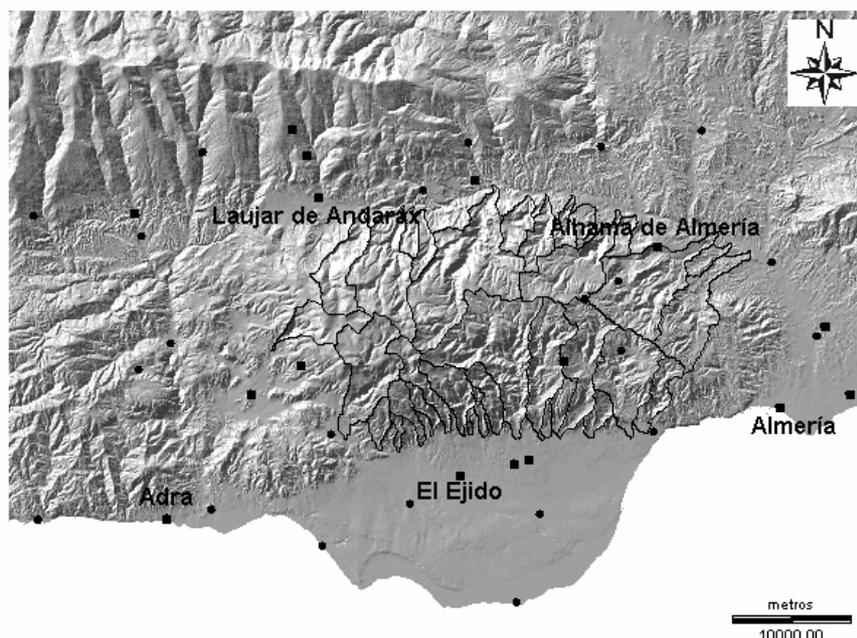


Figura 4.12. Distribución de las estaciones meteorológicas gestionadas por el INM y empleadas para el análisis espacial de las precipitaciones y temperaturas. En círculo, estaciones con registros pluviométricos. En cuadrado, estaciones con registros de precipitación y temperatura.

4.5.2. Precipitación

Sierra de Gádor actúa de pantalla orográfica en relación a las masas de aire de procedencia atlántica. Su posición condiciona la existencia de un gradiente de disminución de la precipitación hacia el este, influencia que también se hace patente en la llanura litoral del Campo de Dalías. Este gradiente se constata con la observación de las medias pluviométricas en las estaciones situadas al sur y este de la sierra (El Ejido-Venta del Viso y Viator-Base Militar) respecto de aquellas ubicadas al oeste y norte de la misma (Berja-Castala y Canjáyar) (figura 4.12.).

Con objeto de evaluar la calidad de las series pluviométricas originales se abordó un estudio para la detección y ajuste de heterogeneidades empleando como apoyo el software AnClim (Stepánek, 2003). Se realizaron pruebas estadísticas absolutas y relativas a un total de 455 series de datos (35 estaciones * 13 series/año) (Contreras, 2003). La detección de heterogeneidades, al menos por dos pruebas estadísticas relativas, se confirmó en 10 series (tabla 4.4.), un 2.2 % del total. La mayoría de las heterogeneidades se presentaron en las colas de las series por lo que son susceptibles de no tenerse en consideración (Alexandersson, 1986). Aunque las diferencias absolutas de precipitación media entre las series mensuales originales y las corregidas no exceden 16 mm, las desviaciones acumuladas en el periodo a corregir son en ocasiones excesivas haciendo dudosa la corrección de la serie. Finalmente he optado por hacer uso de las series originales aunque los valores de precipitación mensual en las estaciones sospechosas fueron contrastados, y corregidos cuando resultó ser necesario, con datos de precipitación procedentes de la base de datos de la Agencia Andaluza del Agua (<http://www.agenciaandaluzadelagua.com/principal.html>).

Un análisis multivariante pone de relieve que altitud (ALT), longitud (X_{UTM}) y en algunas ocasiones la distancia a la costa (DISTCOST) son las principales variables explicativas de la precipitación media mensual (tabla 4.5).

Tabla 4.4. Resumen análisis de homogeneidad. Test: se reseñan las pruebas donde se ha encontrado una heterogeneidad con significación estadística, A = Alexandersson (Alexandersson, 1986), E = Easterling y Peterson (Easterling y Peterson, 1995); V = Vicent (Vicent, 1998); A0: precipitación acumulada en la serie original durante el periodo anómalo; A1: precipitación acumulada en la serie corregida durante el periodo considerado; M0: precipitación media en la serie original; M1: precipitación media tras el ajuste; Dif. (mm) = M1-M0; % Var = (M1/M0 - 1)*100.

Estación	Serie	Periodo	Test	A0	A1	M0	M1	Dif. (mm)	% Var.
Benínar	junio	1962 - 1966	A, E	98.2	6.96	8.5	6.8	-1.7	-20.0
La Zarba	anual	61/62 - 63/64	A, E	2933.1	1649.9	447.7	463.0	15.3	3.4
Laujar	junio	1961 - 1979	A, E	335.7	99.2	15.1	9.9	-5.2	-34.4
Monterrey	marzo	1961 - 1966	A, E, V	319.5	648.9	51.7	60.2	8.5	16.4
Cerecillo	mayo	1961 - 1966	E, V	292.0	569.1	47.9	54.9	7.0	14.6
	septiembre	1960 - 1984	A, E	667.6	561.9	35.5	27.4	-8.1	-22.8
El Pozuelo	anual	61/62 - 72/74	A, V	4253.0	3024.2	323.3	311.6	-11.7	-3.6
Vivero Cristal	anual	64/65 - 68/69	A, V	1942.0	1446.1	307.8	303.9	-3.9	-1.3
Mecina Bombarón	marzo	1961 - 1966	A, E	504.4	336.8	54.5	54.7	0.2	0.4
	abril	1961 - 1968	A, V	518.7	311.0	55.6	51.8	-3.8	-6.8

Tabla 4.5. Coeficientes de correlación ajustados al incorporar de forma escalonada las variables ALT (altitud), X_{UTM} (longitud en UTM) y DISTCOST (distancia a la costa). n.s. = no significativo, $p > 0.1$; * = $p < 0.1$; ** = $p < 0.05$; *** = $p < 0.01$. Cuando la variable X_{UTM} no es significativa, es eliminada antes de incorporar DISTCOST al modelo.

Mes	ALT	X_{UTM}	DISTCOST
Septiembre	70.07 (***)	70.81 (n.s.)	70.53 (n.s.)
Octubre	64.98 (***)	81.28 (***)	81.42 (n.s.)
Noviembre	73.29 (***)	82.45 (***)	83.61 (*)
Diciembre	62.19 (***)	80.17 (***)	84.43 (***)
Enero	52.46 (***)	69.86 (***)	73.25 (**)
Febrero	61.80 (***)	78.68 (***)	78.97 (n.s.)
Marzo	61.62 (***)	73.38 (***)	78.81 (***)
Abril	75.18 (***)	79.82 (***)	84.28 (***)
Mayo	80.21 (***)	85.79 (***)	85.96 (n.s.)
Junio	83.65 (***)	83.14 (n.s.)	84.80 (*)
Julio	58.28 (***)	57.00 (n.s.)	66.11 (***)
Agosto	59.41 (***)	63.52 (**)	64.78 (n.s.)

*Distribución espacial del balance hídrico en regiones montañosas semiáridas
Aplicación en Sierra de Gádor (Almería)*

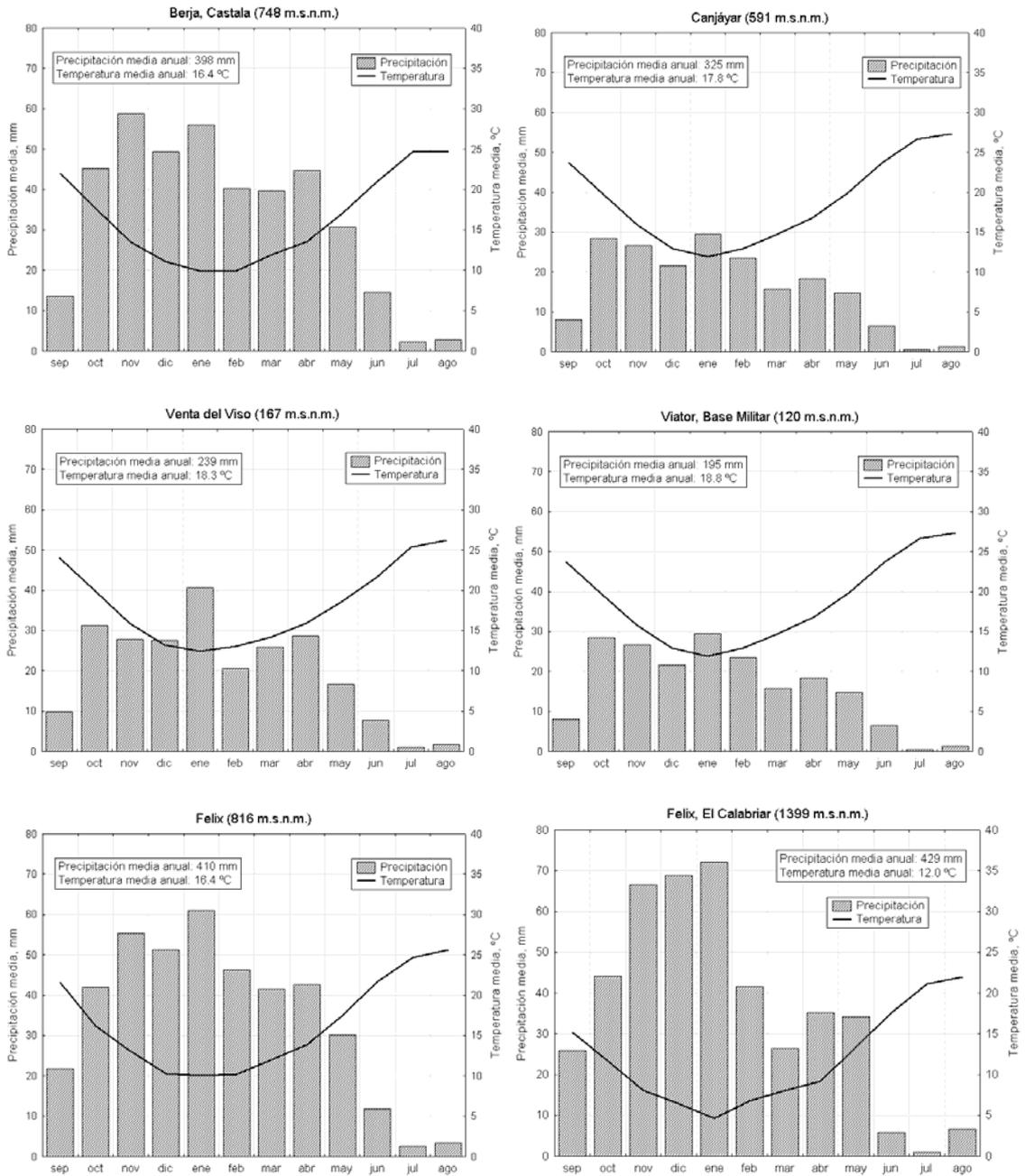


Figura 4.13. Diagramas termopluviométricos en estaciones ubicadas en Sierra de Gádor y proximidades.

4.5.2.1. Cartografía de la precipitación

Tres situaciones meteorológicas contrastadas han sido caracterizadas espacialmente: año tipo medio, año tipo seco y año tipo húmedo. La interpolación espacial de la precipitación se ha realizado en base a un análisis de regresión múltiple con variables independientes extraídas del modelo digital de elevaciones (altitud, longitud y latitud, orientación y distancia al mar).

- Año tipo medio. Se han calculado los valores medios de precipitación mensual para el periodo de referencia 1960/1961 – 1999/2000. La distribución espacial por meses ha sido estimada según las ecuaciones descritas en la tabla 4.6. En la figura 4.8. se muestra la precipitación anual media en el área de estudio.

Tabla 4.6. Modelos de regresión múltiple empleados para la estimación de la precipitación media a nivel mensual, estacional y anual. XUTM = longitud en coordenadas UTM; ALT = altitud. XUTM y ALT divididos por 1000. *** = $p < 0.01$; R^2 en %. Error Std. = error estándar o desviación típica de los errores

Precipitación media Área Clima		
Septiembre	$36.041 - 0.051 * XUTM + 13.451 * ALT$; (***)	$R^2 = 72.53$; Error Std. = 4.19
Octubre	$176.427 - 0.281 * XUTM + 19.670 * ALT$; (***)	$R^2 = 82.38$; Error Std. = 5.70
Noviembre	$190.827 - 0.309 * XUTM + 31.710 * ALT$; (***)	$R^2 = 83.48$; Error Std. = 8.01
OTONO	$403.296 - 0.641 * XUTM + 64.831 * ALT$; (***)	$R^2 = 86.026$; Error Std. = 14.88
Diciembre	$269.660 - 0.458 * XUTM + 29.527 * ALT$; (***)	$R^2 = 81.34$; Error Std. = 9.11
Enero	$266.986 - 0.447 * XUTM + 26.387 * ALT$; (***)	$R^2 = 71.63$; Error Std. = 11.04
Febrero	$203.673 - 0.341 * XUTM + 22.683 * ALT$; (***)	$R^2 = 79.94$; Error Std. = 7.24
INVIERNO	$740.318 - 1.245 * XUTM + 78.597 * ALT$; (***)	$R^2 = 81.06$; Error Std. = 24.66
Marzo	$142.248 - 0.228 * XUTM + 18.371 * ALT$; (***)	$R^2 = 74.95$; Error Std. = 6.39
Abril	$108.350 - 0.165 * XUTM + 24.036 * ALT$; (***)	$R^2 = 81.01$; Error Std. = 6.23
Mayo	$77.736 - 0.119 * XUTM + 16.744 * ALT$; (***)	$R^2 = 86.62$; Error Std. = 3.54
PRIMAVERA	$328.334 - 0.512 * XUTM + 59.151 * ALT$; (***)	$R^2 = 83.62$; Error Std. = 14.53
Junio	$6.158 - 0.368 * DISTCOST + 11.547 * ALT$; (***)	$R^2 = 84.58$; Error Std. = 2.35
Julio	$1.258 - 0.075 * DISTCOST + 2.860 * ALT$; (***)	$R^2 = 59.72$; Error Std. = 1.12
Agosto	$0.145 - 0.052 * DISTCOST + 4.507 * ALT$; (***)	$R^2 = 64.82$; Error Std. = 1.24
VERANO	$8.196 - 0.123 * DISTCOST + 21.178 * ALT$; (***)	$R^2 = 87.15$; Error Std. = 3.49
ANUAL	$1519.25 - 3.060 * DISTCOST - 2.449 * XUTM + 276.927 * ALT$; (***)	$R^2 = 88.51$; Error Std. = 47.79

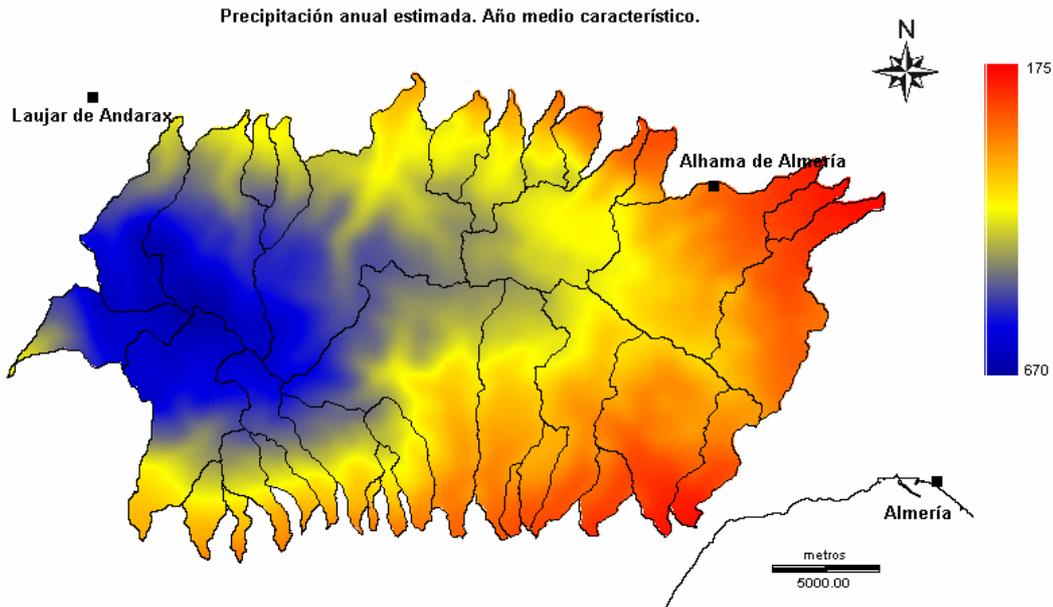


Figura 4.14. Precipitación anual media (mm/año) en Sierra de Gádor.

- Año tipo seco y tipo húmedo. Para cada estación y sobre la serie anual de precipitación, se considera “año húmedo” aquel cuya precipitación anual supere el valor de precipitación anual correspondiente al tercer cuartil. Cuando la precipitación anual de un año es inferior al primer cuartil de la serie, el año se considera “año seco”. Regionalmente se calculan los valores umbrales de precipitación que determinan las condiciones “secas” o “húmedas”, como promedio del primer y el tercer cuartil calculados para cada una de las estaciones. En la figura 4.15. se muestra para cada periodo anual el valor medio de precipitación y el rango de variación para el conjunto de las estaciones estudiadas. Para toda la región, se considera “año húmedo” cuando el valor promedio de precipitación supera el valor promedio del tercer cuartil. Se considera “año seco” cuando el valor promedio de precipitación es inferior al valor promedio del primer cuartil. Los mapas mensuales de precipitación para un “año tipo húmedo” se obtienen como producto de la precipitación anual estimada para esta condición y el valor medio (considerando únicamente los años definidos como húmedos) de la fracción que representa cada mes en el total de la precipitación anual. La precipitación anual para un “año húmedo” característico es estimada para cada celda del territorio a partir de la ecuación de regresión obtenida entre el valor medio de precipitación anual y el valor del tercer cuartil de las series anuales de precipitación de cada una de las estaciones pluviométricas (tabla 4.7.). Se procede de forma similar cuando se caracteriza la precipitación mensual de un “año tipo seco”. Esta aproximación conserva el patrón de variabilidad espacial de la precipitación descrito para un “año tipo medio” cambiando únicamente los valores absolutos de precipitación asignados a cada periodo mensual.

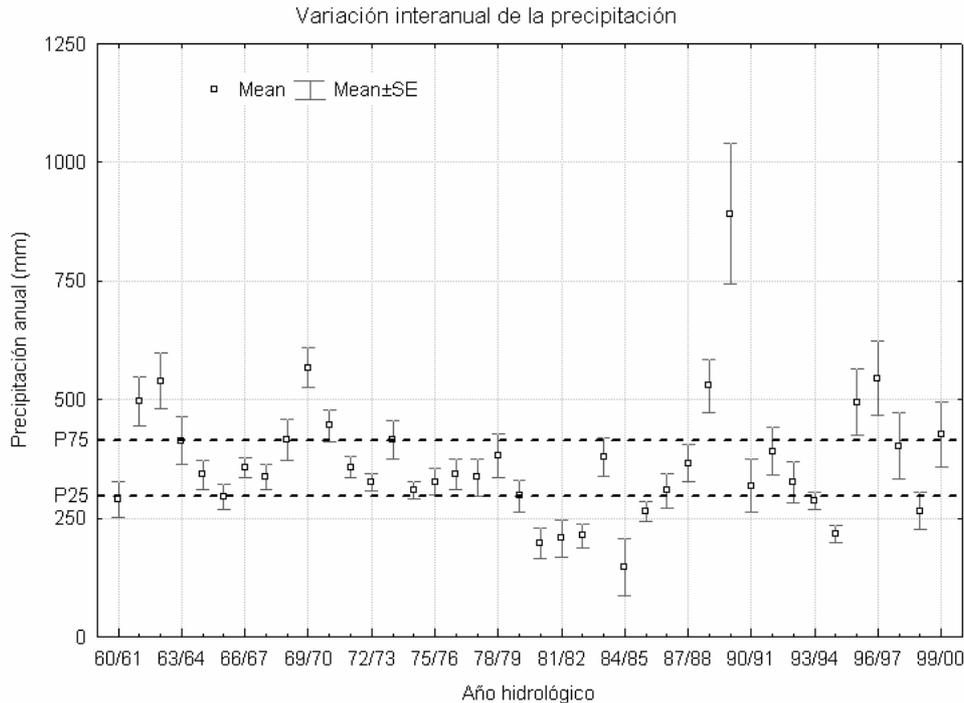


Figura 4.15. Variación interanual de la precipitación en la región de estudio. Se presenta el valor promedio y los rangos de desviación para cada año considerando las estaciones con valores anuales de precipitación. Los umbrales P25 (percentil 25 o 1^{er} cuartil) y P75 (percentil 75 o 3^{er} cuartil) de la serie de precipitación anual promedio, son usados para caracterizar un año como seco, húmedo o medio.

Tabla 4.7. Relaciones empleadas para el cálculo de la precipitación anual promedio para un año húmedo y seco tipo. Fracción porcentual de la precipitación anual asociada a cada mes. Error Est = error estándar; P75 = percentil 75; P25 = percentil 25.

Año húmedo tipo											
P75 = -8.657 + 1.218 * P _{media} ; R ² = 96.13 %; Error Est. = 33.42; p < 0.01; n = 35											
Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
4.49	9.42	13.8	15.6	16.1	7.5	9.7	12.6	8.1	1.9	0.4	0.8
Año seco tipo											
P25 = 10.361 + 0.765 * P _{media} ; R ² = 95.94 %; Error Est. = 21.51; p < 0.01; n = 35											
Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago
4.6	13.9	18.0	7.2	11.8	18.8	5.7	10.1	4.4	3.2	0.3	2.1

4.5.3. Evapotranspiración potencial de referencia

La cantidad de agua potencialmente disponible para evapotranspiración depende de factores meteorológicos (radiación solar, temperatura y humedad del aire y velocidad del viento) y del tipo de superficie evaporante. Para evitar la influencia del tipo de superficie, FAO aconseja asociar el término evapotranspiración potencial a una superficie de referencia sin limitaciones hídricas y constituida por una vegetación de gramíneas de 0.12 m de altura, una resistencia superficial de 70 s/m y un albedo de 0.23 (Allen et al., 1998). Para el cálculo de la evapotranspiración potencial se recomienda el método de Penman-Monteith adaptado a las condiciones de referencia previamente descritas (ecuación FAO Penman-Monteith; Allen et al., 1998).

Frente a la ecuación de FAO Penman-Monteith, los modelos termométricos destacan por su sencillez y por los mínimos requerimientos exigidos siendo por tanto muy atractivos para su uso a escala regional (Linacre, 1977; Hargreaves y Samani, 1982; Fennessey y Vogel, 1996). Entre estos métodos, la ecuación de Hargreaves-Samani (ecuación 4.2.) ha sido recomendada y aplicada con éxito en regiones semiáridas (Shuttleworth, 1993; Hargreaves, 1994). Su expresión general es

$$E_p = a R_a (T_{med} + b)(T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (\text{Ec. 4.2.})$$

donde: E_p es la evapotranspiración potencial en mm; R_a es la radiación solar en el límite de la atmósfera o radiación extraterrestre medida en altura equivalente de agua o mm; T_{med} , T_{max} y T_{min} son los valores de temperatura media, máxima y mínima en °C. Finalmente, a y b son parámetros de calibración. R_a se calcula a partir de la constante solar y los parámetros que caracterizan la localización aparente del sol (latitud, declinación solar y ángulo horario) (Allen et al., 1998).

Para la calibración de los parámetros a y b (tabla 4.8.) he empleado datos diarios de radiación incidente, temperatura y evapotranspiración de referencia obtenidos con la ecuación de FAO Penman-Monteith en las estaciones agrometeorológicas de la RIA (Adra, La Mojonera, Almería, Níjar, Tabernas y Fiñana). Aunque en su formulación original Hargreaves y Samani utilizan la radiación global en el límite de la atmósfera R_a , la calibración se ha realizado usando valores de radiación incidente de onda corta o radiación solar R_s medidos en superficie con un piranómetro. R_a y R_s quedan relacionados según la ley de Bouguer (Gates, 1980):

$$R_s = R_a p^m \quad (\text{Ec. 4.3.})$$

donde, p es la transmisividad media cenital y m es la masa óptica de aire función de la altura solar.

La comparación entre los valores de evapotranspiración potencial estimados por ambos métodos se muestra en las figuras 4.16. y 4.17.

Tabla 4.8. Valores calibrados de los parámetros a y b en la ecuación de Hargreaves-Samani para diferentes resoluciones temporales (error estándar entre paréntesis). Resultados obtenidos a partir de datos diarios de temperatura y radiación solar incidente en diferentes estaciones agroclimáticas ubicadas en las proximidades de Sierra de Gádor.

Estación	Resolución diaria				Resolución mensual			
	a	b	RMSE	R ²	a	b	RMSE	R ²
Adra	0.00364 (1.76*10 ⁻⁴)	24.69 (2.16)	0.71	0.76	0.00295 (7.10*10 ⁻⁴)	36.19 (13.54)	13.49	0.88
Almería	0.00437 (1.41*10 ⁻⁴)	14.23 (1.16)	0.74	0.83	0.00349 (3.23*10 ⁻⁴)	24.59 (4.27)	8.01	0.97
La Mojonera	0.00325 (1.58*10 ⁻⁴)	28.81 (2.43)	0.81	0.81	0.00239 (3.16*10 ⁻⁴)	48.91 (9.25)	7.94	0.98
Níjar	0.00464 (1.59*10 ⁻⁴)	14.10 (1.23)	0.84	0.83	0.00378 (2.97*10 ⁻⁴)	23.51 (3.56)	7.71	0.98
Tabernas	0.00336 (1.06*10 ⁻⁴)	22.47 (1.36)	0.81	0.85	0.00281 (1.83*10 ⁻⁴)	33.03 (3.49)	6.78	0.99
Fiñana	0.00264 (1.09*10 ⁻⁴)	40.49 (2.50)	0.83	0.86	0.00174 (2.90*10 ⁻⁴)	74.12 (15.42)	10.64	0.97
Conjunto	0.00343 (0.55*10 ⁻⁴)	25.11 (0.74)	0.82	0.82	0.00267 (1.52*10 ⁻⁴)	39.89 (3.46)	11.09	0.96

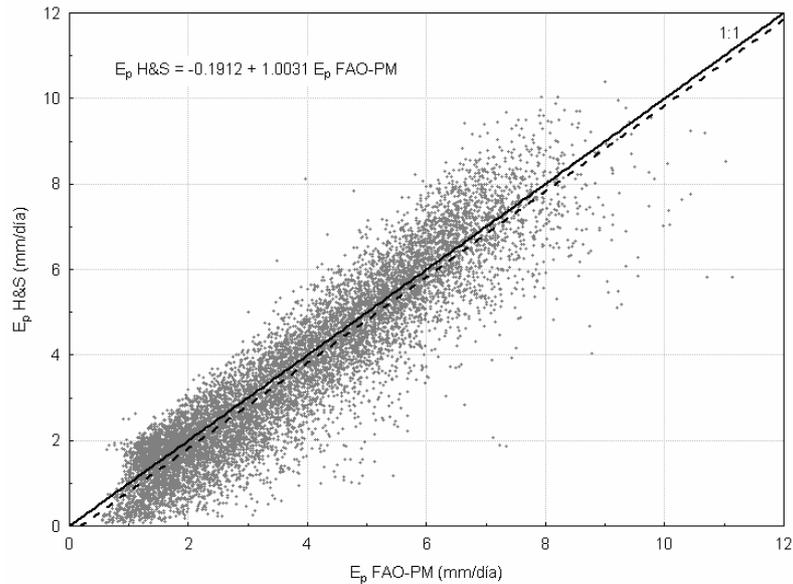


Figura 4.16. Comparación entre valores diarios de evapotranspiración potencial $-E_p$ - estimados según la ecuación de FAO Penman-Monteith y la ecuación de Hargraves-Samani calibrada para el conjunto de estaciones agrometeorológicas.

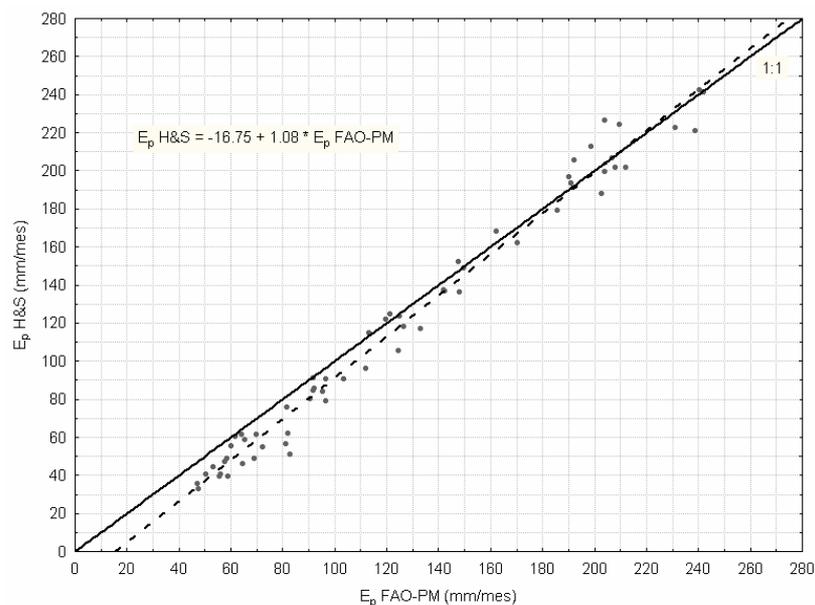


Figura 4.17. Comparación entre valores mensuales de evapotranspiración potencial $-E_p$ - estimados según la ecuación de FAO Penman-Monteith y la ecuación de Hargraves-Samani calibrada para el conjunto de estaciones agrometeorológicas.

4.5.3.1. Cartografía de la evapotranspiración potencial

En el apartado anterior se ha demostrado que la ecuación de Hargreaves-Samani es útil y apropiada para el cálculo de la evapotranspiración potencial en el área de estudio. Por tanto, para la interpolación espacial de los valores mensuales de evapotranspiración potencial se requieren mapas de temperatura mensual (media, máxima y mínima) y de radiación solar incidente en superficie. A continuación se describen las técnicas empleadas para la obtención de esta cartografía.

- Análisis espacial de temperaturas

Los mapas de temperatura se han obtenido aplicando las ecuaciones descritas en las tablas 4.9., 4.10. y 4.11. y que han sido derivadas de un análisis multivariante similar al abordado para el caso de la precipitación (figura 4.18). En el caso de las temperaturas, la altitud se alza como la principal variable quedando relegado el peso de otras variables (distancia a la costa y latitud) a la estimación de la temperatura máxima promedio en los meses estivales.

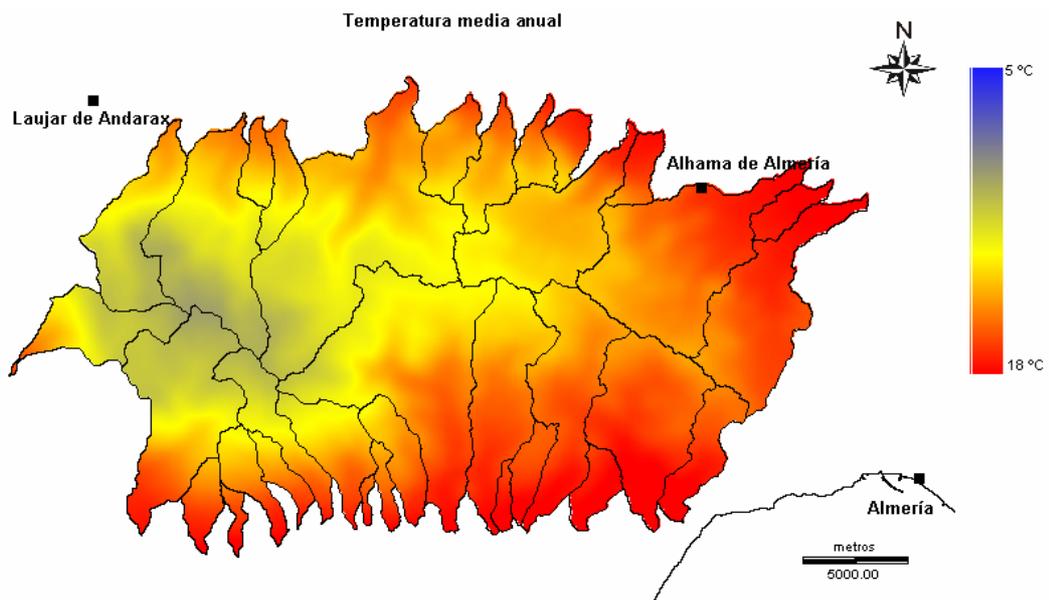


Figura 4.18. Distribución espacial de la temperatura media anual (°C) en Sierra de Gádor.

- Análisis espacial de la radiación solar

La radiación solar incidente de onda corta o radiación solar *s.s.* ha sido estimada con el modelo POTRAD5 (van Dam, 2000) desarrollado para PCRaster (van Deursen y Wesseling, 1992). POTRAD5 calcula la radiación solar incidente sobre una superficie a partir de un modelo digital de elevaciones y tres parámetros: la latitud, la transmisividad media cenital (ecuación 4.3.) y un índice relacionado con la nubosidad. El resto de parámetros relacionados con la geometría solar (declinación solar, ángulo azimutal y altura solar) se derivan de la latitud, el día juliano y la hora local. A partir del modelo digital de elevaciones, POTRAD5 realiza un análisis del ocultamiento topográfico para identificar las áreas de sombra. El coeficiente de transmisividad media cenital varía entre 0.5 y 0.8 si bien el valor de 0.6, el empleado para el cálculo de la radiación en el área de estudio, es comúnmente usado. Como el objetivo es obtener valores potenciales de evapotranspiración, los cálculos de radiación se han realizado considerando un atmósfera libre de nubes.

Tabla 4.9. Modelos de regresión empleados para el cálculo de la temperatura media mensual. R² en %. Error Std. en mm.

Temperatura media <i>Área Clima</i>	
Septiembre	24.426 – 4.252 * ALT; (***) ; R ² = 88.95; Error Std. = 0.79
Octubre	20.360 – 4.992 * ALT; (***) ; R ² = 92.29; Error Std. = 0.76
Noviembre	16.656 – 5.313 * ALT; (***) ; R ² = 94.99; Error Std. = 0.64
Diciembre	13.876 – 5.150 * ALT; (***) ; R ² = 94.12; Error Std. = 0.55
Enero	13.039 – 4.996 * ALT; (***) ; R ² = 96.67; Error Std. = 0.49
Febrero	13.732 – 4.979 * ALT; (***) ; R ² = 96.64; Error Std. = 0.49
Marzo	15.280 – 4.911 * ALT; (***) ; R ² = 93.04; Error Std. = 0.71
Abril	16.972 – 4.797 * ALT; (***) ; R ² = 90.25; Error Std. = 0.83
Mayo	19.859 – 4.128 * ALT; (***) ; R ² = 81.60; Error Std. = 1.03
Junio	23.124 – 3.367 * ALT; (***) ; R ² = 66.53; Error Std. = 1.04
Julio	26.255 – 2.640 * ALT; (***) ; R ² = 60.38; Error Std. = 1.13
Agosto	27.074 – 3.233 * ALT; (***) ; R ² = 73.22; Error Std. = 1.03
ANUAL	19.213 – 4.383 * ALT; (***) ; R ² = 92.11; Error Std. = 0.68

Tabla 4.10. Modelos de regresión empleados para el cálculo de la temperatura media de las máximas mensuales. R² en %. Error Std. en mm.

Temperatura máxima promedio <i>Área Clima</i>	
Septiembre	28.770 – 3.212 * ALT; (***) ; R ² = 49.90; Error Std. = 1.70
Octubre	24.466 – 4.378 * ALT; (***) ; R ² = 65.75; Error Std. = 1.66
Noviembre	20.619 – 4.884 * ALT; (***) ; R ² = 83.15; Error Std. = 1.16
Diciembre	17.806 – 4.822 * ALT; (***) ; R ² = 88.42; Error Std. = 0.92
Enero	17.001 – 4.609 * ALT; (***) ; R ² = 90.68; Error Std. = 0.78
Febrero	17.893 – 4.612 * ALT; (***) ; R ² = 86.83; Error Std. = 0.95
Marzo	19.523 – 4.440 * ALT; (***) ; R ² = 74.02; Error Std. = 1.39
Abril	21.307 – 4.311 * ALT; (***) ; R ² = 62.89; Error Std. = 1.74
Mayo	-521.752 + 0.134 * YUTM – 5.689 * ALT; (***) ; R ² = 58.25; Error Std.: 1.75
Junio	-582.752 + 0.150 * YUTM – 4.915 * ALT; (***) ; R ² = 41.33; Error Std. = 1.94
Julio	30.136 + 0.154 * DISTCOST – 4.174 * ALT; (*) ; R ² = 30.07; Error Std. = 1.81
Agosto	30.943 – 0.129 * DISTCOST – 4.349 * ALT; (***) ; R ² = 40.40; Error Std. = 1.62
ANUAL	23.482 – 3.700 * ALT; (***) ; R ² = 65.61; Error Std. = 1.41

Tabla 4.11. Modelos de regresión empleados para el cálculo de la temperatura media de las mínimas mensuales. R² en %. Error Std. en mm.

Temperatura mínima promedio <i>Área Clima</i>	
Septiembre	20.104 – 5.320 * ALT; (***) ; R ² = 92.42; Error Std. = 0.80
Octubre	16.260 – 5.628 * ALT; (***) ; R ² = 93.13; Error Std. = 0.81
Noviembre	12.681 – 5.721 * ALT; (***) ; R ² = 88.00; Error Std. = 1.11
Diciembre	9.953 – 5.480 * ALT; (***) ; R ² = 83.52; Error Std. = 1.28
Enero	9.079 – 5.402 * ALT; (***) ; R ² = 89.21; Error Std. = 0.99
Febrero	9.584 – 5.360 * ALT; (***) ; R ² = 87.14; Error Std. = 1.08
Marzo	11.020 – 5.365 * ALT; (***) ; R ² = 88.84; Error Std. = 1.00
Abril	12.633 – 5.289 * ALT; (***) ; R ² = 93.23; Error Std. = 0.75
Mayo	15.423 – 4.850 * ALT; (***) ; R ² = 88.17; Error Std. = 0.94
Junio	18.605 – 4.386 * ALT; (***) ; R ² = 81.49; Error Std. = 1.10
Julio	21.641 + 3.923 * ALT; (***) ; R ² = 82.75; Error Std. = 0.94
Agosto	22.592 – 4.511 * ALT; (***) ; R ² = 85.21; Error Std. = 0.99
ANUAL	14.964 – 5.103 * ALT; (***) ; R ² = 89.92; Error Std. = 0.90

El cálculo de datos horarios de radiación incidente durante un año con POTRAD5 y para el dominio de estudio exige un elevado tiempo computacional. Para minimizar el tiempo empleado en el cálculo de los valores mensuales de radiación $-R_{\text{potrad}}$, he confeccionado una estrategia de cálculo que aproxima estos valores a los obtenidos por suma de los valores horarios (Contreras, 2003). La metodología ha consistido en la integración mensual de los valores de radiación solar correspondiente a los días 5, 15 y 25 de cada mes. Los valores diarios se han estimado como integración de los valores de radiación horaria correspondientes a las 6 a.m., 12 a.m., 18 a.m. y 24 a.m. (figura 4.19.). En la figura 4.20. se muestra la radiación incidente de onda corta acumulada durante un año en Sierra de Gádor.

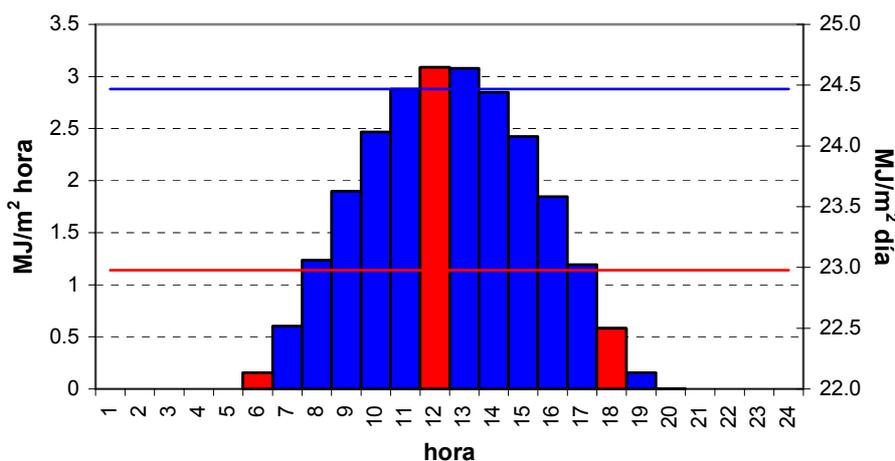


Figura 4.19. Cálculo de la radiación diaria para un paso de 6 horas. Las columnas azules representan la evolución de la radiación horaria. La radiación diaria para el paso de 6 horas se obtiene extrapolando el promedio de los valores de radiación de las 6, 12, 18 y 24 horas (columnas rojas) para las 24 horas del día. Las líneas representan el valor de radiación diaria para un paso de 1 hora (azul) y de 6 horas (roja).

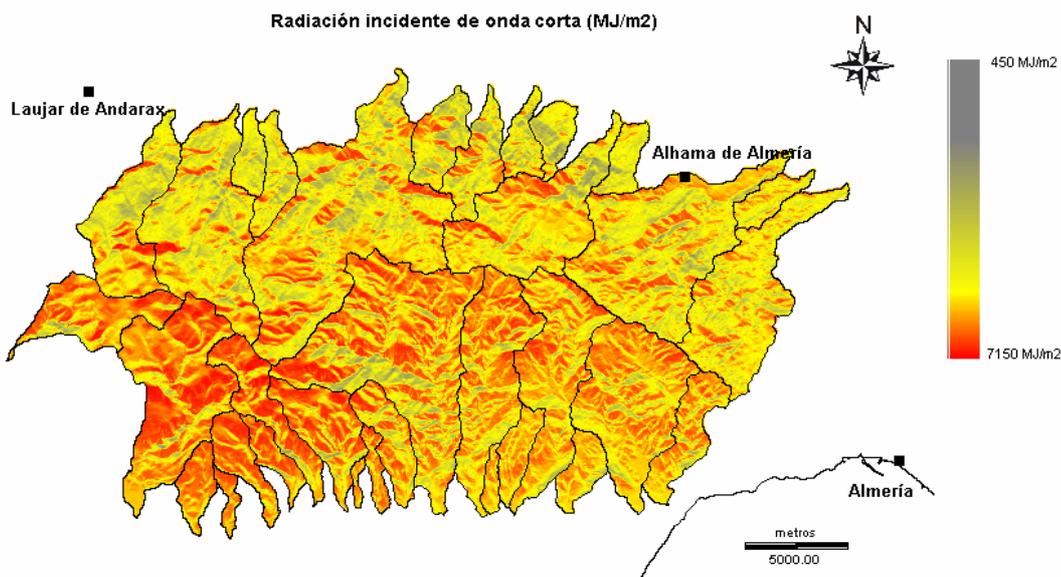


Figura 4.20. Radiación solar incidente estimada con POTRAD5 (van Dam, 2000).

Los valores de radiación estimados con POTRAD5 $-R_{\text{potrad}}-$ han sido contrastados con los valores de radiación incidente medidos $-R_s-$ en las 6 estaciones agrometeorológicas de la Junta de Andalucía. Para el conjunto de estaciones se obtiene la relación:

$$R_s = 4.017 + 1.106 * R_{\text{potrad}} \quad R^2 = 98.08\%; p < 0.01 \quad (\text{Ec. 4.3})$$

El algoritmo de cálculo tiende a subestimar los valores de radiación solar medidos con el piranómetro, siendo esta desviación más acusada en los meses estivales (figura 4.21).

La ecuación 5.1. es adaptada para integrar los valores de radiación mensual estimados según POTRAD5. Finalmente para el cálculo de E_p tenemos:

$$E_p = e R_{\text{potrad}} (T_{\text{med}} + f)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} \quad (\text{Ec. 4.4})$$

donde e y f son los nuevos parámetros de calibración (tabla 4.12.).

Tabla 4.12. Valores de los parámetros de calibración para la ecuación de Hargreaves-Samani utilizando estimas de radiación solar obtenidas a partir de POTRAD5. Entre paréntesis, error estándar. R^2 en %.

Estación	Resolución mensual		
	e	f	R^2
Adra	0.00227 ($6.00 \cdot 10^{-4}$)	61.94 (21.93)	98.79
Almería	0.00426 ($4.23 \cdot 10^{-4}$)	22.06 (4.33)	99.41
La Mojonera	0.00283 ($5.1 \cdot 10^{-4}$)	46.59 (12.27)	99.18
Níjar	0.00445 ($2.99 \cdot 10^{-4}$)	19.75 (2.78)	99.66
Tabernas	0.00313 ($3.51 \cdot 10^{-4}$)	32.29 (5.94)	99.33
Fiñana	0.00229 ($9.10 \cdot 10^{-4}$)	60.54 (31.93)	95.61
Conjunto	0.00317 ($3.22 \cdot 10^{-4}$)	36.45 (5.81)	96.92

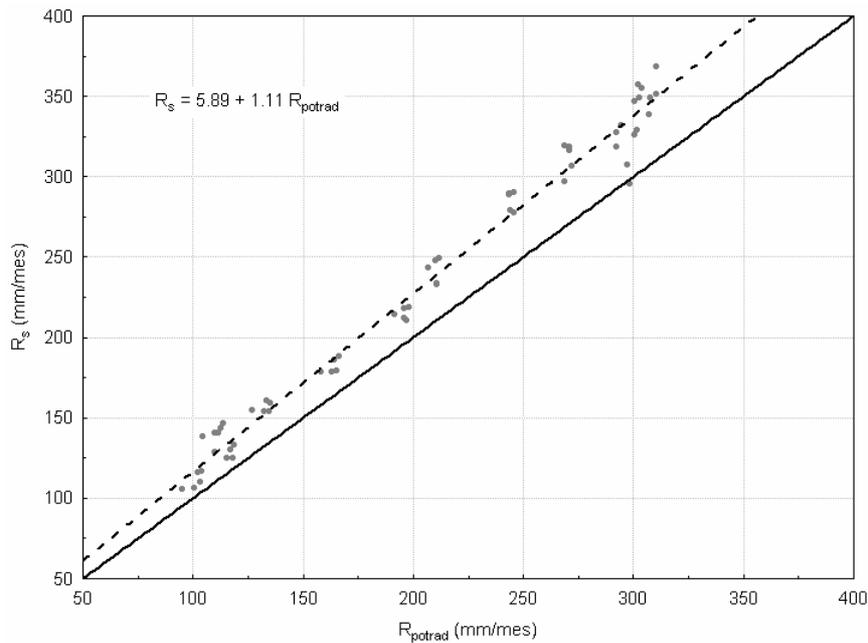


Figura 4.21. Relación entre valores mensuales de radiación solar incidente medidos, R_s , y estimados según modelo POTRAD5, R_{potrad} .

La ecuación finalmente empleada para la estimación mensual de la evapotranspiración potencial queda (ecuación 4.5.):

$$E_p^i = 0.00317 R_{potrad}^i (T_{med}^i + 36.45)(T_{max}^i - T_{min}^i)^{0.5} \quad (\text{Ec. 4.5.})$$

El superíndice i hace referencia al periodo mensual considerado.

El error estándar entre los valores estimados a partir de la ecuación 4.5. y los medidos en superficie es de 8.6 mm. La figura 4.22. muestra el patrón espacial de la evapotranspiración potencial anual tras la suma de los valores mensuales.

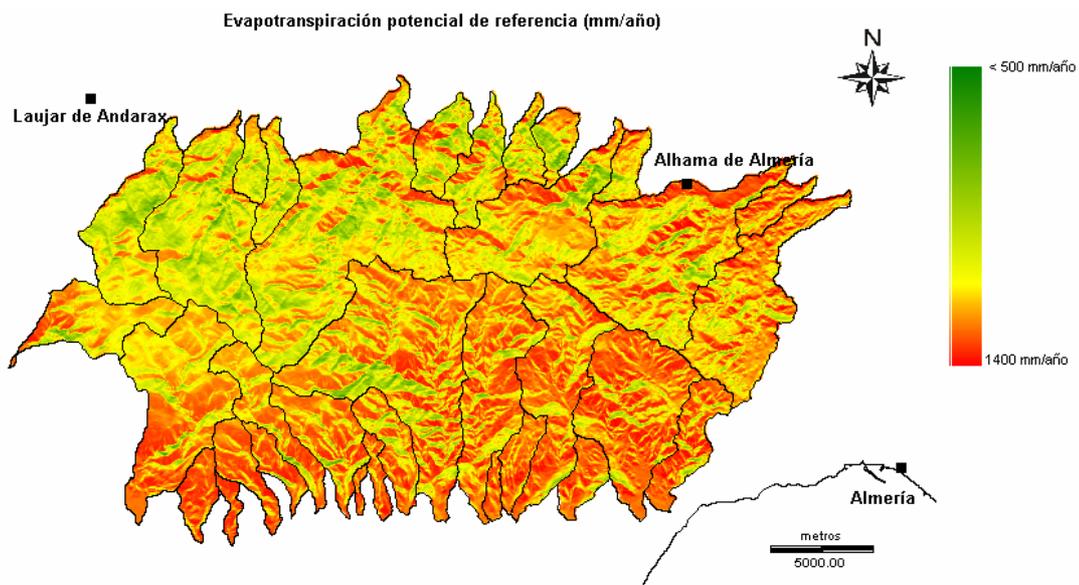


Figura 4.22. Evapotranspiración potencial en Sierra de Gádor estimada según la ecuación calibrada de Hargreaves-Samani.

4.5.3.2. Análisis y propagación de errores asociado al cálculo de la evapotranspiración potencial de referencia

Sea la función $z = f(x, y, \dots)$, siendo z la variable dependiente y x, y, \dots las variables independientes, la ley de propagación de errores establece que el error absoluto de la función z - δz - es igual a:

$$\delta z = \frac{\partial z}{\partial x} \delta x + \frac{\partial z}{\partial y} \delta y + \dots \quad (\text{Ec. 4.6.})$$

Las fuentes de incertidumbre asociadas a la ecuación de Hargreaves-Samami pueden ser debido a:

- errores en las estimaciones espaciales de R_{potrad} , T_{med} , T_{max} y T_{min} .
- errores asociados a la calibración de la ecuación y que están representados por los parámetros a y b .

Análiticamente y tras aplicar la ley de propagación de errores a la ecuación 4.2., el error absoluto asociado a la evapotranspiración potencial queda:

$$\delta E_p^i = \frac{\partial E_p^i}{\partial a} \delta a + \frac{\partial E_p^i}{\partial b} \delta b + \frac{\partial E_p^i}{\partial R_{\text{potrad}}^i} \delta R_{\text{potrad}}^i + \frac{\partial E_p^i}{\partial T_{\text{med}}^i} \delta T_{\text{med}}^i + \frac{\partial E_p^i}{\partial T_{\text{max}}^i} \delta T_{\text{max}}^i + \frac{\partial E_p^i}{\partial T_{\text{min}}^i} \delta T_{\text{min}}^i \quad (\text{Ec. 4.7.})$$

donde, δx representa el error absoluto o error estándar asociado a la variable x y $\partial f/\partial x$ es la derivada parcial de f respecto a la variable x .

Resolviendo queda:

$$\delta E_p = R_a (T_{\text{med}} + b)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} \delta a + a R_a (T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} \delta b + a (T_{\text{med}} + b)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} \delta R_a + a R_a (T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} \delta T_{\text{med}} + \frac{0.5 a R_a (T_{\text{med}} + b)}{(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5}} \delta T_{\text{max}} - \frac{0.5 a R_a (T_{\text{med}} + b)}{(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5}} \delta T_{\text{min}}$$

Reestructurando

$$\delta E_p = a R_a (T_{\text{med}} + b)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} \left[\frac{1}{a} \delta a + \frac{1}{(T_{\text{med}} + b)} (\delta b + \delta T_{\text{med}}) + \frac{1}{R_a} \delta R_a + \frac{0.5}{(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})} (\delta T_{\text{max}} - \delta T_{\text{min}}) \right] \quad (\text{Ec. 4.8.})$$

- Error absoluto asociado a la radiación solar, δR_{potrad}

R_{potrad} ha sido calculada a partir del modelo digital de elevaciones (MDE). Por tanto, el error asociado vendrá determinado por los errores verticales y horizontales del MDE que determinan el resultado final de los mapas de pendientes y orientación, características espaciales que influyen directamente en la generación de sombras.

Los errores verticales en el MDE producirán mayor incertidumbre en las estimaciones de radiación solar durante los meses de invierno cuando la altura solar es menor. Durante los meses estivales la altura solar es elevada reduciéndose la importancia de la topografía en el control de la radiación solar incidente (Boer, 1999).

Debido a la dificultad que entraña cuantificar los errores horizontales y verticales del MDE disponible, se ha considerado oportuno asumir que $\delta R_{\text{potrad}} = 0$. Simplificando, la ecuación 4.4. se reduce a la expresión:

$$\delta E_p^i = E_p^i \left[\frac{1}{a} \delta a + \frac{1}{(T_{\text{med}}^i + b)} (\delta b + \delta T_{\text{med}}^i) + \frac{0.5}{(T_{\text{max}}^i - T_{\text{min}}^i)} (\delta T_{\text{max}}^i - \delta T_{\text{min}}^i) \right] \quad (\text{Ec. 4.9.})$$

- Error absoluto asociado a las temperaturas, δT

Se han asumido despreciables los errores de medida asociados a la temperatura considerándose únicamente aquellos errores derivados del modelo de interpolación espacial (tablas 5.10., 5.11. y 5.12.)

- Error absoluto asociado a los parámetros de calibración, δa y δb

Especificados en la tabla 4.13.

Definimos el índice de error de la evapotranspiración potencial de referencia $I_{\text{error,Ep}}$ según la expresión:

$$I_{\text{error,Ep}} = \frac{\sum_{i=1}^{12} \delta E_p^i}{\sum_{i=1}^{12} E_p^i} \quad (\text{Ec. 4.10.})$$

El valor promedio de $I_{\text{error,Ep}}$ en el área de estudio es de 0.187 con un desviación estándar de 0.003.

4.6. Coeficiente evaporativo de Specht, k

En el capítulo 3 se documentó el significado físico del coeficiente evaporativo de Specht (1972, 1989) así como el procedimiento empleado para su cálculo bajo el supuesto de una vegetación con una estrategia conservativa en el uso de agua (figura 3.6.). Si asumimos que el suelo presenta una capacidad de retención hídrica ilimitada, el coeficiente evaporativo de Specht puede interpretarse como un índice climático. Una ventaja de este coeficiente evaporativo sobre el índice de aridez es que el primero integra la estacionalidad de la precipitación y la evapotranspiración potencial.

En el marco de este trabajo, el valor de k será aquel que permita a la vegetación usar todo el agua disponible a lo largo del año sin agotar la reserva de agua en ningún periodo. Para su cálculo se ha diseñado un código en lenguaje PCRaster. Uno de los parámetros de entrada al modelo para el cálculo de k es S^{min} o reserva mínima de agua no disponible. Su valor representa la cantidad de agua retenida por fuerzas capilares y puede ser considerado un parámetro alternativo a la condición de marchitez permanente. S^{min} varía según el tipo de planta y las propiedades físicas del suelo (textura, estructura) aunque se ha considerado un valor constante de 1 mm para el conjunto de Sierra de Gádor. En la sección 5.5. se evalúa el impacto de adoptar diferentes valores de S^{min} en el cálculo de k.

Los valores estimados de k en Sierra de Gádor oscilan entre 0.0041 y 0.0073 si bien en localidades donde el índice de aridez (E_p/P) está próximo a 1, el coeficiente puede alcanzar su máximo valor (0.01) (figura 4.23.). El valor promedio para el área de estudio es de 0.0050.

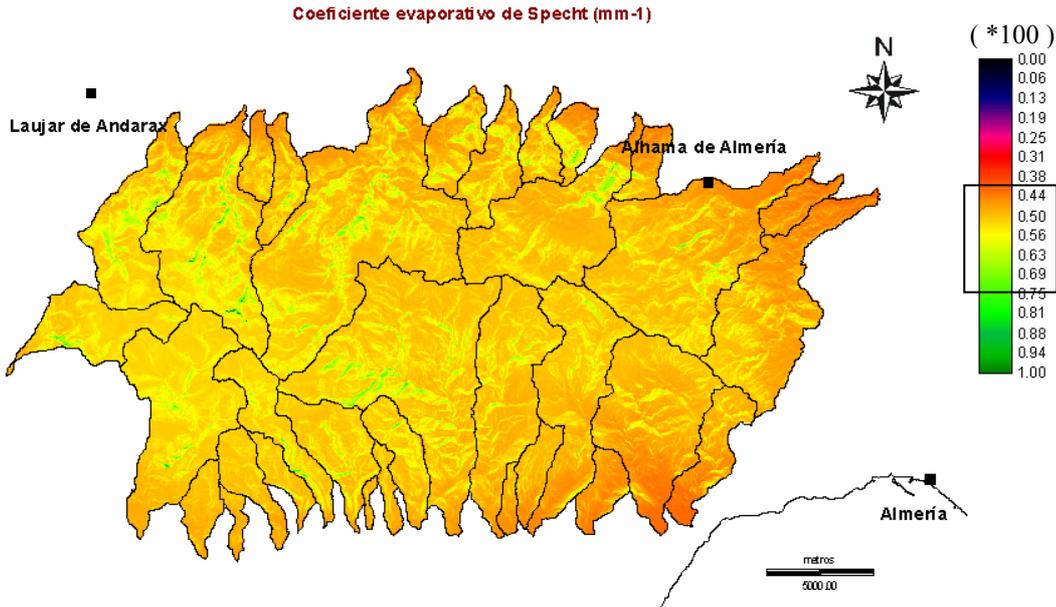


Figura 4.23. Valores estimados del coeficiente evaporativo de Specht (*100) en Sierra de Gádor. Dentro del cuadro se enmarca el rango de variación.

4.7. Caracterización de la densidad de vegetación

Para caracterizar de forma correcta la densidad de vegetación a largo plazo es aconsejable disponer de una serie temporal de imágenes de satélite que ofrezcan información sobre la fenología y dinámica estacional de la vegetación. Por otro lado, la resolución espacial ha de ser compatible con la escala de trabajo planteada (1-1000 km²) haciéndose pues imprescindible un compromiso a la hora seleccionar la resolución espacial de las imágenes y la resolución temporal del sensor. La plataforma Landsat con una resolución espacial de 30 m en las bandas del espectro visible y del infrarrojo y un periodo de revolución de 15 días se ha considerado potencialmente idónea para los objetivos perseguidos en el marco del proyecto de tesis. Se trata del satélite más interesante para la generación de imágenes con aplicaciones directas hasta una escala de 1:25.000 principalmente en áreas rurales o territorios de grandes extensiones. Una resolución espacial de 30 m es apta para la identificación de grandes áreas forestales y agrícolas, vías hidrográficas, estructuras geológicas lineales y para la caracterización de las coberturas del suelo.

A tal efecto, se han adquirido cuatro imágenes multispectrales Landsat7 ETM+ correspondientes a los periodos de otoño, invierno, primavera y verano. Por motivos de calidad de las imágenes disponibles y la prioridad otorgada a la caracterización estacional de un índice de vegetación espectral, las fechas de adquisición no pertenecen a un mismo año hidrológico (20 de enero de 2000, 12 de abril de 2001, 2 de junio de 2002 y 6 de septiembre de 2002) (tabla 4.14.). Ya que la precipitación acumulada en los periodos precedentes a la adquisición de las imágenes está, en términos generales, dentro del intervalo de precipitación considerado como “año tipo medio” (tabla 4.13.), he asumido que las imágenes proporcionan valores representativos del estado de la cubierta vegetal para estas estaciones.

Tabla 4.13. Fechas de adquisición de las imágenes Landsat7 ETM+ empleadas para el cálculo del NDVI y precipitación acumulada durante el periodo semestral antecedente al mes de la fecha de adquisición. Entre paréntesis, percentil 25 y 75 de la precipitación en el periodo semestral indicado y para el periodo de referencia 1960/1961 – 1999/2000. M = año de precipitación medio; H = año húmedo (precipitación acumulada superior al valor del percentil 75). * Pluviometría en la estación de La Chanata (datos cedidos por Bas van Wesemael, Univ. Catholique de Louvain)

Fecha de adquisición	Periodo	Castala	La Mojonera	Rioja	Vivero Cristal	La Zarba
20 ene 2000	sep99 – dic99	- (103.8 – 239.5)	136.5 H (51.0 – 116.0)	89.3 M (51.3 – 111.1)	- (67.5 – 155.5)	222.0 M (105.0 – 269.0)
12 abr 2001	oct00 – mar01	319.0 M (221.2 – 346.0)	97.5 S (109.0 – 194.0)	171.9 H (104.1 – 162.6)	262.0 M (164.2 – 282.8)	376.0* M (236.0 – 383.2)
2 jun 2002	dic01 – may02	154.0 S (185.6 – 334.6)	122.5 M (99.1 – 185.5)	177.7 H (64.6 – 150.6)	210.0 M (137.0 – 249.5)	309.1 M (177.1 – 323.3)
6 sep 2002	mar02 – ago02	118.0 M (79.5 – 165.2)	11.8 S (31.9 – 88.0)	45.5 M (32.6 – 86.4)	51.0 M (46.6 – 140.0)	189.8* H (75.3 – 183.5)

Una vez adquiridas, las imágenes fueron procesadas para resolver los problemas de calibrado de los sensores y posteriormente georreferenciadas con 24 puntos de control tomados en campo. Los valores digitales para cada banda i fueron convertidos a unidades de radiancia $-L_i-$ para finalmente calcular la reflectancia espectral por banda $-\rho_i-$ mediante aplicación de un modelo atmosférico híbrido que integra la corrección topográfica (Gónima, 1999; Gónima y Alados, 2003). En el anexo 5 se describen los parámetros implicados en el algoritmo.

El NDVI ha sido calculado para cada fecha (figura 4.25.) para obtener finalmente un valor promedio al que se referirá en apartados sucesivos como NDVI (figura 4.24).

$$NDVI = \frac{NDVI_{sep} + NDVI_{ene} + NDVI_{abr} + NDVI_{jun}}{4} \quad (\text{Ec. 4.11.})$$

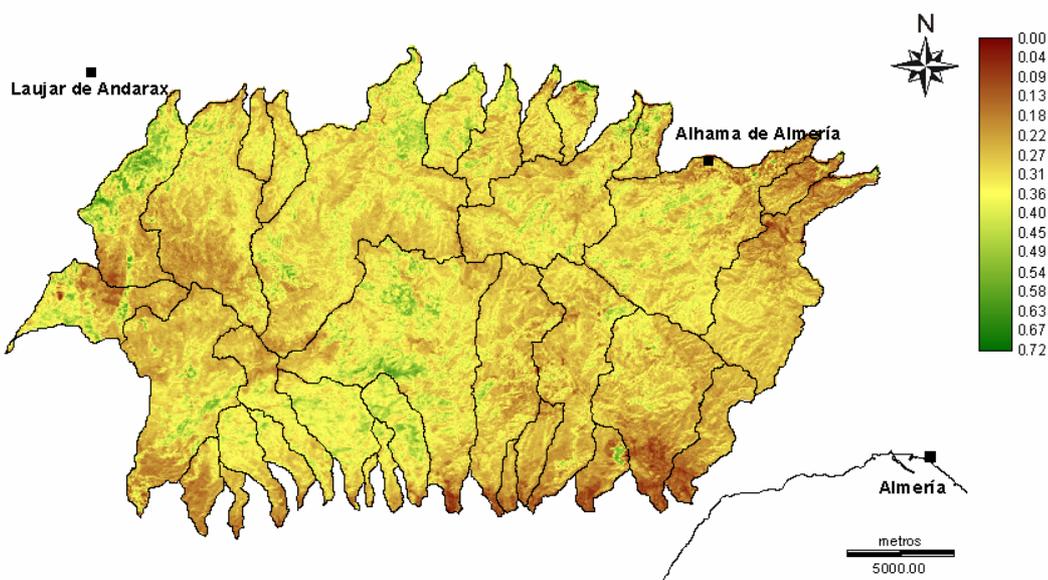


Figura 4.24. NDVI promedio anual en Sierra de Gádor. Valores calculados a partir cuatro imágenes Landsat7 ETM+ adquiridas en diferentes periodos estacionales.

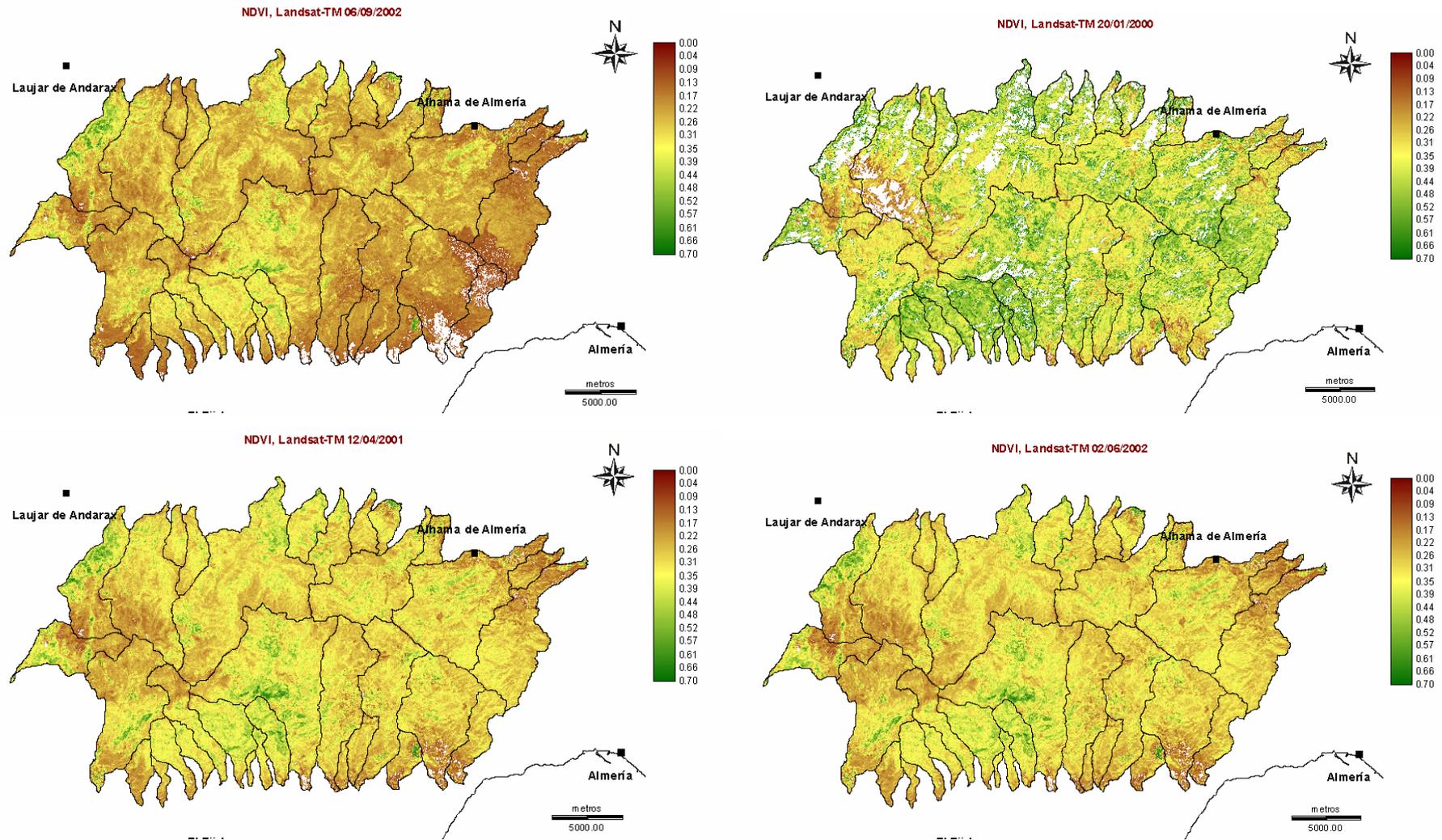


Figura 4.25. Mapas de NDVI en Sierra de Gádor para diferentes periodos estacionales.

En la figura 4.26. se muestra el patrón estacional del NDVI para diferentes tipos de vegetación y usos del suelo. La respuesta espectral de cada clase de cobertura depende del tipo de vegetación y su fenología. El suelo es otro factor que contribuye a la variación estacional del NDVI. Los pinares densos presentan un valor máximo de NDVI en enero (mediados de invierno) disminuyendo hacia los meses estivales. El máximo también se describe en enero para las formaciones arbustivas de bajo porte y abiertas que dominan Sierra de Gádor y para los coscojares y encinares, si bien para esta última formación se observa que el NDVI permanece casi invariable a lo largo del año. En la cuenca del Guadalentín, Boer (1999) encontró los máximos valores de NDVI a finales de abril bien entrada la primavera. En cualquier caso, el patrón estacional que se deduce a partir de las imágenes Landsat coincide con el observado con una serie temporal de imágenes MODIS a 1 km de resolución (datos cedidos por Alicia Palacios-Orueta, E.T.S.I. Montes – Univ. Politécnica de Madrid) (figura 6.3.). Por el contrario, la vegetación caducifolia, con escasa presencia y relegada a zonas con mayor disponibilidad hídrica muestra los valores mínimos de NDVI en enero incrementándose hacia primavera-verano.

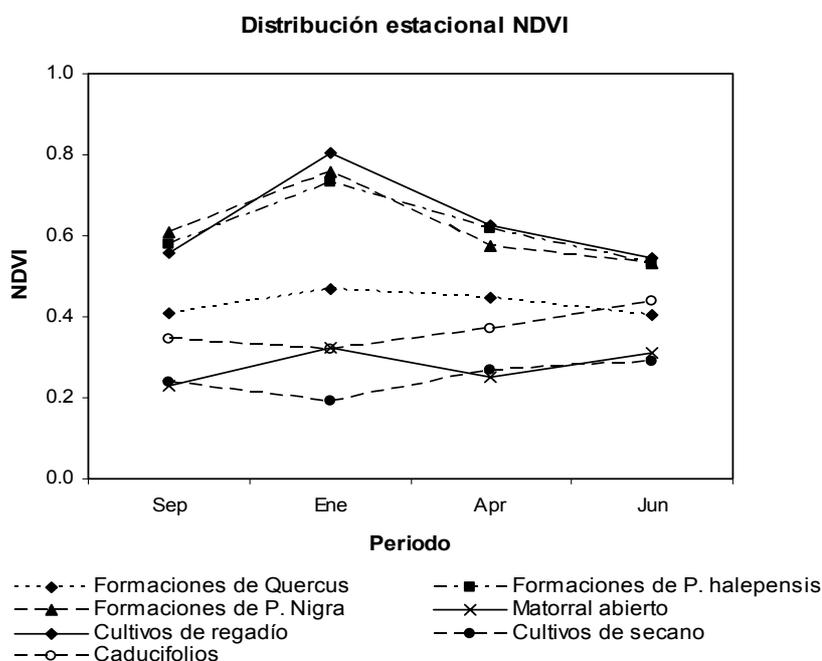


Figura 4.26. Patrón estacional del NDVI en parcelas con diferentes coberturas de vegetación y usos de suelo.

Capítulo V

5. Aproximación metodológica para la estimación del balance hídrico: resultados

5.1. Definición de la densidad de vegetación en las condiciones de referencia

Consiste en determinar, para cada celda del territorio, los valores de densidad de vegetación para dos condiciones de contorno que se consideran de referencia. La primera condición, definida por el máximo valores de NDVI observado ($NDVI_{max}$) representa una densidad de vegetación próxima al estado de equilibrio impuesto por la climatología local. La segunda, definida por el valor mínimo de NDVI observado ($NDVI_{min}$) caracteriza una superficie con predominio de suelo desnudo. Ambos valores, $NDVI_{max}$ y $NDVI_{min}$, se estiman mediante una aproximación empírica basada en el trazado de las envolventes superior e inferior del diagrama de dispersión k-NDVI.

Para el trazado y ajuste de las envolventes se eliminó el impacto de la topografía mediante la selección de aquellas celdas sin aportes laterales de agua. Igualmente se excluyeron del análisis las celdas catalogadas como superficies de regadío, invernaderos o campos de golf según la cartografía de usos del suelo disponible (Junta de Andalucía, 1999). Una vez calculados los valores del coeficiente evaporativo -k- y excluidas del análisis las celdas con aportes extraordinarios de agua (reales o potenciales), se procedió en dos etapas. En primer lugar se ordenó la muestra según los valores de k y se agruparon en intervalos parciales contiguos de igual amplitud. En una segunda etapa, se calcularon, para cada intervalo de valores de k, el valor de la mediana para la variable k y los valores correspondientes al percentil 5 y 95 del NDVI. Los pares de valores k-NDVI calculados definen dos diagramas de dispersión al que se ajustaron dos funciones por el método de los mínimos cuadrados (anexo 5, tabla 5.1. y figura 5.1.). La adopción de los percentiles 5 y 95 se estableció de forma arbitraria siguiendo trabajos previos (Boer y Puigdefábregas, 2003; Boer y Puigdefábregas, 2005). Según este criterio, el 90% de la muestra queda entre los límites impuestos por ambas envolventes. El procedimiento empleado para definir las envolventes es similar al que subyace a la técnica de regresión por cuantiles (Koenker y Hallock, 2001; Yu et al., 2003) si bien en esta última, se procede a un ajuste ponderado en función del tamaño de la muestra lo que dificulta un ajuste adecuado en las colas de la nube de puntos. Las funciones ajustadas consisten en una ecuación polinómica de segundo grado que se hace asintótica cuando alcanza su máximo (ecuación 5.1.). En adelante, $NDVI_{max}$ y $NDVI_{min}$ harán referencia a los valores de NDVI estimados para las envolventes superior e inferior respectivamente.

$$NDVI = \begin{cases} a k^2 + b k - c & k \leq \lambda \\ d & k > \lambda \end{cases} \quad (\text{Ec. 5.1})$$

Tabla 5.1. Principales estadísticos y parámetros de ajuste para las funciones que definen la condiciones de referencia. Error Std. = error estándar; MAE = error absoluto medio.

Parámetro	Envolvente superior	Envolvente inferior
	Valor \pm Error Std.	Valor \pm Error Std.
a	-71999.0 \pm 7652.9	-44237.7 \pm 5947.61
b	867.514 \pm 83.07	528.242 \pm 64.56
c	-2.13265 \pm 0.22	-1.34838 \pm 0.17
d	0.4805	0.2285
λ	0.00602	0.00597
N	46	46
R ²	0.90	0.84
Error Std.	0.022	0.017
MAE	0.015	0.014

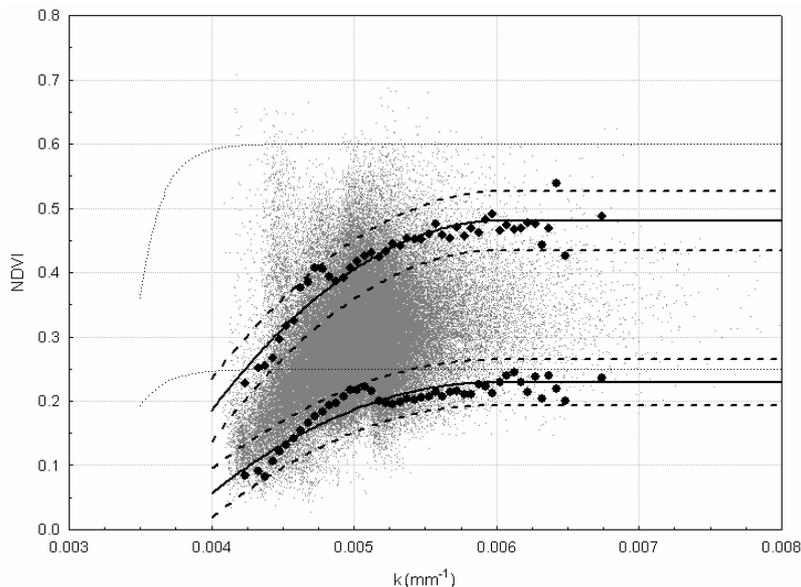


Figura 5.1. Diagrama de dispersión k-NDVI encontrado en Sierra de Gádor. La definición de las envolventes (líneas continuas) se ha estimado a partir de una muestra de celdas con un índice de escorrentía específico igual a 1 y sin aportes de agua por riego. Las líneas discontinuas representan los límites de predicción para un nivel de significación del 95%. Las líneas punteadas representan las curvas predichas por Boer y Puigdefábregas (2005) para la cuenca del Guadalentín.

Falta de linealidad en la envolvente inferior

En suelos desnudos, una asunción comúnmente empleada consiste en adoptar un valor constante para el NDVI (Caraux-Garson y Lacaze, 2003). Sin embargo, el uso de esta asunción en Sierra de Gádor queda en entredicho al observarse un tramo no lineal para la envolvente inferior. Este comportamiento no lineal es reflejo de las diferentes propiedades ópticas de la superficie aflorante donde el color y la humedad son factores que condicionan muy directamente el valor final de NDVI. El color de la superficie aflorante está fuertemente influenciado por el tipo de litología. En el área de estudio, los materiales claros (calizas margosas, filitas y margas) están principalmente localizados a bajas cotas de altitud mientras que los materiales más oscuros, sean calizas dolomíticas o dolomías oscuras de facies franciscana, se ubican predominantemente hacia cotas

medias y altas. Diversos autores (Bausch, 1993; García-Haro et al., 1996) han mostrado que las superficies oscuras tienden a producir mayores valores de NDVI que las claras. Por otro lado, la existencia de superficies completamente descubiertas de vegetación son difíciles de encontrar y un análisis visual detallado sobre ortofotos con una resolución de 0.5 m de resolución espacial (Junta de Andalucía, 2004) muestra que estas superficies están generalmente asociadas a áreas cultivadas sobre filitas y margas. Conforme la compacidad del material se incrementa (margocalizas, calcoesquistos, calizas, dolomías) los suelos son menos aptos para el cultivo y en su lugar son cubiertos por un tapiz de vegetación herbácea que contribuye a aumentar el valor de NDVI. En cualquiera de los casos, el valor máximo de NDVI alcanzado por la envolvente inferior está dentro del margen de variación descrito por otros autores (Kustas *et al.*, 2000)

Saturación del NDVI con valores de k

La forma asintótica de las ecuaciones que relacionan k y NDVI se asemejan a las derivadas con datos experimentales. Specht y Specht (1979) encontraron que el índice de área foliar -IAF- de comunidades vegetales dominadas por especies de *Eucalyptus* crece de forma exponencial con el coeficiente evaporativo según una función polinómica de segundo orden. Por otro lado, es conocida la saturación que sufre el NDVI al incrementarse el IAF (Gilabert et al., 2002; Huete, 2004) como consecuencia de los efectos de sombreado que se ocasionan en estructuras de vegetación muy densas. El valor umbral de NDVI se alcanza a partir de valores de IAF de 4-5 m² m⁻². Considerando la forma de la función k-IAF y IAF-NDVI, ha de esperarse que la forma de la relación k-NDVI responda a una función de naturaleza asintótica similar a la descrita para la relación entre IAF-NDVI (Boer, 1999).

Dominios k - NDVI

A partir del espectro definido por la nube de puntos k-NDVI y las envolventes estimadas, se identifican tres dominios: a) celdas con valores de NDVI inferiores a NDVI_{min}; b) celdas con valores de NDVI intermedios, entre los valores de NDVI_{min} y NDVI_{max}; y; c) celdas con valores de NDVI superiores a NDVI_{max}. Este último dominio puede subdividirse en dos subdominios en función del valor de precipitación anual. En la sección 5.3. se ofrece una interpretación de la implicaciones que en términos de balance hídrico supone el que una celda se encuentre en uno de estos dominios.

Diferencias con las curvas empíricas de la cuenca del Guadalentín

Llama la atención la diferencia existente entre las envolventes estimadas por Boer y Puigdefábregas (2005) para la cuenca del Guadalentín y las encontradas en Sierra de Gádor. La forma de las funciones descritas para las envolventes del Guadalentín también tienen un carácter asintótico si bien la ecuación empleada para su definición es del tipo $NDVI = a * [1 - b \exp(c * k)]$. Tres cuestiones emergen al comparar ambas envolventes.

La primera hace referencia a los valores del coeficiente evaporativo estimados en ambas regiones. En el Guadalentín, el rango de variación oscila entre 0.0032 m⁻¹ y 0.0071 mm⁻¹, mientras que en Sierra de Gádor lo hace entre 0.0041 m⁻¹ y 0.0073 m⁻¹. La diferencia puede estar asociada al cálculo de los valores de evapotranspiración potencial. En la cuenca del Guadalentín la ecuación de Hargreaves-Samani fue calibrada con datos de evaporación medidos en tanques evaporímetros de clase A. En Sierra de Gádor la calibración se realizó con medidas de evapotranspiración de referencia calculadas según la ecuación de FAO-Penman-Monteith y, por tanto, menores que las que corresponderían considerando una superficie libre de agua.

La segunda de las cuestiones se centra en la falta de coincidencia entre las envolventes. En la cuenca del Guadalentín, los valores máximos son de 0.60 y 0.25 para la envolvente superior e inferior respectivamente y la saturación para ambas envolventes tiene lugar con valores de k próximos a 0.004 mm^{-1} (Boer y Puigdefábregas, 2005). En Sierra de Gádor, los umbrales máximos de NDVI se alcanzan a partir de valores de k de 0.006 mm^{-1} siendo el NDVI estimado para la envolvente superior e inferior de 0.48 y 0.23 respectivamente. Varias razones pueden justificar estas discrepancias. En primer lugar, los métodos de corrección atmosférica empleados para las imágenes han sido diferentes. En el Guadalentín se usó un método empírico (sustracción del objeto más oscuro) (Chavez, 1989) mientras que en Sierra de Gádor se abordó una corrección atmosférica basada en un modelo físico que tiene en consideración las propiedades ópticas de la atmósfera y las variables meteorológicas reinantes durante la adquisición de las imágenes (anexo 4). Para evaluar la implicación que esta diferencia tiene en el cálculo del NDVI, el método empírico aplicado por Boer en el Guadalentín ha sido también aplicado a la imagen Landsat-TM tomada en Sierra de Gádor el 2 de junio de 2002. La comparación entre los valores de NDVI estimados por ambos métodos (ecuación 5.2) ha sido calculada para aquellas celdas con pendiente entre 0 y 5 % eliminándose así el impacto de la topografía en los valores de radiación incidente.

$$\text{NDVI}_{\text{do}} = 2.1629 \text{NDVI}_{\text{pm}} - 0.3359 \quad r^2 = 0.87; p < 0.01 \quad [\text{Ec. 5.2}]$$

donde, NDVI_{do} es el valor de NDVI estimado mediante aplicación del método del objeto más oscuro; y NDVI_{pm} es el NDVI obtenido tras la aplicación del modelo físico de corrección atmosférica.

Para valores de NDVI_{pm} superiores a 0.3, el método de extracción del objeto más oscuro sobreestima los valores del índice de vegetación. Para el valor NDVI_{pm} de 0.48, valor máximo para la envolvente superior en Sierra de Gádor, el NDVI_{do} esperado sería de 0.65, valor próximo al obtenido como umbral en la cuenca del Guadalentín.

Otras causas que podrían justificar los bajos valores de NDVI observados en Sierra de Gádor son atribuibles a la severa degradación histórica de la cubierta vegetal y al predominio de una litología carbonatada más karstificada y con una fracturación más intensa que la encontrada en los sectores carbonatados del Guadalentín. Un epikarst mejor desarrollado y una mayor densidad de grietas de disolución favorece las pérdidas de agua por percolación profunda limitando su disponibilidad para la vegetación.

5.2. Estimación de la evapotranspiración en las condiciones de referencia

Como se ha apuntado en la sección 3.2., las asunciones de Boer y Puigdefábregas (2005) para la estimación de la evapotranspiración en las condiciones de referencia no son aplicables en regiones que sufren una degradación severa de la cubierta vegetal. Como alternativa se ha aplicado el modelo de balance de Specht (1972) simulando suelos con una capacidad de retención hídrica limitada -CRH-. Para ambas condiciones de referencia y definidas por la envolvente superior e inferior, se adoptaron los valores de CHR_{max} y CHR_{min} respectivamente (tabla 3.2.).

Como información de base para la estimación de CRH_{max} se ha empleado la cartografía de suelos descrita en la sección 4.4. A cada unidad cartográfica, caracterizada por diferentes perfiles tipo se asignó un valor promedio de CRH. Se ha asumido que los suelos más desarrollados en Sierra de Gádor, con un espesor

aproximado de 40-50 cm, presentan una CRH media de 78 ± 8 mm, valor coincidente con la mediana de la CRH en la muestra de celdas con un índice de escurritía igual a 1 e igualmente consistente con el estado de degradación generalizada que predomina en el área de estudio donde valores de CRH superiores a 100 mm presentan distribuciones muy localizadas (figura 4.11.). El valor de CRH_{min} también se consideró constante e igual a 10 mm, valor característico en suelos esqueléticos del área de estudio con menos de 15 cm de espesor (Oyonarte, 1992).

El procedimiento de cálculo de la evapotranspiración se refirió en la sección 3.2. y está representado esquemáticamente en la figura 3.10. La evapotranspiración media estimada para ambas condiciones de referencia se presenta en la figura 5.2.

5.3. Estimación de la evapotranspiración en Sierra de Gádor

Una vez conocidos para cada celda los valores de $NDVI_{max}$, $NDVI_{min}$, E_{max} (E_{78} , evapotranspiración anual estimada según modelo de Specht para un suelo con CRH igual a 78 mm) y E_{min} (E_{10} , evapotranspiración anual estimada según modelo de Specht para un suelo con CRH igual a 10 mm), la evapotranspiración anual promedio se obtiene según la ecuación 5.3.

$$E = E_{min} + (E_{max} - E_{min}) \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} = E_{min} + (E_{max} - E_{min}) N^* \quad (\text{Ec. 5.3})$$

donde N^* es el NDVI reescalado (Gillies y Carlson, 1995).

En la figura 5.3. se muestra la distribución espacial de la evapotranspiración anual estimada y del índice de evapotranspiración ($I_e = E/P$) para un “año tipo medio” de precipitación. El valor espacialmente promediado de evapotranspiración en Sierra de Gádor es 288 mm/año, con una desviación estándar de 76.12 mm/año. Los valores oscilan entre 90 mm/año y 697 mm/año. El índice de evapotranspiración fluctúa entre un 32% y un 173% de la precipitación anual, siendo el valor medio un 71%.

Para cada valor de k , la ecuación 5.3. permite diferenciar cuatro dominios que quedan representados en la figura 5.4.

En el primero de los dominios, el valor de NDVI observado es inferior al estimado para la envolvente inferior $NDVI_{min}$ siendo $E < E_{min}$. Estas celdas se caracterizan por una degradación severa de la cubierta vegetal ocasionada previsiblemente por una explotación o uso intensivo de la foresta. Otras causas asociadas a valores tan bajos de NDVI pueden achacarse a la presencia de áreas de infiltración preferencial por una karstificación o fracturación más intensa reduciéndose así las posibilidades de acumulación de agua en la zona radicular del suelo ya de por sí escasas al tratarse de suelos con una capacidad de retención hídrica inferior a 10 mm.

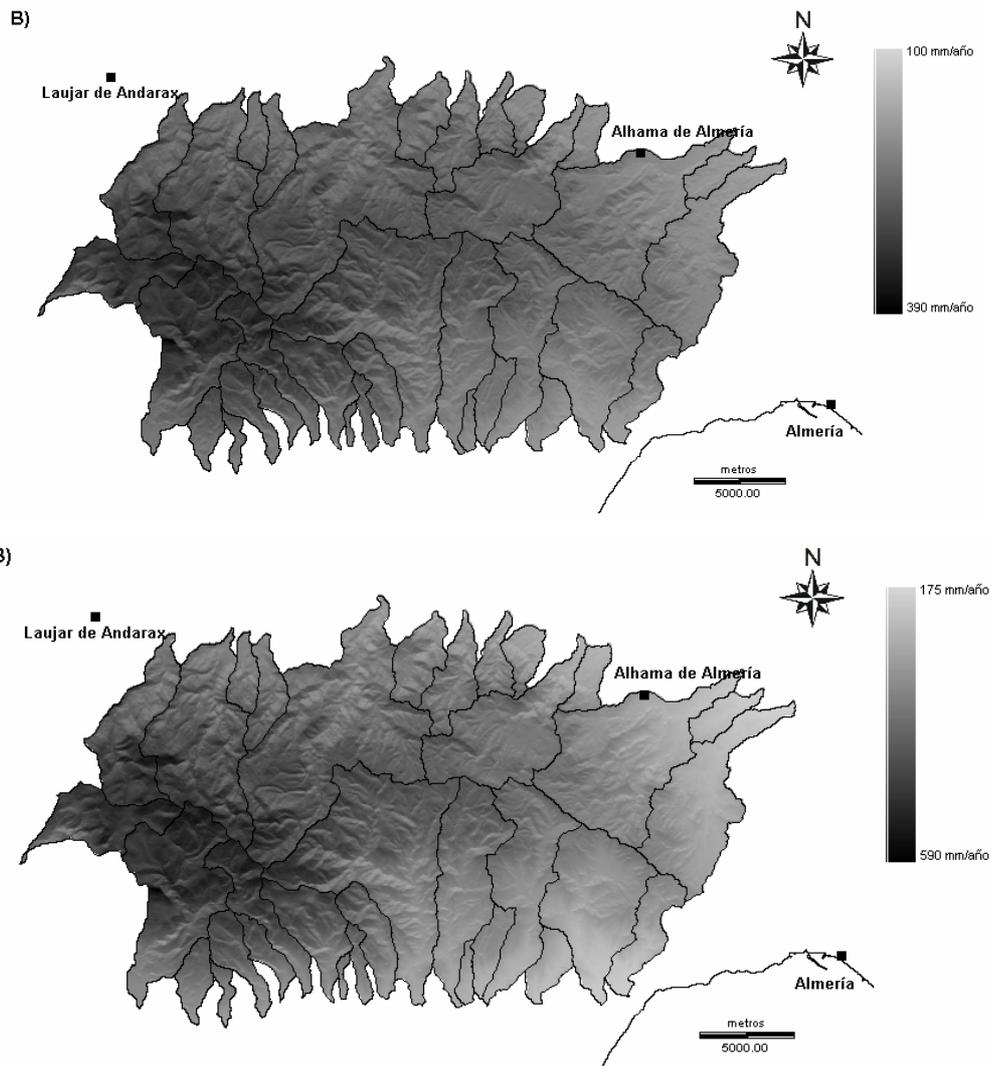


Figura 5.2. Distribución espacial de la evapotranspiración (mm/año) para suelos con valores de capacidad de retención hídrica de: A) 10 mm; B) 78 mm.

En el segundo de los dominios, el NDVI observado se encuentra entre los valores de NDVI definidos para ambas envolventes. En estas celdas, la generación creciente de escorrentía a medida que disminuye el NDVI es debida a la reducción de la capacidad de retención hídrica de los suelos y de la cubierta vegetal.

Por último, los dominios tres y cuatro representan celdas con un NDVI observado superior al estimado para la envolvente superior. En estos casos $E > E_{\max}$ lo que sugiere: a) para el tercer dominio, una mayor capacidad de retención hídrica de los suelos, superior a los 78 mm asumidos para la envolvente superior y b) para el cuarto dominio, donde E es superior a la precipitación anual, un aporte adicional de agua cuya procedencia puede estar asociada a sistemas de riego, a pequeños acuíferos epikársticos, a manantiales o fuentes o a flujos subálveos en los cauces o barrancos.

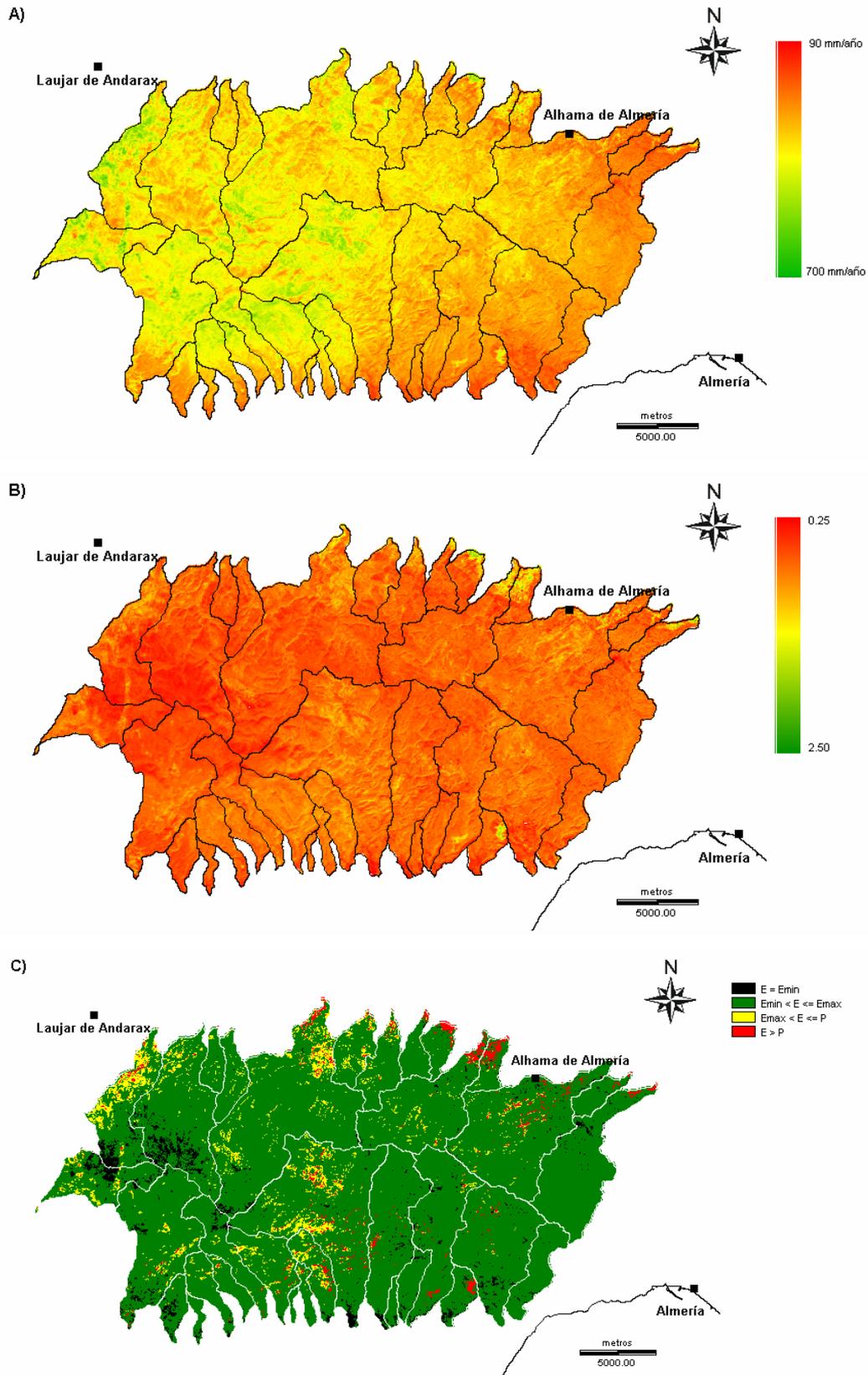


Figura 5.3. A) evapotranspiración media a largo plazo, E (mm/año); B) índice de evapotranspiración $-I_e$; C) clases de evapotranspiración estimados bajo un escenario de precipitación medio.

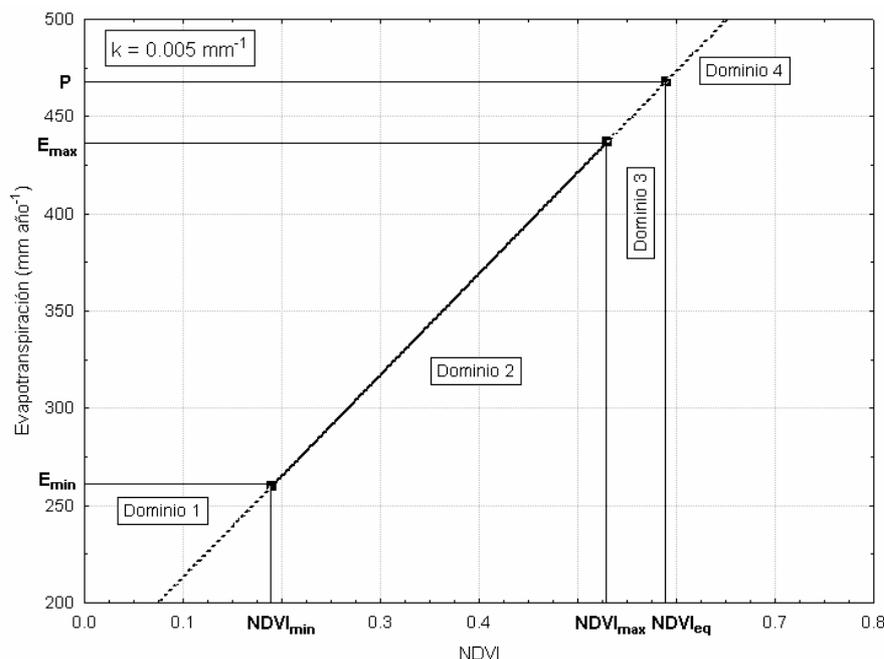


Figura 5.4. Dominios de evapotranspiración según el método de cálculo para una celda de Sierra de Gádor con un coeficiente evaporativo de 0.005 mm⁻¹.

5.3.1. Resultados agregados

En la tabla 5.2. se muestran los valores medios de evapotranspiración anual agrupados según clases de vegetación y usos de suelo. Los máximos valores de evapotranspiración corresponden a superficies naturales con vegetación densa a excepción de las superficies agrícolas en regadío donde el NDVI alcanza valores altos debido a los aportes adicionales de agua. Los sectores con pastizal y matorral disperso con predominio de roca y/o suelo presentan los valores más bajos. En la tabla 5.3. se presentan los valores del índice de evapotranspiración para las principales clases de usos de suelo y unidades litológicas presentes en el ámbito de estudio. Las unidades descritas en esta tabla cubren alrededor de un 80% de Sierra de Gádor.

Los resultados agregados por cuencas (tabla 5.4.) se representan en el diagrama de Budyko (figura 5.5.) según los índices de evapotranspiración estimados y el índice de aridez promedio de cada cuenca. Todas las cuencas muestran valores de evapotranspiración inferiores a los estimados por curvas empíricas descritas por otros autores (tabla 3.1.). Se estima que, para el conjunto de la sierra, la escorrentía total representa un 29% de la precipitación anual media, valor coincidente con el obtenido en términos medios por Vanderlinden et al. (2005b) para la región de Andalucía. Los valores bajos de evapotranspiración, 71% de la precipitación anual, contrastan con los valores encontrados en otras cuencas montañosas mediterráneas con elevadas densidades de vegetación natural y desarrolladas sobre materiales impermeables (tabla 5.5.). En términos generales, la escorrentía en estas cuencas representa entre el 1% y el 16% de la precipitación anual. Valores similares se han encontrado en otras cuencas experimentales de Arizona (Bosch y Hewlett, 1982). La reducción de la cubierta vegetal implica un incremento sustancial en la generación anual de escorrentía en detrimento de las pérdidas por evapotranspiración si bien diversos autores concluyen sobre la dificultad de hacer generalizaciones en este sentido (Cosandey et al., 2005; Brown et al.,

2005; Best et al., 2006). Los elevados valores de escorrentía registrados en las cuencas del Montseny y Rimbaud evidencian que la evapotranspiración en estas regiones está limitada por la evapotranspiración potencial y no por la disponibilidad hídrica.

Tabla 5.2. Valores promedios y desviación estándar del índice de evapotranspiración I_e y del NDVI reescalado N^* , según clases de vegetación y usos de suelo. Sup. hom. = superficie homogénea; Sup. het. = superficie heterogénea. Un test no paramétrico (Mann-Whitney) realizado sobre los diferentes grupos confirma la existencia de diferencias significativas con un nivel superior al 95%.

Cod id	Superficies y Usos de suelo	N^*	I_e
1.- Superficies Forestales y Naturales			
6	Formación arbolada densa de coníferas	0.99 ± 0.37	0.83 ± 0.15
3	Matorral disperso con arbolado denso de coníferas	0.86 ± 0.37	0.81 ± 0.16
2	Matorral disperso con arbolado disperso de coníferas	0.68 ± 0.32	0.73 ± 0.14
9	Matorral denso	0.65 ± 0.24	0.79 ± 0.11
1	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo	0.44 ± 0.26	0.67 ± 0.12
14	Pastizal con claros, roca y/o suelo	0.58 ± 0.28	0.70 ± 0.11
2.- Superficies agrícolas			
5	Sup. hom. de cultivos leñosos en secano	0.43 ± 0.26	0.71 ± 0.12
11	Sup. hom. de cítricos en regadío	1.18 ± 0.84	1.08 ± 0.39
4	Sup. het. de cultivos herbáceos y leñosos en secano	0.32 ± 0.25	0.65 ± 0.12
7	Sup. het. de cultivos herbáceos y leñosos en regadío	0.95 ± 0.60	0.96 ± 0.28
13	Sup. het. de cultivos herbáceos y leñosos parcialmente regados	0.44 ± 0.33	0.71 ± 0.15
15	Mosaico de cultivos herbáceos y leñosos en secano y regadío	0.50 ± 0.29	0.76 ± 0.13
8	Cultivos leñosos con vegetación natural leñosa	0.50 ± 0.36	0.74 ± 0.16
16	Mosaico de cultivos y vegetación natural	0.49 ± 0.29	0.75 ± 0.13

Tabla 5.4. Valor medio y desviación estándar del índice de evapotranspiración $-I_e-$ según las principales clases de usos de suelo y unidades litológicas. Fr = superficie representada por la unidad en el área total de estudio.

Cod id	Descripción	Fr, %	I_e
103	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	45.92	0.65 ± 0.12
105	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Calizas, margo-calizas y argilitas (U. Gádor)	14.23	0.72 ± 0.11
107	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Filitas, cuarcitas, argilitas y yesos (U. Felix)	2.33	0.72 ± 0.11
108	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Dolomías, calizas y calcoesquistos (U. Felix)	1.82	0.71 ± 0.09
111	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Calcarenitas conglomeráticas	1.17	0.65 ± 0.06
203	Matorral disperso con arbolado disperso de coníferas Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	11.35	0.72 ± 0.14
303	Matorral disperso con arbolado denso de coníferas Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	2.57	0.77 ± 0.14
603	Formación arbolada densa de coníferas Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	1.00	0.80 ± 0.15

Los valores de evapotranspiración y escorrentía obtenidos en Sierra de Gádor están muy afectados por los valores de capacidad de retención hídrica empleados en la definición de las condiciones de referencia. La curva propuesta por Zhang para cuencas con ausencia generalizada de vegetación y donde el parámetro w adopta el valor de 0.1, queda por encima de la obtenida en Sierra de Gádor asumiendo suelos con una capacidad de retención hídrica igual a 10 mm. La curva descrita por Vanderlinden *et al.*

(2005a) ha sido ajustada para valores del índice de evapotranspiración estimados según el modelo diario de Milly para un total de 160 observatorios meteorológicos distribuidos por Andalucía y considerando una CRH de 110.5 mm. Es de interés advertir que los valores obtenidos cuando se utiliza el modelo de balance mensual de Specht y una CRH de 78 mm son mayores que los estimados por Vanderlinden et al. (2005a). Una de los motivos que justifican esta aparente contradicción sería la diferente resolución temporal adoptada por ambos modelos. En cualquier caso, el límite de evapotranspiración impuesto al asumir suelos con una CRH de 78 mm queda por debajo de la función empírica descrita por Budyko, similar esta última, a la encontrada por Milly de forma analítica aplicando un modelo de balance diario y asumiendo una CRH de 150 mm. Las desviaciones de E_{78} y E_{10} respecto de los valores de E estimados a partir de las ecuaciones empíricas se deben a los bajos valores de CRH empleados para la envolvente superior y a la fuerte estacionalidad en el área de estudio con un desfase entre el periodo de lluvias y el periodo con los máximos valores de evapotranspiración potencial.

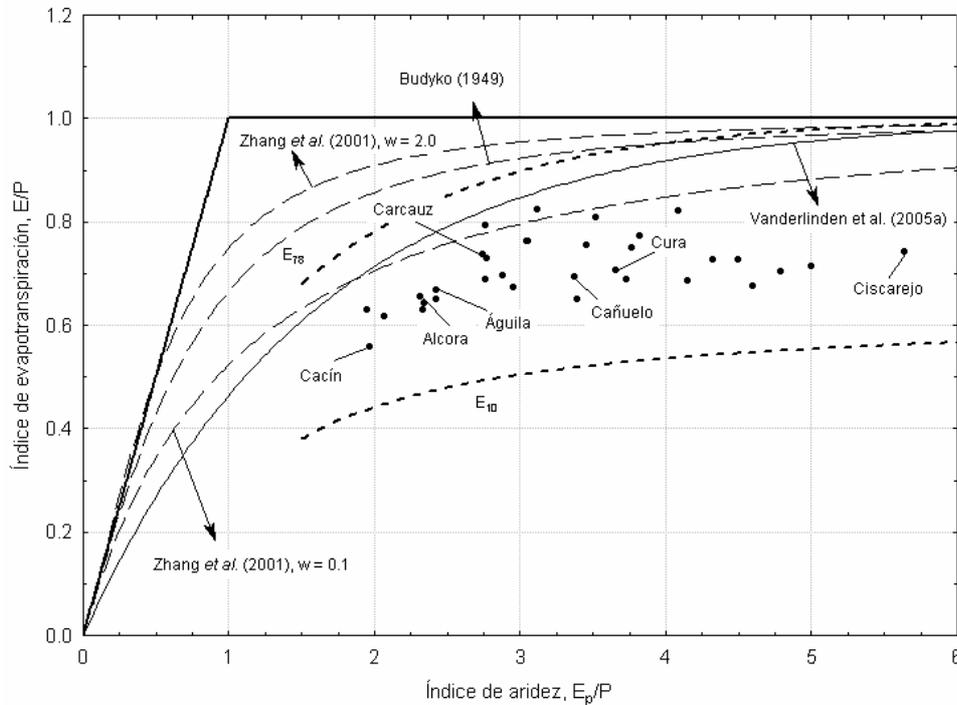


Figura 5.5. Diagrama de Budyko y posición de las cuencas de Sierra de Gádor según el valor de índice de evapotranspiración estimado. La línea continua corresponde a la curva empírica obtenida por Vanderlinden et al. (2005a) para la región de Andalucía. En línea discontinua delgada, curvas empíricas propuestas por otros autores. En discontinua gruesa, curvas definidas por las envolventes superior - E_{78} - e inferior - E_{10} -.

Tabla 5.4. Valores medios por cuencas de las principales componentes del balance hídrico para un año tipo de precipitación media. P, E y Q son la precipitación, evapotranspiración y escorrentía total en hm³/año. Ie es el índice de evapotranspiración (E/P).

Cuenca			Valores promediados			
ID	Nombre	Vertiente	P (hm ³ /año)	E (hm ³ /año)	Ie	Q (hm ³ /año)
1	R. Juan Campos	Norte	11.78	7.42	0.63	4.36
2	Bco. Cacín	Norte	20.52	11.43	0.56	9.09
3	R. de Alcora	Norte	32.70	21.41	0.65	11.29
4	Bco. del Infierno	Norte	12.92	8.99	0.70	3.93
5	R. Huéchar	Norte	14.88	11.14	0.75	3.74
6	R. de las Balsas	Norte	8.47	6.15	0.73	2.32
7	R. de las Hortichuelas	Sur	9.40	6.82	0.73	2.58
8	Bco. Cura	Sur	9.45	6.68	0.71	2.77
9	R. Cañuelo	Sur	10.13	7.02	0.69	3.11
10	R. de Carcauz	Sur	24.53	17.86	0.73	6.67
11	Bco. del Tartel	Sur	3.55	2.92	0.82	0.63
12	Bco. los Cucos	Sur	6.03	4.78	0.79	1.25
13	Bco. del Águila	Sur	6.16	4.11	0.67	2.05
14	R. de Fuente Alta	Sur	18.31	11.53	0.63	6.78
15	Bco. Cueva Grande	Norte	2.16	1.40	0.65	0.76
16	Bco. del Pilar	Norte	3.40	2.18	0.64	1.22
17	Bco. de Martín	Norte	4.20	2.89	0.69	1.31
18	Bco. de Colomina	Norte	2.03	1.37	0.67	0.67
19	Bco. Illar	Norte	1.71	1.29	0.75	0.42
20	Bco. Alicún	Norte	1.49	1.22	0.82	0.26
21	R. Ciscarejo	Norte	1.12	0.83	0.74	0.29
22	R. San Antonio	Sur	2.81	1.97	0.70	0.83
23	R. del Pastor	Sur	1.43	1.02	0.71	0.41
24	Bco. Sardinas	Sur	1.05	0.85	0.81	0.20
25	Bco. Corralón	Sur	0.33	0.25	0.77	0.07
26	R. Andrés Pérez	Sur	1.91	1.46	0.76	0.45
27	Bco. Capitán	Sur	3.13	2.39	0.76	0.75
28	Bco. Peñas Negras	Sur	0.72	0.50	0.69	0.23
29	Bco. Ancho	Sur	2.09	1.35	0.65	0.73
30	R. Castala	Adra	8.67	5.35	0.62	3.33
31	Bco. de las Losas	Norte	3.68	2.71	0.74	0.97
32	R. del Pincho	Sur	1.74	1.19	0.69	0.55
33	Bco. Galeota	Sur	0.60	0.41	0.68	0.20
Sierra de Gádor			233.08	158.87	0.71	74.21
Vertiente Sur			103.36	73.11	0.72	30.25

Tabla 5.5. Valores de escorrentía medidos en cuencas mediterráneas.

Cuenca	Sup. (ha)	Vegetación, FCV	f (%)	Periodo	P	ϕ	Q	Q/P	Ref.
La Llavina (Montseny, Barcelona)	3400	Mixto (<i>Q. ilex</i> + <i>F. sylvatica</i>)	74	1962-82	1157	< 1	760	0.66	1
TM9 (Montseny, Barcelona)	4.3	<i>Quercus ilex</i>	100	1983-88	895	< 1	495	0.55	1
Siurana (Prades, Tarragona)	6000	Mixto (<i>Q. ilex</i> + <i>Pinus</i> spp.)	70	1972-88	582	1.75	101	0.17	1
L'Avic (Prades, Tarragona)	0.52	<i>Quercus ilex</i>	100	1981-88	547	1.87	45	0.08	1, 2
Nacimiento (Filabres, Almería)	51.6	Mixto (<i>Pinus</i> spp. + <i>Arbustos</i>)	100	1988-89	650	2.26	85	0.13	3
Rimbaud (Réal Collobrier, Francia)	146	Mixto (<i>Quercus</i> spp.)	--	1967-89	1164	< 1	626	0.54	11
Ernies (Darling Range, SW Australia)	270	<i>Eucalyptus marginata</i>	100	1974-98	718	2.23	8.5	0.01	4, 5
Lemon (Darling Range, SW Australia)	344	<i>Eucalyptus marginata</i>	47	1976-98	718	2.23	62	0.09	5, 6
Salmon (Darling Range, SW Australia)	81.8	<i>Eucalyptus marginata</i>	100	1974-98	1116	1.21	119	0.11	4, 5
Weights (Darling Range, SW Australia)	93.8	Resalveo del 100%		1976-98	962	1.36	400	0.41	5, 6
Stones (Darling Range, SW Australia)	1500	Mixto (<i>Eucalyptus</i> spp.)	30-70	1974-83	1220	--	120	0.09	7
Canning (Darling Range, SW Australia)	51700	Mixto (<i>Eucalyptus</i> spp.)	30-70	1977-86	880	--	20	0.02	7
Lewis (Collie, SW Australia)	200	<i>Eucalyptus</i> spp.	100	1978-04	1149	1.35	111	0.10	6
Reefton 3 (Victoria, Australia)	95.1	<i>Eucalyptus</i> spp.	100	1971-84	1265	--	209	0.16	8
Big Dalton (San Gabriel Mounts., California)	1180	Mixto (<i>Q. agrifolia</i> + <i>Q. dumosa</i>)	100	1950-98	695	1.52	100	0.16	9, 10
San Dimas (San Gabriel Mounts., California)	4208	Mixto (<i>Q. agrifolia</i> + <i>Q. dumosa</i>)	100	1952-98	716	1.41	108	0.16	9, 10

f, fracción de cubierta vegetal. P y Q, precipitación y escorrentía media en mm/año. ϕ , índice de aridez (E_p/P , donde E_p es la evapotranspiración potencial en mm/año. Ref, referencias: 1 Piñol et al. (1992); 2 Piñol et al. (1991); 3 Domingo et al. (1994); 4 Bari et al. (2005); 5 Williamson et al. (1987); 6 Depto. of Water, Government of Western Australia; 7 Ye et al. (1997); 8 Nandakumar (1993); 9 van Vathanasin (1999); 10 USDA (1990); 11 Lavabre et al. (1993).

5.4. Análisis y propagación de errores

5.4.1. Fuentes y tipos de error

La aproximación metodológica que se propone para el cálculo del balance hídrico a largo plazo se caracteriza por la necesidad moderada de datos, la mayoría de los cuales son de fácil acceso o al menos son asequibles a costes no prohibitivos. Existen sin embargo algunas fuentes de incertidumbre asociadas al modelo que convendría controlar para acotar los errores cometidos en la estimación de la evapotranspiración y/o escorrentía total. Las principales fuentes y tipos de error identificados son:

- Errores de medida asociados a la toma de datos meteorológicos u observaciones de campo.
- Errores de geoposicionamiento de las capas básicas de información (modelo digital de elevaciones, imágenes de satélite, mapas temáticos, etc.)
- Errores de interpolación derivados de los modelos empleados para la distribución espacial de la precipitación y temperatura.
- Errores de calibración asociados al procesado de las imágenes de satélite (corrección topográfica y atmosférica), al ajuste de las funciones envolventes k-NDVI y al cálculo de la radiación solar incidente y evapotranspiración potencial de referencia.
- Errores conceptuales cometidos o aceptados durante la codificación e implementación del modelo (asunciones o simplificaciones en el modelo de Specht, inadecuada representación de los procesos u omisión de términos en la ecuación de balance, selección inadecuada de la resolución espacio-temporal del modelo, etc.)

5.4.2. Cálculo de incertidumbres

Dada la ecuación

$$E = E_{\min} + (E_{\max} - E_{\min}) \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (\text{Ec. 5.4.})$$

el error absoluto asociado a E se calcula según la expresión de la ley de propagación de errores (ec. 4.6.) tal que:

$$\delta E = \frac{\partial E}{\partial E_{\min}} \delta E_{\min} + \frac{\partial E}{\partial E_{\max}} \delta E_{\max} + \frac{\partial E}{\partial NDVI} \delta NDVI + \frac{\partial E}{\partial NDVI_{\min}} \delta NDVI_{\min} + \frac{\partial E}{\partial NDVI_{\max}} \delta NDVI_{\max} \quad (\text{Ec. 5.5.})$$

siendo las derivadas parciales

$$\frac{\partial E}{\partial E_{\min}} = 1 - \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (\text{Ec. 5.6a.})$$

$$\frac{\partial E}{\partial E_{\max}} = \frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \quad (\text{Ec. 5.6b.})$$

$$\frac{\partial E}{\partial \text{NDVI}} = \frac{E_{\max} - E_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}} \quad (\text{Ec. 5.6c.})$$

$$\frac{\partial E}{\partial \text{NDVI}_{\min}} = \frac{(E_{\max} - E_{\min})(\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min})}{(\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min})^2} - \frac{E_{\max} - E_{\min}}{\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min}} \quad (\text{Ec. 5.6d.})$$

$$\frac{\partial E}{\partial \text{NDVI}_{\max}} = \frac{(E_{\max} - E_{\min})(\text{NDVI} - \text{NDVI}_{\min})}{(\text{NDVI}_{\max} - \text{NDVI}_{\min})^2} \quad (\text{Ec. 5.6e.})$$

Finalmente, simplificando, se obtiene:

$$\delta E = \left(\frac{(E_{\max} - E_{\min})(N - N_{\min})}{(N_{\max} - N_{\min})^2} - \frac{E_{\max} - E_{\min}}{N_{\max} - N_{\min}} \right) \delta N_{\min} + \left(1 - \frac{N - N_{\min}}{N_{\max} - N_{\min}} \right) \delta E_{\min} -$$

$$- \frac{(E_{\max} - E_{\min})(N - N_{\min})}{(N_{\max} - N_{\min})^2} \delta N_{\max} + \frac{E_{\max} - E_{\min}}{N_{\max} - N_{\min}} \delta N + \frac{N - N_{\min}}{N_{\max} - N_{\min}} \delta E_{\max}$$

(Ec. 5.7.)

donde $N = \text{NDVI}$

El error absoluto calculado a partir de la ecuación 5.7. asume que la combinación de errores parciales (ecuaciones 5.6.) es aditiva y se produce en el mismo sentido de tal forma que ningún error se contrarresta. Se trata por tanto de un valor umbral o error máximo posible.

5.4.2.1 Errores en E_{\min} y E_{\max}

En la estimación de E_{\min} y E_{\max} intervienen la precipitación -P-, la evapotranspiración potencial - E_p -, el coeficiente evaporativo -k- y la capacidad de retención hídrica del suelo -CRH-. En el cálculo de E_p intervienen además otras variables como la temperatura (T_{\max} , T_{\min} , T_{med}) y la radiación solar incidente - R_a - así como los parámetros de calibración regional (a, b). El error absoluto asociado a los valores de evapotranspiración E_{\min} y E_{\max} se ha calculado como suma de los errores absolutos estimados mensualmente a partir del modelo de balance esquematizado en la figura 5.2. Para el cálculo del error absoluto mensual solo se han considerado los errores asociados a los modelos de interpolación espacial de las variables precipitación (tabla 4.7.) y evapotranspiración potencial (sección 4.5.3.1.). Se han considerado despreciables los errores asociados a:

- la estacionalidad de las variables meteorológicas;
- la estimación del coeficiente evaporativo; y
- el empleo de los valores de capacidad de retención hídrica del suelo para la caracterización de la evapotranspiración en las condiciones de referencia.

5.4.2.2. Errores en NDVI, NDVI_{\max} y NDVI_{\min}

En regiones con vegetación dispersa, las propiedades ópticas de los suelos, principalmente color y brillo, condicionan el valor final del NDVI. Algunas propiedades de la cubierta vegetal (geometría de la copa o color, forma y orientación de la hoja) también tienen un impacto importante en el NDVI. Debido a la ausencia de datos experimentales de NDVI distribuidos de forma generalizada en Sierra de Gádor y a los

problemas que resultarían del escalado espacial de estas medidas, me ha resultado imposible evaluar los errores introducidos en el cálculo del NDVI. Los errores asociados a la aplicación del modelo híbrido de corrección atmosférica para el cálculo de los valores de reflectancia, también se han considerado despreciables. Únicamente se ha tenido en cuenta como fuente de error aquella que resulta del ajuste las funciones que definen las envolventes de referencia (tabla 5.1.).

5.4.2.3. Cálculo del índice de error

Con el objeto de normalizar el error asociado a las estimas de evapotranspiración y de forma similar a cómo se hizo con la evapotranspiración potencial (sección 4.5.3.1.), se define el índice de error de la evapotranspiración $I_{\text{error},E}$ según la expresión (ecuación 5.8.):

$$I_{\text{error},E} = \frac{\delta E}{E} \quad (\text{Ec. 5.8.})$$

donde E es la evapotranspiración estimada y δE es el error absoluto asociado a dicha estima.

El valor de $I_{\text{error},E}$ promediado espacialmente en Sierra de Gádor es de un 28% con una desviación estándar de un 2% (figura 5.6.). Los valores más altos del índice de error se observan en las áreas más áridas situadas al este del macizo montañoso.

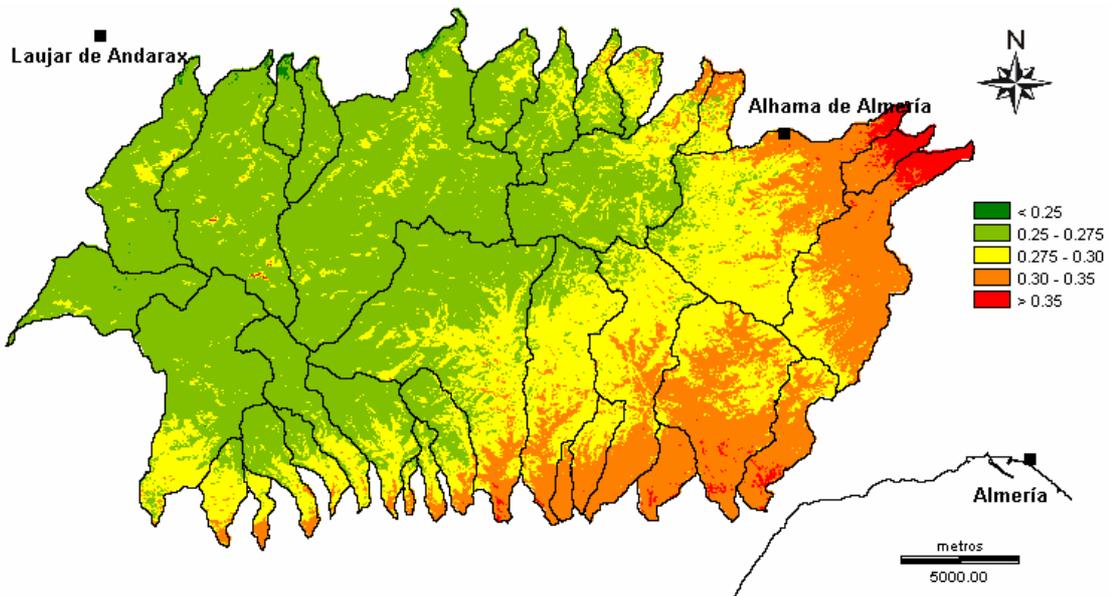


Figura 5.6. Distribución espacial del índice de error asociado a las estimas de evapotranspiración anual a largo plazo.

5.5. Análisis de sensibilidad

5.5.1. Introducción. Cuadro de variables y estrategia

Como se ha comentado anteriormente, el modelo propuesto se ejecuta en dos fases: la primera de ellas precisa la caracterización de dos condiciones de referencia definidas ambas por un valor de densidad de vegetación y el balance hídrico asociado. En esta fase se determinan para cada celda los valores de k , $NDVI_{min}$, $NDVI_{max}$, E_{min} y E_{max} . En una segunda fase, se calcula el NDVI reescalado regionalmente $-N^*$ - para calcular posteriormente la evapotranspiración anual $-E$ - mediante combinación lineal de E_{min} , E_{max} y N^* . En la tabla 5.6. se presentan todos los parámetros y variables implicados en el cálculo de la evapotranspiración.

El análisis de sensibilidad se ha implementado sobre la muestra de celdas utilizada para la definición de las envolventes (celdas con un índice de escorrentía igual a 1 y sin aportes adicionales de agua). La estrategia empleada consiste en adoptar variaciones en los valores de los parámetros y variables de entrada al modelo y evaluar los cambios producidos en el valor promedio de evapotranspiración estimada para la muestra de celdas seleccionada. Los cambios en los valores de los parámetros y variables son de igual magnitud para cada una de las celdas en que se ha dividido Sierra de Gádor. Para facilitar la valoración que suponen estas variaciones en el resultado final de la evapotranspiración, los resultados son mostrados en términos relativos, esto es, normalizados por un valor de evapotranspiración considerado de referencia $-E_{ref}$ - (283.2 mm/año) y coincidente con el obtenido para un año medio de precipitación media. La sensibilidad del modelo a diferentes parámetros y variables es presentada gráficamente de forma individual. Para resumir y comparar la importancia relativa de cada variable o parámetro en el modelo se ha calculado el porcentaje de variación requerido para que el valor de evapotranspiración sea superior al de referencia en un 1 y un 5% (Finch, 1998).

Tabla 5.6. Parámetros y variables implicadas en el cálculo de la evapotranspiración. ** impacto directo; * impacto indirecto.

	S^{min}	k	CRH _{max}	CRH _{min}	E_{max}	E_{min}	NDVI	NDVI _{max}	NDVI _{min}	N^*	E
S^{min}		**			*	*		*	*	*	*
k					**	**		*	*	*	*
CRH _{max}					**	**					
CRH _{min}					**	**					
E_{max}											**
E_{min}											**
NDVI										**	*
NDVI _{max}										**	
NDVI _{min}										**	
N^*											**
E											

5.5.2. Resultados del análisis de sensibilidad

El primer parámetro que se evalúa es la reserva mínima de agua no disponible $-S^{\min}$ que representa la cantidad de agua que puede permanecer en el suelo sin ser evapotranspirada. El valor adoptado por S^{\min} impacta de forma directa en el cálculo del coeficiente evaporativo y de forma indirecta en E_{\min} , E_{\max} , N^* y E (tabla 5.6.). Valores entre 1 mm y 25 mm fueron adoptados para S^{\min} y se evaluó el impacto de dicha variación en el cálculo del coeficiente evaporativo y la evapotranspiración final estimada (figura 5.7.).

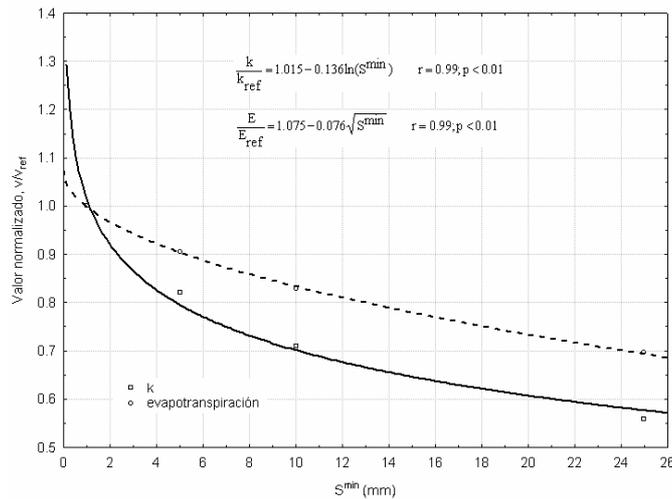


Figura 5.7. Impacto de cambios de S^{\min} en los valores normalizados y espacialmente promediados del coeficiente evaporativo y de la evapotranspiración. $k_{ref} = 0.005 \text{ mm}^{-1}$; $E_{ref} = 283.2 \text{ mm/año}$.

Para evaluar el impacto de las variaciones del coeficiente evaporativo (figura 5.8.) se ha escogido un rango de variación de un $\pm 40\%$ sobre el valor considerado de referencia ($k = 0.005 \text{ mm}^{-1}$). Los valores umbrales de este rango de k coinciden de forma aproximada con los valores mínimos y máximos observados en Sierra de Gádor.

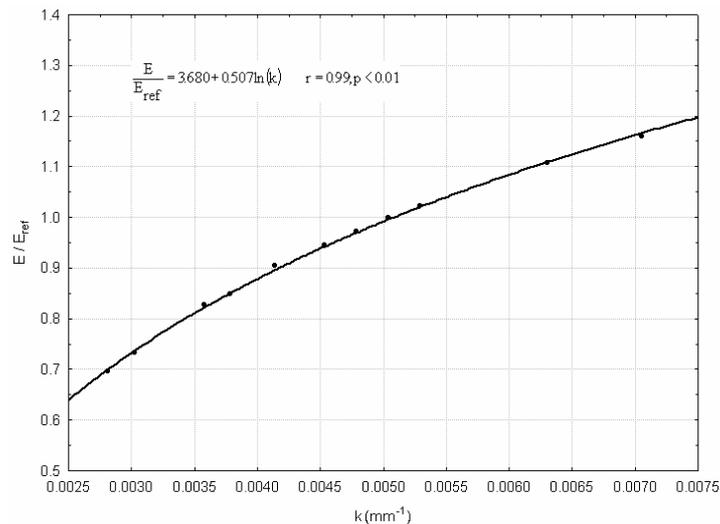


Figura 5.8. Sensibilidad de E a cambios en los valores del coeficiente evaporativo.

La pendiente de la curva que describe la relación entre k y E/E_{ref} es creciente a medida que disminuye el coeficiente evaporativo. Esta observación permite deducir que

la tasa de generación de escorrentía total será tanto mayor cuanto mayor la aridez hecho que justificaría que el índice de error sea mayor en estas áreas (figura 5.6.).

La sensibilidad del modelo a cambios en los valores de capacidad de retención hídrica de los suelos difiere según el parámetro considerado (figura 5.9.). Junto al coeficiente evaporativo, CRH_{min} y CHR_{max} determinan los valores de E_{min} y E_{max} que en última instancia condiciona el valor de evapotranspiración. Existe relación lineal entre CRH_{min} y el cambio relativo producido en la evapotranspiración mientras que para el caso de CRH_{max} esta relación es curvilínea alcanzando una asíntota cuando la capacidad de retención hídrica deja de ser un factor limitante para almacenar y proporcionar a la vegetación todo el agua precipitada anualmente (figura 5.10.).

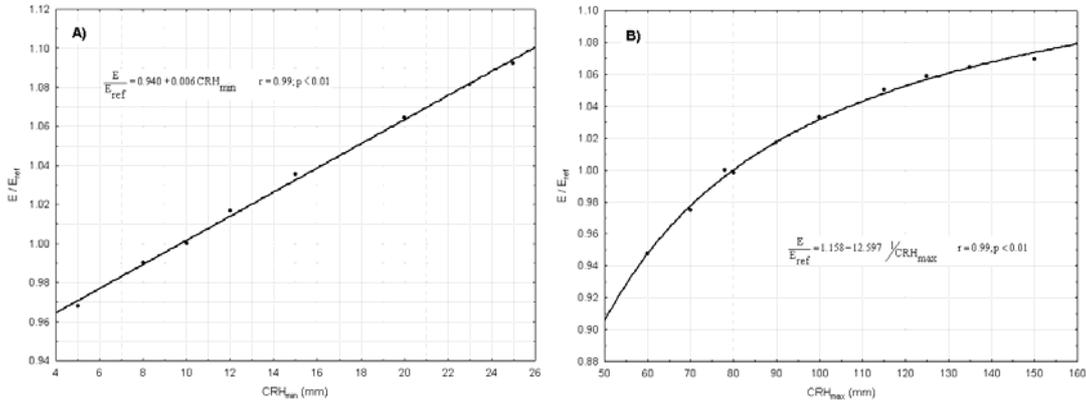


Figura 5.9. Resultados normalizados de evapotranspiración estimados para diferentes valores de: A) CRH_{min} (=10 mm) y; B) CRH_{max} (=78 mm).

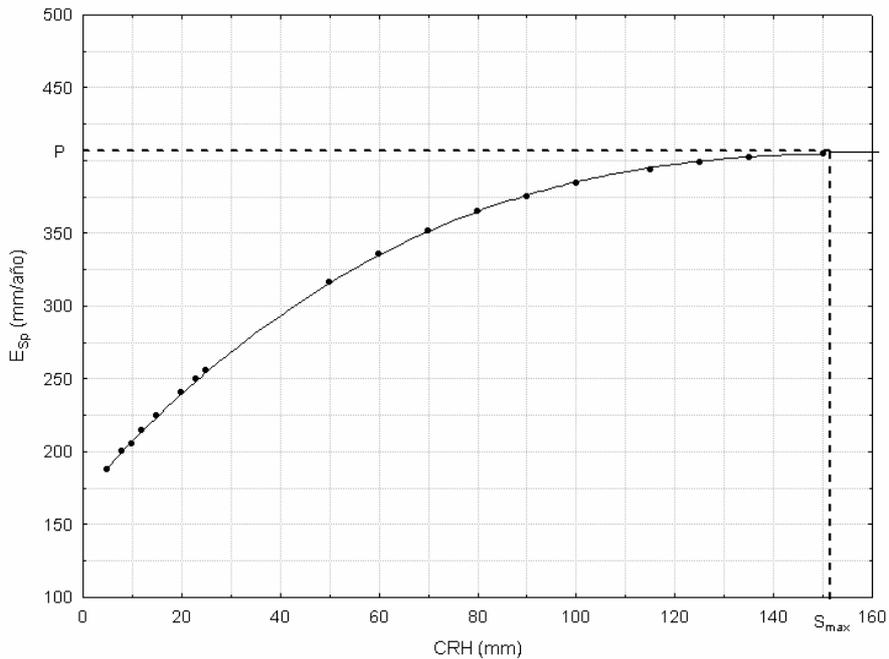


Figura 5.10. Evapotranspiración estimada con el modelo de balance de Specht (1972) y según valores de capacidad de retención hídrica del suelo, CRH. Cuando CRH es igual o superior al valor S_{max} , la evapotranspiración iguala a la precipitación anual.

Por último, se evalúa por separado la sensibilidad del modelo a cambios en los valores de $NDVI_{max}$, $NDVI_{min}$ y $NDVI$ (figura 5.11.). Debido al acoplamiento entre vegetación y suelo, hay que tener en consideración que cambios en $NDVI_{max}$ y $NDVI_{min}$

deberían estar igualmente asociados a cambios en los valores de CRH. Por tanto, cualquier conclusión que pudiera extraerse del impacto de estas dos variables en los valores finales de evapotranspiración ha de hacerse con extrema cautela cuando no se consideran las variaciones de CRH. Esta precaución debe ser más seria para el parámetro $NDVI_{max}$. En cualquier caso, pueden adoptarse conclusiones cuando se consideran pequeños cambios de $NDVI_{max}$ y $NDVI_{min}$, cambios para los cuales se puede asumir que la variación de la capacidad de retención hídrica de los suelos es despreciable. En general, para un valor observado de NDVI, cualquier cambio que incremente la diferencia entre $NDVI_{max}$ y $NDVI_{min}$ provocará un incremento de la evapotranspiración. Por el contrario, el desplazamiento de la envolvente superior hacia valores de NDVI mayores o de la envolvente inferior hacia valores de NDVI menores, provocará una reducción de la evapotranspiración. El modelo es más sensible a cambios de la posición de la envolvente superior, tal y como queda demostrado por la pendiente de la función 5.11b. Asumiendo invariables los valores de $NDVI_{min}$ y $NDVI_{max}$, incrementos del valor del NDVI observado provocarán incrementos de evapotranspiración linealmente proporcionales (figura 5.11c.)

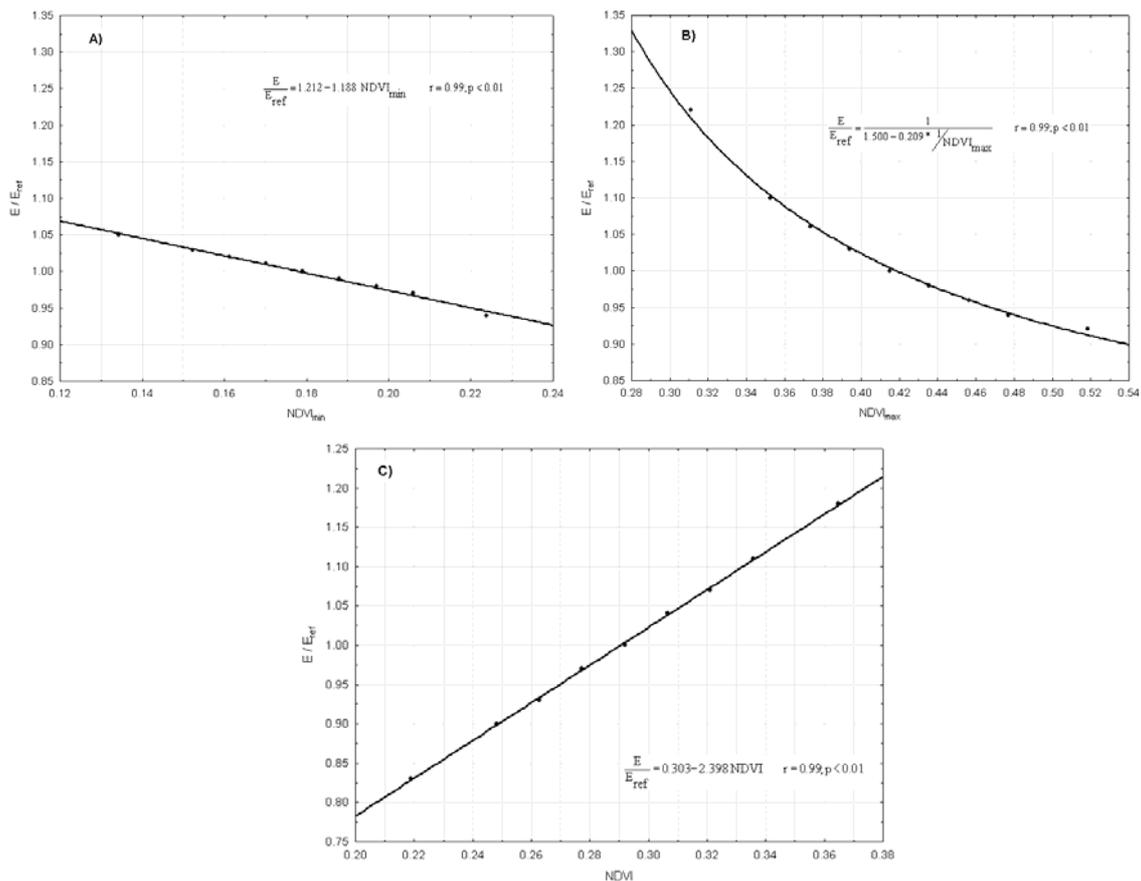


Figura 5.11. Valores normalizados de evapotranspiración estimados para cambios en los valores de: A) $NDVI_{min}$; B) $NDVI_{max}$; y C) NDVI.

En la tabla 5.7. se sintetizan los resultados derivados del análisis de sensibilidad. El modelo es muy sensible a cambios en los valores de NDVI y $NDVI_{max}$. También lo es, aunque en menor grado, a cambios del coeficiente evaporativo. Los parámetros que menos impacto tienen en el modelo son S^{min} , CRH_{min} y CRH_{max} .

Tabla 5.7. Resumen análisis sensibilidad. Cambios relativos en los valores de los parámetros y variables, necesarios para conseguir un incremento (+) o disminución (-) del 1 y 5% en la evapotranspiración final. Los cambios en parámetros y variables están referidos en términos relativos en función de los valores de referencia calculados para un escenario de precipitación media. El signo entre paréntesis especifica si se requiere un incremento o disminución del valor del parámetro considerado.

Parámetro, Variable	Cambio de E en ±1%	Cambio de E en ±5%
S^{\min}	+ 20.1 (-)	+ 61.1 (-)
k	+ 2.7 (+)	+ 11.2 (+)
CRH_{\min}	+ 13.6 (+)	+ 78.3 (+)
CRH_{\max}	+ 9.4 (+)	+ 50.0 (+)
$NDVI_{\max}$	- 1.3 (+)	- 8.0 (+)
$NDVI_{\min}$	- 5.9 (+)	- 25.7 (+)
$NDVI$	+ 1.2 (+)	+ 7.0 (+)

Valores de referencia: $S^{\min} = 1$ mm; $k = 0.005041$ mm⁻¹; $CRH_{\min} = 10$ mm; $CRH_{\max} = 78$ mm; $NDVI_{\max} = 0.4149$; $NDVI_{\min} = 0.1791$; $NDVI = 0.2919$.

5.6. Análisis de perturbaciones de orden anual

En este apartado se evalúan los resultados del balance hídrico obtenidos cuando se simulan dos condiciones pluviométricas tipo: año húmedo y año seco. El ejercicio no considera variaciones en los valores mensuales de evapotranspiración potencial ni en el patrón espacial de esta variable. El valor del coeficiente evaporativo también permanece constante ya que las situaciones simuladas no justifican cambios en la estrategia adaptativa de la vegetación. En la sección 4.5.2. se detalla el procedimiento seguido para generar la cartografía asociada a cada año de precipitación tipo (tabla 5.8.)

Tabla 5.8. Valores espacialmente promediados de evapotranspiración anual y desviación estándar para diferentes años tipo de precipitación.

Escenario	E (x ± Desv. Est.)	Ie (x ± Desv. Est.)
Año tipo medio	284.0 ± 75.5	0.69 ± 0.13
Año tipo seco	230.9 ± 61.0	0.71 ± 0.13
Año tipo húmedo	320.3 ± 84.3	0.65 ± 0.12

Para un año tipo seco con una reducción de la precipitación anual media del 20.7%, el modelo predice una disminución de la evapotranspiración y escorrentía total de un 18% y un 27% respectivamente. En un año tipo húmedo con un incremento de la precipitación anual media del 19.5%, el aumento predicho para la evapotranspiración y escorrentía total sería del 13% y del 36%, respectivamente. A la vista de los resultados, los eventos de recarga son más importantes durante los años húmedos. A título comparativo, en la tabla 5.9. se muestra la escorrentía total estimada para diferentes regimenes de precipitación simulados en Sierra de Gádor y su vertiente sur. En las tablas 5.10. y 5.11. se muestran los valores estimados del índice de evapotranspiración agrupados por tipos de uso de suelo y unidades litológicas.

Tabla 5.9. Escorrentía total (hm³/año) estimada para el conjunto de Sierra de Gádor y su vertiente sur para diferentes años de precipitación tipo (promedio, seco y húmedo). Entre paréntesis, porcentaje de variación respecto del valor estimado para un año de precipitación promedio.

Área	Año promedio	Año seco	Año húmedo
Sierra de Gádor	74.21	54.73 (-26.2 %)	99.91 (+34.6 %)
Vertiente Sur	30.25	21.63 (-28.5 %)	39.94 (+32.0 %)

Tabla 5.10. Resultados del índice de evapotranspiración ($I_e = E/P$) para diferentes años de precipitación tipo y agrupados según usos de suelo. Se presenta valor medio y desviación estándar.

Cod id	Superficies y Usos del suelo	Promedio	Seco	Húmedo
1.- Superficies Forestales y Naturales				
6	Formación arbolada densa de coníferas	0.83 ± 0.15	0.87 ± 0.16	0.78 ± 0.14
3	Matorral disperso con arbolado denso de coníferas	0.81 ± 0.16	0.84 ± 0.16	0.75 ± 0.14
2	Matorral disperso con arbolado disperso de coníferas	0.73 ± 0.14	0.75 ± 0.15	0.68 ± 0.13
9	Matorral denso	0.79 ± 0.11	0.81 ± 0.11	0.74 ± 0.10
1	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo	0.67 ± 0.12	0.69 ± 0.12	0.64 ± 0.11
14	Pastizal con claros, roca y/o suelo	0.70 ± 0.11	0.73 ± 0.11	0.67 ± 0.10
2.- Superficies agrícolas				
5	Sup. homogénea de cultivos leñosos en seco	0.71 ± 0.12	0.72 ± 0.12	0.66 ± 0.11
11	Sup. homogénea de cítricos en regadío	1.08 ± 0.39		
4	Sup. heterogénea de cultivos herbáceos y leñosos en seco	0.65 ± 0.12	0.67 ± 0.12	0.62 ± 0.11
7	Sup. heterogénea de cultivos herbáceos y leñosos en regadío	0.96 ± 0.28		
13	Sup. heterogénea de cultivos herbáceos y leñosos parcialmente regados	0.71 ± 0.15	0.74 ± 0.15	0.68 ± 0.13
15	Mosaico de cultivos herbáceos y leñosos en seco y regadío	0.76 ± 0.13	0.77 ± 0.13	0.72 ± 0.12
8	Cultivos leñosos con vegetación natural leñosa	0.74 ± 0.16	0.76 ± 0.17	0.70 ± 0.15
16	Mosaico de cultivos y vegetación natural	0.75 ± 0.13	0.77 ± 0.13	0.72 ± 0.12

Tabla 5.11. Resultados del índice de evapotranspiración I_e para diferentes años de precipitación tipo y agrupados por usos de suelo y unidades litológicas. Se presenta valor medio y desviación estándar. Fr, porcentaje de cobertura representado en la totalidad del área de estudio.

Cod id	Descripción	Fr ¹ , %	Promedio	Seco	Húmedo
103	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	45.92	0.65 ± 0.12	0.67 ± 0.13	0.61 ± 0.11
105	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Calizas, margo-calizas y argilitas (U. Gádor)	14.23	0.72 ± 0.11	0.74 ± 0.11	0.68 ± 0.10
107	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Filitas, cuarcitas, argilitas y yesos (U. Felix)	2.33	0.72 ± 0.11	0.73 ± 0.11	0.68 ± 0.10
108	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Dolomías, calizas y calcoesquistos (U. Felix)	1.82	0.71 ± 0.09	0.72 ± 0.10	0.66 ± 0.09
111	Matorral disperso con pasto, roca y/o suelo Calcarenitas conglomeráticas	1.17	0.65 ± 0.06	0.67 ± 0.07	0.61 ± 0.06
203	Matorral disperso con arbolado disperso de coníferas Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	11.35	0.72 ± 0.14	0.74 ± 0.14	0.67 ± 0.13
303	Matorral disperso con arbolado denso de coníferas Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	2.57	0.77 ± 0.14	0.80 ± 0.15	0.72 ± 0.13
603	Formación arbolada densa de coníferas Dolomías oscuras, calizas y brechas (U. Gádor)	1.00	0.80 ± 0.15	0.83 ± 0.15	0.75 ± 0.13

Capítulo VI

6. Verificación experimental de los resultados con medidas a escala puntual y de ladera

La falta de estaciones de aforo en Sierra de Gádor, justificada en gran medida por la ausencia de cursos permanentes de agua, dificulta evaluar de forma extensiva la capacidad predictiva del modelo propuesto en las secciones anteriores. Consciente de esta importante limitación, en este apartado se presentan los resultados de diversos ensayos experimentales que se han realizado con el objetivo de verificar puntualmente las estimaciones de evapotranspiración y escorrentía total ofrecidas en el capítulo anterior. Gran parte de estas experiencias se han desarrollado en el Llano de los Juanes, un área experimental piloto seleccionada en el marco del proyecto *RECLISE*. La estimación de evapotranspiración anual promedio en el Llano de los Juanes es comparada con el valor de evapotranspiración medido para el año hidrológico 2003/04, considerado como un año de precipitación medio.

Adicionalmente se dispone de información de escorrentía superficial en pequeñas laderas que drenan a aljibes equipados con sensores de nivel. Esta información resulta especialmente valiosa para cuantificar la importancia de los procesos de escorrentía superficial sobre los de infiltración.

6.1. Balance hídrico en el Llano de los Juanes

6.6.1. Descripción del Llano de los Juanes

El paraje denominado Llano de los Juanes se localiza en el sector central de Sierra de Gádor a una altitud de 1660 m.s.n.m. (figura 6.1.). Se trata de una plataforma amesetada con una superficie aproximada de 1.84 km² y desarrollada sobre el paquete calizo-dolomítico de la unidad de Gádor. Desde el punto de vista geomorfológico, este área es representativa de la plataforma central o altiplano descrito en el capítulo 4. Según los estudios isotópicos desarrollados hasta la fecha (Vallejos et al., 1997) este altiplano se alza como la principal área de recarga de los acuíferos inferiores del Campo de Dalías.

Una propiedad característica que resalta a primera vista es la existencia de un mosaico de superficies con vegetación de bajo porte y superficies de suelo desnudo, generalmente con elevada pedregosidad (Li et al., 2006a). Los afloramientos rocosos también están ampliamente representados en el área (tabla 6.1.). Algunas propiedades de los suelos presentes en el Llano de los Juanes se muestran en la tabla 6.2. Por lo general, son suelos delgados con un espesor aproximado de 30-35 cm, con un gran contenido en fragmentos rocosos y elevados contenidos en arcilla y materia orgánica. La gran diferencia entre los valores de conductividad hidráulica encontrados en diferentes tipos de cubierta evidencia la importancia que pueden alcanzar los parches de vegetación en la laminación y retención (“areas sumidero”) del agua de escorrentía generada en superficies con afloramientos rocosos o suelos desnudos con piedras

incrustadas (“areas fuente”). Estas diferencias se ven igualmente reflejadas en los valores del coeficiente de infiltración obtenidos con experiencias de simulación de lluvia (Li et al., 2006b).

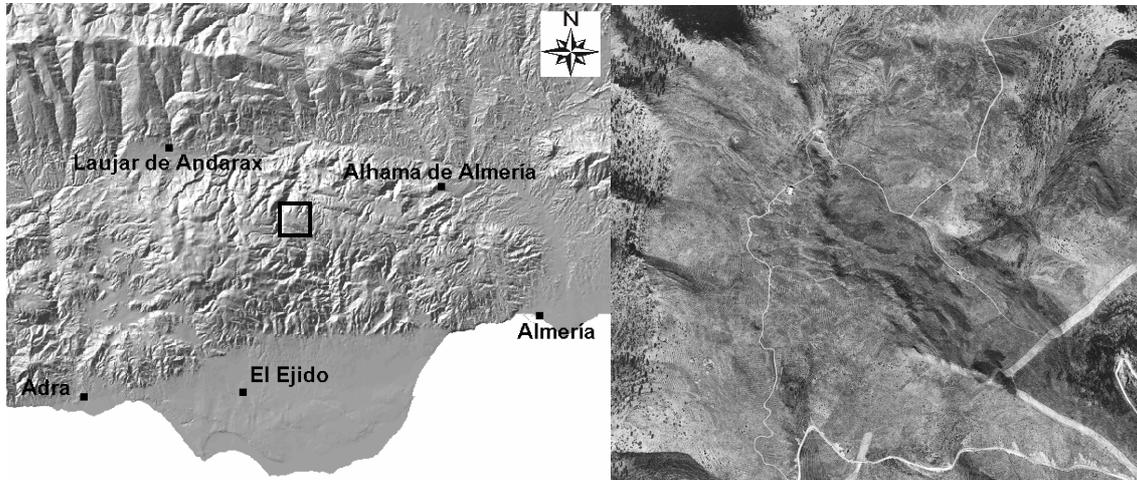


Figura 6.1. Localización y fotografía aérea del Llano de los Juanes.

Tabla 6.1. Valores medios de cobertura de las principales superficies representadas en el Llano de los Juanes. Datos sintetizados a partir de transectos lineales y estimación visual en parcelas de 20 m * 20 m.

Tipo de superficie	Cobertura (%)
1. Superficie vegetada	50 – 60
1.1. Vegetación leñosa	30 – 35
<i>Genista pumilla</i>	7 – 13
<i>Thymus serpylloides</i>	4 – 17
<i>Hormathophylla spinosa</i>	2 – 6
1.2. Vegetación herbácea	20 – 25
<i>Festuca scariosa</i>	14 – 20
<i>Brachypodium retusum</i>	2 – 4
2. Superficie no vegetada	40 – 50
2.1. Suelo desnudo	5 – 10
2.2. Suelo con piedras en superficie	25 – 30
2.3. Afloramiento rocoso o piedras incrustadas	10 - 15

La vegetación en el Llano de los Juanes consiste en un matorral de sustitución dominado por genistas (*Genista pumilla*) y otros elementos de porte arbustivo/semi-arbustivo como *Thymus* spp., *Rhamnus* spp. y *Phlomis* spp. y *Hormatophylla spinosa*. El matorral está entremezclado con el lastonar, un pastizal de duriherbosa formado principalmente por gramíneas amacolladas perennes entre las que destacan *Festuca scariosa* y *Helictotrichon filifolium* (figura 6.2.). En algunas laderas es frecuente encontrar un encinar de porte arbustivo dominado por *Quercus rotundifolia* con algunos elementos de *Quercus faginea*. De forma dispersa y en suelos con mayor capacidad de retención hídrica aparecen ejemplares de *Crataegus* spp. y en las áreas más expuestas a la acción del viento, elementos de piornal más propios de las partes altas de la sierra, como *Erynacea anthyllis*. El índice de área foliar, estimado por métodos destructivos y ponderando por la fracción de cubierta vegetal es de 1.05 m²/m². En la figura 6.3. se muestran los valores de NDVI en el Llano de los Juanes obtenidos con diferentes métodos. La serie temporal de imágenes MODIS de 1 km de resolución

para el año hidrológico 2003-2004 ha sido suministrada por Alicia Palacios-Orueta (E.T.S.I. Montes – Univ. Politécnica de Madrid). La evolución estacional del NDVI permite diferenciar cuatro fases. En la primera, el NDVI crece desde principios del año hidrológico hasta alcanzar en diciembre un valor que permanece más o menos constante hasta finales de febrero disminuyendo desde entonces hasta mediados de abril. Con las lluvias de primavera existe un incremento del NDVI hasta alcanzar un valor máximo en mayo. Finalmente, el periodo estival impone unas condiciones de sequía que provoca un descenso continuado del NDVI. El patrón temporal descrito se asemeja al observado con los valores obtenidos con Landsat ETM+ a una resolución de 30 m. MODIS presenta valores superiores a Landsat ETM+ muy probablemente debido a las diferencias de resolución espacial y radiométricas de ambos sensores (Steven et al., 2003).

Tabla 6.2. Propiedades físicas e hidráulicas de los suelos del Llano de los Juanes.

Propiedad	Media ± Desv. Estándar
- Composición textural (%)	
Arena	13.6 ± 4.7
Limo	43.1 ± 11.0
Arcilla	43.3 ± 13.5
- Densidad aparente (gr/cm ³)	1.1 ± 0.2
- Materia orgánica (%)	6.6 ± 2.9
- Capacidad de retención hídrica (% vol/vol)	
0 kPa (= porosidad)	68.3 ± 5.5
-33 kPa	35.8 ± 2.7
-1500 kPa	23.8 ± 2.8
- Capacidad de retención hídrica (mm)	
0 – 10 cm	4.2 ± 1.6
10 – 25 cm	10.0 ± 2.0
- K _{nsat} (mm/h)	
K(30)	62.3 ± 3.3
K(60)	7.7 ± 3.2
K(120)	1.3 ± 0.6
K(60) Suelo desnudo	6.32 ± 1.2
K(60) Suelo con fragmentos rocosos	6.01 ± 1.3
K(60) Superficie vegetada	15.5 ± 2.7
- Coeficientes de infiltración (%) *	
Superficie vegetada	99.9 ± 0.0
Superficie no vegetada	
Suelo desnudo	92.4 ± 9.2
Suelo con piedras no incrustadas	99.1 ± 2.3
Afloramiento rocoso	42.5 ± 19.1
Afloramiento rocoso fracturado	96.5 ± 6.0

K_{nsat} = conductividad hidráulica no saturada medida con un permeámetro de disco; entre paréntesis la tensión en mm. * = Simulaciones de lluvia en suelos secos con una intensidad media de 55 mm/h.



Figura 6.2. Matorral de sustitución en el Llano de los Juanes.

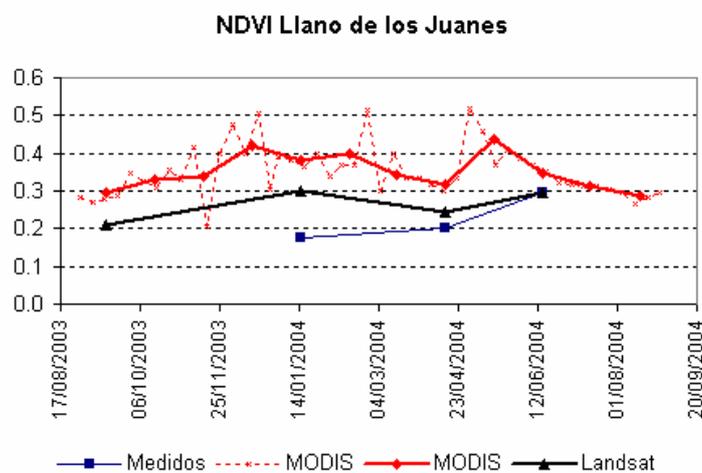


Figura 6.3. Patrón temporal del NDVI en el Llano de los Juanes. Los valores de NDVI medidos se obtuvieron con una cámara Dycam (Dycam, EEUU).

6.6.2. Resultados

Desde finales de marzo de 2003, un pluviómetro de balancín normalizado (Davis, modelo 7852M) registra la precipitación en el Llano de los Juanes. La estación meteorológica más cercana al Llano con una serie histórica de datos pluviométricos es 'La Zarba' (1200 m.s.n.m.). La precipitación media calculada para el periodo 1960/61 – 1999/00 en esta estación es 450.3 mm (tabla 3.3.). Los percentiles 25 y 75 son 286.1 mm/año y 545.6 mm/año, respectivamente. El valor medio de precipitación anual estimado para el Llano de los Juanes según las ecuaciones de regresión descritas en la tabla 5.7. es 537.5 mm/año siendo los percentiles 25 y 75 estimados de 421.5 y 646.0 mm/año, respectivamente. Durante el año hidrológico 2003/2004 se registró una precipitación en el Llano de los Juanes de 507.3 mm (tabla 6.3.) repartidos en 83 eventos de lluvia. Se puede considerar por tanto que el periodo hidrológico 2003/2004 fue un año de precipitación medio.

Tabla 6.3. Distribución mensual de las precipitaciones en el Llano de los Juanes en el periodo comprendido desde octubre de 2003 y septiembre de 2004.

Mes	Precipitación total	Días lluvia $\geq 1\text{mm}$	N° total eventos				Duración media evento	Intensidad media evento (mm/h)
			$\geq 1\text{ mm}$	$\geq 5\text{ mm}$	$\geq 20\text{ mm}$	$\geq 50\text{ mm}$		
oct-03	81.2	5	5	3	2	0	7 h 1'	2.03
nov-03	109.8	6	6	4	1	1	11 h 19'	1.64
dic-03	46.4	10	9	4	0	0	6 h 2'	0.87
ene-04	2.8	1	1	0	0	0	2 h 19'	1.05
feb-04	19.5	4	4	1	0	0	5 h 59'	1.18
mar-04	92.1	8	6	4	1	1	19 h 36'	0.64
abr-04	88.7	7	6	4	2	0	13 h 52'	1.02
may-04	52.5	7	7	2	1	0	5 h 27'	2.01
jun-04	6.3	4	4	0	0	0	0 h 48'	2.43
jul-04	6.5	2	2	1	0	0	3 h 42'	3.60
ago-04	0.0	0	0	0	0	0	-	-
sep-04	2.2	1	1	0	0	0	1 h 17'	0.80

La evapotranspiración se ha estimado con la técnica de correlación de remolinos que permite hacer medidas directas de los flujos de calor latente a partir de la correlación entre la fluctuación instantánea de la concentración de vapor de agua y la componente vertical del viento. El sistema de medida consiste en un anemómetro sónico de tres ejes, CSAT3, y un higrómetro de krypton, KH20, ambos de Campbell Scientific Inc., EEUU (figura 6.4b.). La torre con ambos sistemas de medida fue colocada en una zona de pendiente nula y con una cubierta vegetal representativa del Llano de los Juanes (figura 6.4a.). La humedad del suelo, variable de estado que controla el balance hídrico, fue medida en términos de contenido volumétrico de agua $-\theta-$ en las proximidades de la torre. Se colocaron para ello 7 sensores capacitivos SBIB (Vidal et al., 1996) a 6 cm de profundidad y distribuidos en un área de 4 m * 4 m. Ambas medidas, evapotranspiración y humedad del suelo, se registraron cada 30 segundos con un logger CR23X y CR10X, respectivamente (Campbell Scientific Inc., EEUU) y se promediaron cada media hora. La evolución diaria de ambas variables junto con la distribución de precipitaciones durante el año hidrológico 2003/04 se representa en la figura 6.5.

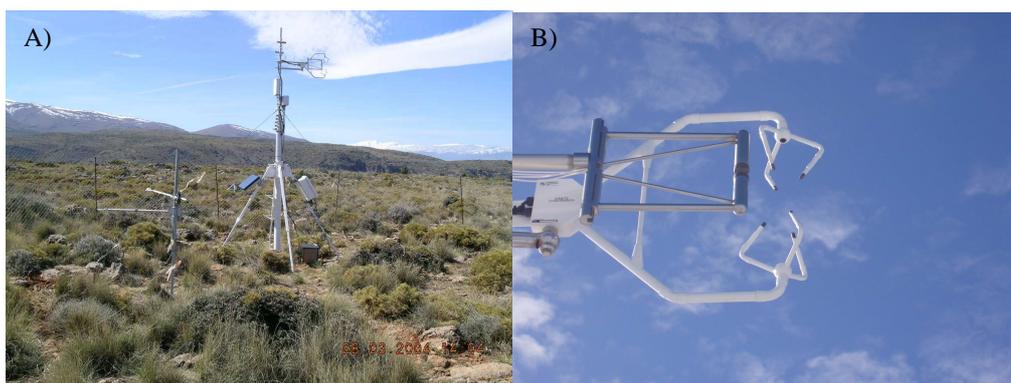


Figura 6.4. A) ubicación del sistema de correlación de remolinos en el Llano de los Juanes y; B) detalle del anemómetro sónico e higrómetro de krypton.

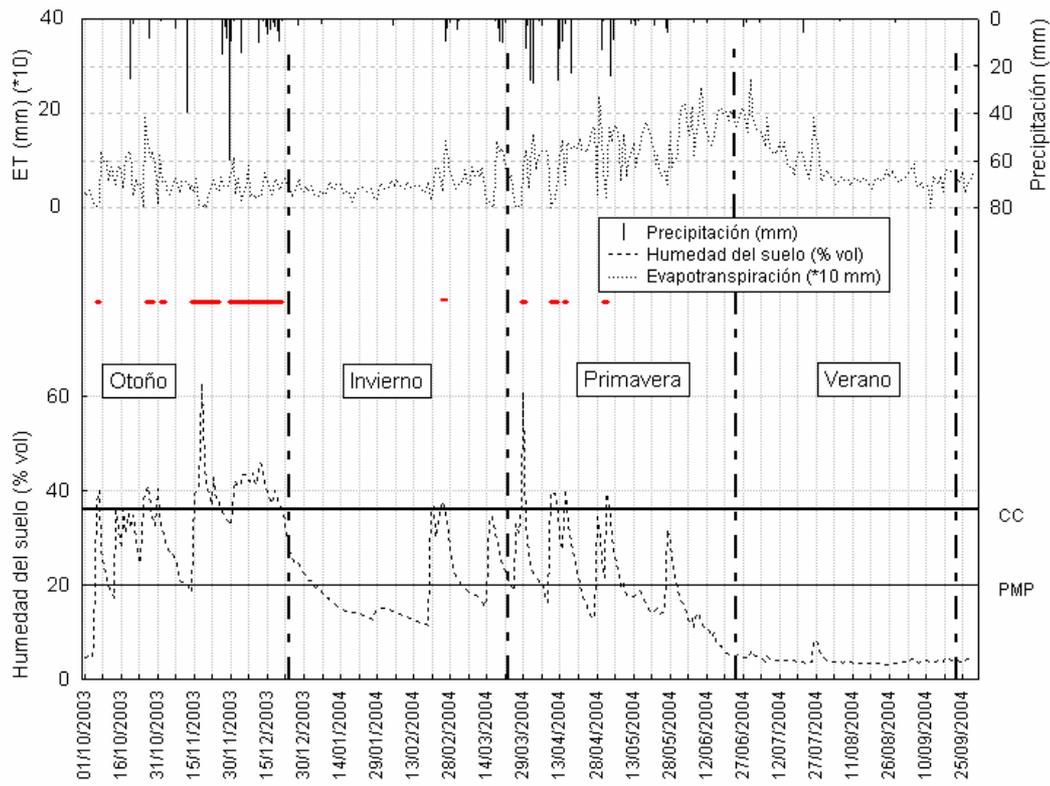


Figura 6.5. Distribución de la precipitación y evolución de la humedad del suelo y evapotranspiración en el Llano de los Juanes. CC = θ_{33} ; PMP = θ_{1500} . Las líneas verticales discontinuas delimitan los periodos estacionales. La línea horizontal discontinua indica días donde la humedad del suelo superó el valor de capacidad de retención hídrica a -33 kPa.

La evapotranspiración medida para el año 2003/2004 fue 291.6 mm, un 57.5% la precipitación anual. Como se observa en la figura 6.4., solo en 47 ocasiones la humedad del suelo superó el valor de 36.5% vol/vol, capacidad de retención hídrica $-\theta_{33}$ para el suelo muestreado. Si asumimos que este umbral representa el límite a partir del cual se genera infiltración, la infiltración total estimada para el año 2003/2004 es 217.6 mm valor muy próximo a los 215.6 mm obtenidos como diferencia entre los valores medidos de precipitación y evapotranspiración. La mayoría de la infiltración se concentró durante el periodo de otoño donde se concentró el 46.7% de la precipitación anual y las tasas de evapotranspiración fueron menores. La primavera también fue un periodo especialmente lluvioso con 209.5 mm, pero la importancia relativa de la infiltración en este periodo estuvo enmascarada por las mayores tasas de evapotranspiración y porque gran parte del agua precipitada se invirtió en completar la reserva de agua del suelo, baja al inicio del periodo como consecuencia de un invierno seco. En cualquier caso, ha de advertirse que el método empleado para el cálculo de la infiltración diaria, y por diferencia de la evapotranspiración, es extremadamente sensible al valor umbral considerado para θ_{33} . Así, una variación del 5%, valor consistente con la variabilidad observada en el área de estudio (tabla 6.2.), supone un cambio en la evapotranspiración estimada de 90 mm/año. También habría de considerarse el efecto de los fragmentos gruesos ya que el volumen de estos condiciona el valor final de capacidad de retención hídrica de los suelos (Oyonarte et al., 1998; Fernández Gálvez, 2003; Villagarcía et al., 2006). Por estas razones, se concluye que este método no es aconsejable para el cálculo de la infiltración. La humedad máxima

registrada durante el periodo fue de 62.6% vol/vol, valor próximo al punto de saturación medio estimado en laboratorio (68.6% vol/vol) mientras que la humedad mínima fue de 3.1% vol/vol. Durante casi dos tercios del año, la humedad estuvo por debajo del valor de capacidad de retención hídrica medida a una tensión de 1500 kPa (20.1% vol/vol).

La observación detallada de la evolución diaria de la humedad en el suelo y de las variables de entrada y salida registradas (precipitación y evapotranspiración) pone de relieve que los cambios de humedad del suelo registrados a 6 cm no siempre son explicados por las variaciones de estas variables. Se deduce que la vegetación ha de recurrir a un agua localizada a mayor profundidad o que en todo caso existen procesos de ascenso capilar desde los horizontes subsuperficiales del suelo que mantienen casi invariable la humedad del suelo en las capas superficiales. Esta evidencia aconseja que en ejercicios de simulación del balance hídrico a escala diaria a partir de datos de precipitación, evapotranspiración y humedad del suelo, el suelo se represente mediante al menos dos compartimentos o volúmenes de control: uno superficial sujeto a la influencia directa de la vegetación y otro subsuperficial que regule la disponibilidad de agua para la misma.

La evapotranspiración anual media estimada en el Llano de los Juanes en una superficie de una 1 hectárea alrededor de la torre de correlación de remolinos es 315.0 mm con un error estándar de 4.3 mm. El valor está muy próximo al medido para el año 2003/2004 y solo lo sobrestima en un 8%.

6.2. Control de la escorrentía en laderas

Diversos aljibes distribuidos por Sierra de Gádor (tabla 6.4.) han sido dotados con sondas de nivel (modelo WL400, Global Water Inc., EEUU). Conocer las variaciones de nivel de agua en los aljibes como respuesta a los eventos de precipitación, permite estimar la escorrentía superficial a escala de ladera. Esta información proporciona una referencia válida para evaluar la importancia relativa de la escorrentía superficial sobre la infiltración profunda. La precipitación en dichas laderas también se controla mediante pluviómetros normalizados. Los datos de escorrentía y precipitación anual en los aljibes de ‘La Chanata’, ‘Era Vicario’ y ‘El Calabrial’ han sido proporcionados por Elisabeth Frot y Bas van Wesemael (Departamento de Geología y Geografía, Université Catholique de Louvain, Bélgica). La ladera del aljibe ubicado en las proximidades del Llano de los Juanes fue instrumentada durante un periodo limitado con sensores de humedad del suelo SBIB colocados en un gradiente altitudinal y dos profundidades (6 y 25 cm).

Tabla 6.4. Localización y principales características de los aljibes instrumentados para el control de la escorrentía en laderas.

Aljibe	XUTM; YUTM	Altitud (m)	Cuenca vertiente (ha)	Área planta (m ²)	Altura aliviadero (m)
El Calabrial	524878; 4084600	1350	2.52	37.68	1.88
Era Vicario	526384; 4087523	1408	0.47	21.15	1.78
La Chanata	527544; 4085608	1436	7.84	66.86	2.10
Llano de los Juanes	522439; 4087223	1600	0.91	22.31	2.20

En la tabla 6.5. se muestran los totales anuales de precipitación y de escorrentía superficial medidos en tres de los aljibes descritos. Como se observa, los valores del coeficiente de escorrentía superficial son extremadamente bajos. El máximo valor de

escorrentía superficial se registró en el año 2000-2001. El aljibe de ‘Era Vicario’ es el más productivo en términos de generación y captación de escorrentía, seguido de ‘El Calabrial’ y ‘La Chanata’. La superficie de captación de estos aljibes aumenta en este orden disminuyendo la conectividad hidrológica debido a la importancia de los procesos de redistribución lateral de agua entre superficies vegetadas y no vegetadas, estas últimas con o sin fragmentos rocosos. La litología también ejerce un papel importante en la generación de escorrentía. La cuenca vertiente del aljibe de ‘Era Vicario’ está desarrollada sobre calcarenitas poco fracturadas mientras que en las cuencas vertientes de ‘La Chanata’ y ‘El Calabrial’ predominan dolomías y calizas si bien en ‘El Calabrial’ existe una contribución igualmente importante de calcoesquistos que favorecen la escorrentía.

Tabla 6.5. Variación interanual de la precipitación (mm/año) y del coeficiente de escorrentía anual (%) en diversos aljibes de Sierra de Gádor.

Año hidrológico	Chanata – Era Vicario			El Calabrial	
	Precipitación mm	Coeficiente Escorrentía, %		Precipitación mm	Coeficiente Escorrentía, %
		La Chanata	Era Vicario		
1999 - 2000	429.2	0.14	6.56	398.0	1.11
2000 - 2001	448.6	0.49	17.76	439.4	6.56
2001 - 2002	419.0	0.03	4.44	378.2	0.04
2002 - 2003	383.2	0.07	4.79	417.8	1.24
2003 - 2004	678.4	---	16.73	716.2	4.82
Media	471.7	0.18	10.05	469.9	2.53

Se detallan en el anexo 7 algunas características de los principales eventos de precipitación registrados en el Llano de los Juanes desde el 1 de septiembre de 2003 hasta el 15 de marzo de 2005. Igualmente se muestran los coeficientes de escorrentía por evento y el valor máximo instantáneo registrado en cada evento. En la figura 6.6. se representa la variación del nivel de agua registrado en el interior del aljibe, la precipitación diaria y el contenido volumétrico de agua en el suelo. Durante el año hidrológico 2003-2004, solo un 20.5% de los eventos generaron escorrentía acumulándose un total de 5.84 mm, lo que representa un 1.14% de la precipitación anual (tabla 6.6.) y evidencia la escasa importancia que tiene la escorrentía superficial en el cómputo del balance hídrico anual.

Tabla 6.6. Resumen de número de eventos generadores de escorrentía y valores del coeficiente de escorrentía para el año hidrológico 2003-2004 en la ladera instrumentada del Llano de los Juanes.

Año hidrológico	Eventos				Coeficiente Escorrentía, %	
	Total	CE, 0 – 1 %	CE, 1 – 5 %	CE, 1 – 10 %	Anual	Máximo por evento
2003 - 2004	83	12	4	1	1.14	6.28

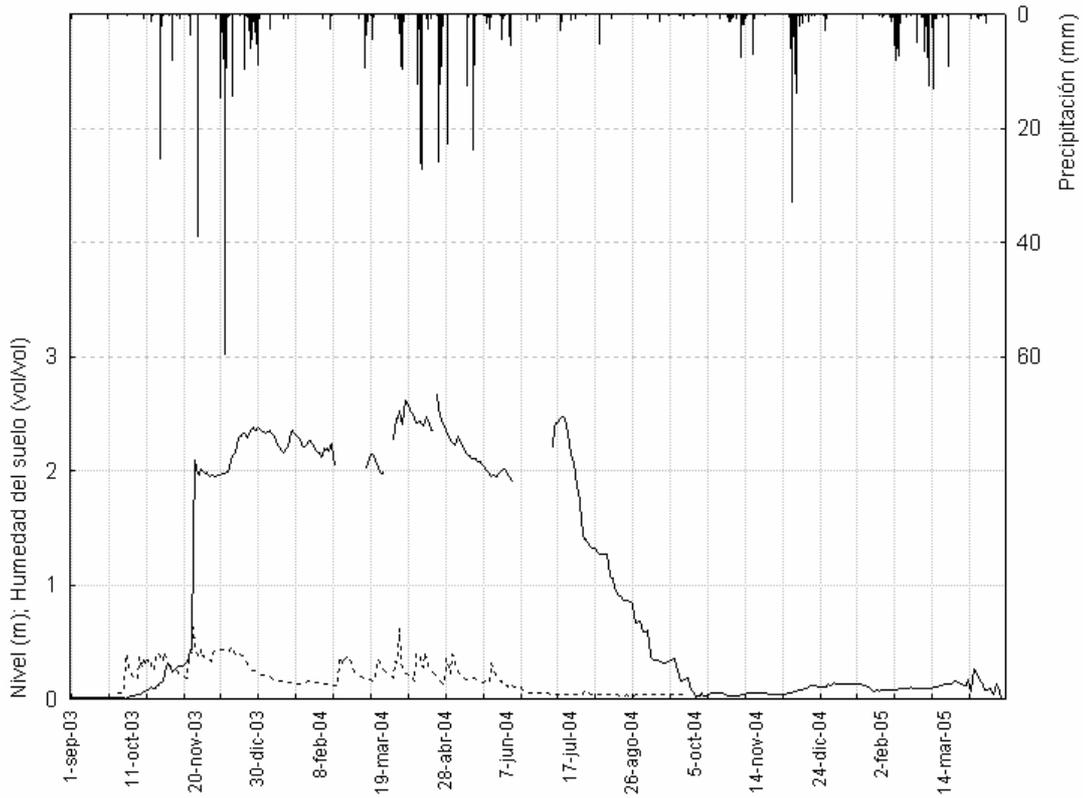


Figura 6.6. Evolución de la humedad del suelo (línea discontinua) y del nivel de agua del aljibe (línea continua) en el Llano de los Juanes. La precipitación durante el periodo de registro se representa con barras.

Capítulo VII

7. Conclusiones

Respecto del objetivo general.

Desarrollar una herramienta metodológica de coste moderado para la evaluación espacialmente distribuida del balance de agua anual en regiones montañosas semiáridas de clima mediterráneo de mediana extensión (500-5000 km²).

“La densidad de vegetación constituye una información valiosa para el análisis espacial y la cuantificación del balance hídrico anual en regiones montañosas semiáridas. En áreas severamente degradadas, la observación de la densidad de vegetación ha de complementarse con información sobre la capacidad de retención hídrica de los suelos.”

El análisis espacial de las anomalías de la densidad de vegetación respecto dos condiciones de referencia de balance hídrico conocidas (“suelo desnudo” y “vegetación en equilibrio hidrológico”) proporciona una aproximación robusta para la evaluación espacialmente distribuida del balance hídrico anual. En regiones que han sufrido una degradación severa de la cubierta vegetal, como es el caso de Sierra de Gádor, el modelo exige caracterizar el balance hídrico en las condiciones de referencia considerando la capacidad limitada del suelo para almacenar el agua disponible. Las principales asunciones del modelo (linealidad entre el índice de área foliar y evapotranspiración e hipótesis de Specht) han sido verificadas en la región de estudio con datos simulados y experimentales. El modelo ha sido aplicado en Sierra de Gádor con relativo éxito. La metodología, de coste moderado, es extrapolable a otras regiones mediterráneas con clima semiárido y moderadamente extensas (500-5000 km²).

Respecto de los objetivos específicos.

1. *Evaluar con datos simulados y experimentales, la hipótesis formulada por Specht (1972) sobre la estrategia de uso del agua adoptada por la vegetación de ecosistemas semiáridos.*

“El patrón estacional de evapotranspiración predicho por la hipótesis de Specht ha sido verificado en dos especies típicas del mediterráneo semiárido (*Stipa tenacissima* y *Retama sphaerocarpa*). La estructura y nivel de complejidad del modelo de balance propuesto por Specht es apropiado para el cálculo del balance hídrico anual.”

La estructura y nivel de complejidad del modelo de balance hídrico de Specht (1972) son apropiados para el cálculo del balance hídrico anual. Los resultados derivados de su aplicación considerando una serie histórica de datos mensuales, muestran que el patrón interanual de evapotranspiración es comparable con el obtenido utilizando una versión modificada del modelo de Milly (1994) ejecutada a escala diaria. Sin embargo, las desviaciones entre los patrones temporales predichos por ambos modelos se incrementan al disminuir la capacidad de retención hídrica de los suelos ya que en el modelo de Milly las posibilidades de generación de escorrentía por saturación del suelo son mayores.

2. Estudiar la distribución espacial del balance de agua bajo tres escenarios de precipitación contrastados: año promedio, año húmedo y año seco.

“Para un año de precipitación medio, la evapotranspiración en Sierra de Gádor representa un 70% de la precipitación anual. El 30% restante corresponde a percolación profunda. En años secos, la evapotranspiración se reduce en un 18% y se incrementa en un 13% en años húmedos. El patrón espacial de evapotranspiración es coherente con las clases y usos del suelo descritas en Sierra de Gádor.”

En un año promedio de precipitación, la evapotranspiración en Sierra de Gádor representa alrededor de un 70% de la precipitación anual, valor inferior a los predichos por ecuaciones empíricas basadas en la curva de Budyko pero próximos a los resultados de Vanderlinden et al. (2005b) para la región de Andalucía. Por otro lado, las bajas tasas de escorrentía superficial encontradas a diferentes escalas espaciales (puntual y de ladera) permiten concluir que casi la totalidad de la fracción no evapotranspirada de la precipitación, un 30%, debe corresponder a percolación profunda.

El patrón espacial de evapotranspiración estimado con el modelo es coherente con las clases de usos y coberturas del suelo existentes en Sierra de Gádor. Los valores más bajos corresponden a cultivos herbáceos y leñosos en secano y los mayores valores a cítricos en regadío. Entre estos valores extremos, existe un gradiente de variación función de la cobertura vegetal y de aportaciones adicionales de agua de riego

Para un periodo de precipitación seco, el modelo predice una reducción de la evapotranspiración y de la escorrentía total de un 18% y un 27% respectivamente. En un año húmedo, el aumento predicho para la evapotranspiración y escorrentía total es del 13% y del 36%, respectivamente. Los cambios de evapotranspiración y escorrentía referidos presentan una relación no lineal con los cambios de precipitación simulados. A la vista de estos resultados, la mayor contribución a la recarga de los acuíferos conectados con Sierra de Gádor se produce durante los años húmedos.

3. Calcular la incertidumbre en la estimación de la evapotranspiración mediante un análisis de cálculo y propagación de errores.

“El error máximo promedio asociado al cálculo de la evapotranspiración en Sierra de Gádor se ha estimado en un 28%.”

La metodología empleada para el cálculo de la incertidumbre predice valores máximos asumiendo que los errores asociados a cada uno de los parámetros son aditivos en el mismo sentido. De esta forma, el error máximo promedio para el conjunto de la Sierra de Gádor se ha estimado en un 28%. Este valor puede incrementarse hasta un 35% en áreas con mayores índices de aridez si bien la superficie ocupada por estas zonas no representa más del 2% del área total de estudio. Estos valores altos en el error están asociados a la mayor sensibilidad que estas zonas presentan frente a variaciones del valor del coeficiente evaporativo.

4. Desarrollar un análisis de sensibilidad que evalúe el impacto de las variables del modelo en los resultados finales.

“La aplicación del modelo exige que se preste mayor atención a la caracterización del NDVI medio anual y a la correcta definición del NDVI en el límite superior”.

5. Realizar un ejercicio exploratorio de verificación en un área representativa de la plataforma culminante de la sierra y para el cual se dispondrá de medidas directas de evapotranspiración, datos experimentales de tasas de infiltración y valores del coeficiente de escorrentía anual en laderas.

“El valor de evapotranspiración anual estimado en el Llano de los Juanes se aproxima al valor medido en un año promedio de precipitación. De la fracción no evapotranspirada de la precipitación, la percolación profunda domina sobre la escorrentía superficial.”

El valor de evapotranspiración calculado por el modelo para un año medio de precipitación (2003-2004) en el Llano de los Juanes sobreestima en un 8% el valor medido con la técnica de correlación de remolinos. Las experiencias desarrolladas para la estimación de la escorrentía a escala puntual (simulaciones de lluvia) y de ladera (seguimiento de la lámina de agua escurrida en aljibes ganaderos) revelan la escasa importancia de la escorrentía superficial frente a la infiltración. Estos resultados subrayan la importancia que puede llegar a tener la recarga difusa en el balance hídrico de esta región tal y como corroboran estudios isotópicos previos (Vallejos et al., 1997).

Capítulo VIII

8. Recomendaciones y futuras líneas de investigación

Aunque los resultados de esta tesis son prometedores en cuanto a la aplicación del modelo propuesto para la estimación del balance hídrico a escala regional, existen aspectos que deben ser reforzados. Las principales líneas de investigación que deberían abordarse en el futuro son:

1) Evaluar la capacidad predictiva del modelo. Sería aconsejable aplicar el modelo en regiones semiáridas con mayor disponibilidad de datos y que posibiliten verificar las estimaciones de evapotranspiración y escorrentía total a escala de cuenca y regional. Las medidas directas de evapotranspiración calculadas con sistemas de correlación de remolinos han de complementarse, en la medida de lo posible, con datos foronómicos de estaciones de aforo.

2) Mejorar la capacidad predictiva del modelo. Dentro de esta línea, se integrarían diferentes ejercicios para comprender mejor los procesos hidrológicos a diferentes escalas espaciales y temporales y cuantificar el balance hídrico en regiones no instrumentadas. Resulta de especial interés:

2.1. Evaluar la resolución espacial óptima del modelo mediante el empleo de imágenes de satélite y capas temáticas con diversos grados de detalle.

2.2. Incrementar la resolución temporal con el objetivo de caracterizar la variabilidad estacional de las principales componentes del balance hídrico. La adopción de una resolución temporal más detallada requeriría representar los procesos de redistribución lateral de flujos y acoplar un modelo dinámico de vegetación que simule la asimilación de CO₂ por parte de la vegetación.

Es mi intención iniciar a corto plazo un trabajo encaminado a seleccionar cuencas piloto de mediano y gran tamaño y recopilar la información espacial y de datos que las caractericen (modelos digitales de elevaciones, series temporales de NDVI, series largas de precipitación y temperatura mensual). La existencia de datos foronómicos en estas cuencas permitirá verificar con mayor precisión los resultados que se deriven de la aplicación del modelo. De forma paralela, abordaré en breve la codificación de un modelo acoplado de balance hídrico y de dinámica de vegetación que permita evaluar el balance hídrico a resoluciones temporales más detalladas (diaria-mensual-estacional).

Bibliografía

- Alexandersson, H. 1986. A homogeneity test applied to precipitation data. *Journal of Climatology*, 6: 661-675.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, K., Smith, M. 1998. Crop evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements. Report n° 56. FAO, Roma. 300 pp.
- Amthor, J.S., Baldocchi, D.D. 2001. Terrestrial higher plant respiration and net primary production. En J. Roy, B. Saugier, H.A. Mooney (eds.) *Terrestrial global productivity*, 33-59. Academic Press, San Diego, California.
- Anbazzhagan, S., Ramasamy, S.M. 2002. Remote sensing based artificial recharge studies - a case study from Precambrian terrain, India. En P.J. Dillon (ed.) *Management of aquifer recharge*. Proceedings of the 4th International Symposium on artificial recharge of groundwater ISAR-4, 553-556. A.A. Balkema Publishers, Lisse, The Netherlands.
- Arora, V.K. 2002a. Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Reviews of Geophysics*, 40(2), 1006, doi:10.1029/2001RG000103.
- Arora, V.K. 2002b. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology*, 265: 164-177.
- Asner, G.P. 1998. Biophysical and biochemical sources of variability in canopy reflectance. *Remote Sensing of Environment*, 64(3): 234-253. Erratum, 1998, 65 (2): 225-226.
- Asner, G.P., Scurlock, J.M.O., Hicke, J.A. 2003. Global synthesis of leaf area index observations: implications for ecological and remote sensing studies. *Global Ecology and Biogeography*, 12: 191-205.
- Atkinson, S.E., Woods, R.A., Sivapalan, M. 2002. Climate and landscape controls on water balance model complexity over changing timescales. *Water Resources Research*, 38(12), 1314, doi:10.1029/2002WR001487.
- Bannari, A., Morin, D., Bonn, F., Huete, A.R. 1995. A review of vegetation indices. *Remote Sensing Reviews*, 13: 95-120.
- Bari, M.A., Smettem, K.R.J., Sivapalan, M. 2005. Understanding changes in annual runoff following land use changes: a systematic data-based approach. *Hydrological Processes*, 19: 2463-2479.
- Bausch, W.C. 1993. Soil background effects on reflectance-based crop coefficients for corn. *Remote Sensing of Environment*, 36: 213-222.
- Berger, K.P., Entekhabi, D. 2001. Basin hydrologic response relations to distributed physiographic descriptors and climate. *Journal of Hydrology*, 247: 169-182.
- Bergkamp, G. 1998. A hierarchical view of the interactions of runoff and infiltration with vegetation and microtopography in semiarid shrublands. *Catena*, 33: 201-220.
- Best, A., Zhang, L., McMahon, T.A., Western, A.W., Vertessy, R. 2006. A critical review of paired catchment studies with reference to seasonal flows and climatic variability. *Technical Report 11/03*. Murray-Darling Basin Commission, Australia.
- Boer, M.M. 1999. Assessment of dryland degradation: linking theory and practice through site water balance modelling. PhD dissertation. Department of Physical Geography, Utrecht University, The Netherlands.

- Boer, M.M., Puigdefabregas, J. 2003. Predicting potential vegetation index values as a reference for the assesment and monitoring of dryland condition. *International Journal of Remote Sensing*, 24: 1135-1141.
- Boer, M.M., Puigdefabregas, J. 2005. Assessment of dryland condition using spatial anomalies of vegetation index values. *International Journal of Remote Sensing*, 26: 4045-4065.
- Bosch, J.M., Hewlett, J.D. 1982. A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology*, 55: 3-23.
- Bouchet, R.J. 1963. Evapotranspiration réelle et evapotranspiration potentielle, signification climatique. IASH Publ. n° 62, 134-142. Berkeley.
- Bradford, A., Zhang, L., Hairsine, P. 2001. Implementation of a mean annual water balance model within a GIS framework and application to the Murray-Darling Basin. Technical Report 01/8, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology. Canberra, ACT.
- Brown, A.E., Zhang, L., McMahon, T.A., Western, A.W., Vertessy, R. 2005. A review of paired catchment studies for determining changes in water yield resulting from alterations in vegetation. *Journal of Hydrology*, 310: 28-61.
- Brutsaert, W., Stricker, H. 1979. An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resources Research*, 15: 443-450.
- Budyko, M.I. 1958. *The heat balance of the Earth's surface*. US Dept. of Commerce, Washington, D.C. 259 pp.
- Budyko, M.I. 1974. *Climate and life*. Academic Press, Orlando, Florida.
- Capel Molina, J.J. 1986. *El clima de la provincia de Almería*. M.P. y Caja de Ahorros de Almería, Almería. 262 pp.
- Capel Molina, J.J. 1995. Introducción científica al clima de la región suroriental de la Península Ibérica. Trabajo de Investigación inédito. Universidad de Almería. 305 pp.
- Caraux-Garson, D., Lacaze, B. 2003. Monitoring Leaf Area Index of Mediterranean oak woodlands: comparison of remotely-sensed estimates with simulations from an ecological process-based model. *International Journal of Remote Sensing*, 24: 3441-3456.
- Cerdá, A. 1997. Seasonal changes on the infiltration rates in a Mediterranean scrubland on limestone. *Journal of Hydrology*, 198: 209-225.
- Cerdá, A. 1998. Relationships between climate and soil hydrological and erosional characteristics along climatic gradients in Mediterranean limestones areas. *Geomorphology*, 25: 123-134.
- Cerdá, A. 1998. The influence of geomorphological position and vegetation cover on the erosional and hydrological processes on a Mediterranean hillslope. *Hydrological Processes*, 12: 661-671.
- Chavez, P.S. 1989. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper multispectral images. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 55: 1285-1294.
- Chica Olmo, M. 1981. Aplicaciones de la geoestadística a la hidrogeología. Tesis de licenciatura. Universidad de Granada.
- Choudhury, B.J. 1987. Relationships between vegetation indices, radiation absorption, and net photosynthesis evaluated by a sensitivity analysis. *Remote Sensing of Environment*, 22: 209-233.
- Choudhury, B.J. 1999. Evaluation of an empirical equation for annual evaporation using field observations and results from a biophysical model. *Journal of Hydrology*, 216: 99-110.

- Choudhury, B.J., Ahmed, N.U., Idso, S.B., Reginato, R.J., Daughtry, C.S.T. 1994. Relationships between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote Sensing of Environment*, 50: 1-17.
- Contreras, S. 2002. Los regadíos intensivos del Campo de Dalías. En J. Martínez Fernández y M.A. Esteve Selma (eds.) *Agua, regadío y sostenibilidad en el Sudeste ibérico*, 151-192. Bakeaz, Bilbao.
- Contreras, S. 2003. *Evaluación de la distribución espacial del drenaje en la sierra de Gádor (Almería)*. Tesis de 3er ciclo. Dept. de Hidrogeología y Química Analítica, Universidad de Almería. 85 pp.
- Contreras, S., Boer, M.M., Domingo, F., Puigdefábregas, J., Lázaro, R., Gonima, L. 2004. Development of an ecohydrological modelling framework for the identification of potential groundwater recharge zones in semiarid Mediterranean landscapes: preliminary results. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 6, 04459.
- Contreras, S., Sivapalan, M., Boer, M.M. 2005a. Predicting inter-annual variability of runoff from Mediterranean catchments: a top-down approach. Comunicación y poster presentado en *VIIIth IAHS Scientific Assembly*. Foz do Iguazu (Brasil), 3-9 abril.
- Contreras, S., Boer, M.M., Domingo, F., Puigdefábregas, J., Lázaro, R. 2005b. Desarrollo y aplicación de una aproximación descendente para la estimación local del drenaje anual medio en Sierra de Gádor (Almería). En J.A. López-Geta, J.C. Rubio, M.I. Martín-Machuca *VI Simposio del Agua en Andalucía*. Tomo I, 377-388. IGME, Madrid.
- Cosandey, C., Andréassian, V., Martin, C., Didon-Lescot, J.F., Lavabre, J., Folton, N., Mathys, N., Richard, D. 2005. The hydrological impact of the mediterranean forest: a review of French research. *Journal of Hydrology*, 301: 235-249.
- deVries, J.J., Simmers, I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10: 5-17.
- di Castri, F., Goodall, D.W., Specht, R.L. (ed). 1981. *Ecosystems of the World 11. Mediterranean-type shrublands*. Elsevier, Amsterdam.
- Dingman, S.L. 2002. *Physical hydrology*. Prentice Hall, New Jersey.
- Domingo, F., Puigdefabregas, J., Moro, M.J., Bellot, J. 1994. Role of vegetation cover in the biogeochemical balances of a small afforested catchment in southeastern Spain. *Journal of Hydrology*, 159: 275-289.
- Domingo, F., Villagarcía, L., Boer, M.M., Alados-Arboledas, L., Puigdefabregas, J. 2001. Evaluating the long-term water balance of arid stream bed vegetation using evapotranspiration modelling and hillslope runoff measurements. *Journal of Hydrology*, 243: 17-30.
- Domingo, F., Villagarcía, L., Brenner, A.J., Puigdefabregas, J. 1999. Evapotranspiration model for semi-arid shrub-lands tested against data from SE Spain. *Agricultural and Forest Meteorology*, 95: 67-84.
- Dooge, J.C.I., Bruen, M., Parmentier, B. 1999. A simple model for estimating the sensitivity of runoff to long-term changes in precipitation without a change in vegetation. *Advances in Water Resources*, 23: 153-163.
- Dwyer, J. (coord.). 2000. The environmental impacts of irrigation in the European Union. Technical report, Institute for European Environmental Policy y Environment Directorate of the European Commission, London. 138 pp.
- Eagleson, P.S. 1978a-g. Climate, soil, and vegetation. *Water Resources Research*, 14(5): 705-775.

- Eagleson, P.S. 1978d. Climate, soil, and vegetation. 4. The expected value of annual evapotranspiration. *Water Resources Research*, 14(5): 731-739.
- Eagleson, P.S. 1982. Ecological optimality in water-limited natural soil-vegetation systems. 1. Theory and Hypothesis. *Water Resources Research*, 18: 325-340.
- Eagleson, P.S. 2002. *Ecohydrology: Darwinian expression of forest form and function*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Eagleson, P.S., Tellers, T.E. 1982. Ecological optimality in water-limited natural soil-vegetation systems. 2. Tests and Applications. *Water Resources Research*, 18: 341-354.
- Easterling, D.R., Peterson, T.C. 1995. A new method for detecting and adjusting for undocumented discontinuities in climatological time series. *International Journal of Climatology*, 15: 369-377.
- Ellis, T.W., Hatton, T.J., Nuberg, I. 2005. An ecological optimality approach for predicting deep drainage from tree belts of alley farms in water-limited environments. *Agricultural Water Management*, 75: 92-116.
- FAO. 1998. Base referencial mundial del recurso suelo. *Informe técnico 84*. FAO, Roma. 98 pp.
- Farmer, D.L., Sivapalan, M., Jothityangkoon, C. 2003. Climate, soil and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semiarid landscapes: downward approach to water balance analysis. *Water Resources Research*, 38(2), 1035, doi: 10.1029/2001WR000328.
- Fennessey, N.M., Kirshen, P.H. 1994. Evaporation and evapotranspiration under climate change in New England. *ASCE Journal of Water Resources Planning and Management*, 120: 48-69.
- Fennessey, N.M., Vogel, R.M. 1996. Regional models of potential evaporation and reference evapotranspiration for the northeast USA. *Journal of Hydrology*, 184: 337-354.
- Fernández Gálvez, J. 2003. Dinámica del agua en suelos con gravas. Memoria de Tesis Doctoral, Estación Experimental del Zaidín -CSIC-, Granada.
- Fernandez, W., Vogel, R.M., Sankarasubramanian, A. 2000. Regional calibration of a watershed model. *Hydrological Sciences Journal*, 45: 689-707.
- Finch, J.W. 1998. Estimating direct groundwater recharge using a simple water balance model - sensitivity to land surface parameters. *Journal of Hydrology*, 211: 112-125.
- Frot, E., Van Wesemael, B., Vandenschrick, G., Souchez, R., Solé-Benet, A. 2006. Origin and type of rainfall for recharge of a karstic aquifer in the western Mediterranean: a case study from the Sierra de Gádor-Campo de Dalías (south-east Spain). *Hydrological Processes*, en prensa.
- Fu, B.P. 1981. On the calculation of evaporation from land surface. *Scientia Atmospherica Sinica*, 5: 23-31 (en chino).
- Gamon, J.A., Field, C.B., Roberts, D.A., Ustin S.L., Valentini, R. 1993. Functional patterns in an annual grassland during and AVIRIS overflight. *Remote Sensing of Environment*, 44 (2-3): 239-253.
- García-Haro, F.J., Gilabert, M.A., Meliá, J. 1996. Linear spectral mixture modelling to estimate vegetation amount from optical data. *International Journal of Remote Sensing*, 17, 3373-3400.
- Gates, D.M., 1980. *Biophysical ecology*. Springer-Verlag, New York.
- Gavilán, P., Tornero, S., Lorite, I.J., Berengena, J. 2005. Precisión de la ecuación de Hargreaves en el sur de España. En J.A. López-Geta, J.C. Rubio, M.I. Martín-Machuca (eds.) *VI Simposio del Agua en Andalucía*. Tomo I, 227-236. IGME, Madrid.

- Gerten, D., Schaphoff, S., Haberlandt, U., Lucht, W., Sitch, S. 2004. Terrestrial vegetation and water balance-hydrological evaluation of a dynamic global vegetation model. *Journal of Hydrology*, 286: 249-270.
- Gilabert, M.A., González-Piqueras, J., García-Haro, F.J., Meliá, J. 2002. A generalized soil-adjusted vegetation index. *Remote Sensing of Environment*, 82: 303-310.
- Gillies, R.R., Carlson, T.N. 1995. Thermal remote sensing of surface soil water content with partial vegetation cover for incorporation into climate models. *Journal of Applied Meteorology*, 34(4): 745-756.
- Gisbert, J., Pulido-Bosch, A., Vallejos, A., Martín Rosales, W., Molina-García, J.M., Fructuoso, M. 2005. Estimación de la recarga en clima semiárido. El caso del borde meridional de la Sierra de Gádor. En J.A. López-Geta, J.C. Rubio, M.I. Martín-Machuca (eds.) *VI Simposio del Agua en Andalucía*. Tomo I, 301-312. IGME, Madrid.
- Gómez Cruz, D. 1992. *Atlas histórico-forestal de Andalucía*. Siglo XVIII. Universidad de Granada y Agencia de Medio Ambiente, Granada. 71 pp.
- Gómez-Plaza, A., Alvarez-Rogel, J., Albaladejo, J., Castillo, V.M.. 2000. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. *Hydrological Processes*, 14: 1261-1277.
- Gómez-Plaza, A., Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., Castillo, V.M. 2001. Factors regulating spatial distribution of soil water content in small semiarid catchments. *Journal of Hydrology*, 253: 211-226.
- Gónima, L. 1999. Importance de la correction atmosphérique des images de satellite utilisées pour des études de l'environnement tropical. *Bulletin de la Société Française de Photogrammetrie et Télédétection*, 156: 20-25.
- Gónima, L., Alados, L. 2003. Cálculo de la reflectancia a partir de datos de satélite: versión alternativa. En F. García García, J.L. Berné Valero (eds.) *III Asamblea Hispano - Lusa de Geodesia y Geofísica*. Universidad Politécnica de Valencia, Valencia.
- González Asensio, A., Domínguez Prats, P., Franqueza Montes, P.A. 2003. Sistema costero de Sierra de Gádor. Observaciones sobre su funcionamiento y relaciones con los ríos Adra y Andarax, y con el mar. *Tecnología de la Intrusión de agua de mar en Acuíferos Costeros: países mediterráneos, TIAC'03*. Vol. I., 423-432. IGME, Madrid.
- Goovaerts, P. 2000. Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *Journal of Hydrology*, 228: 113-129.
- Greenwood, E.A.N., Klein, L., Beresford, J.D., Watson, G.D. 1985. Differences in annual evaporation between grazed pasture and Eucalyptus species in plantations on a saline farm catchment. *Journal of Hydrology*, 78: 261-278.
- Grier, C.C., Running, S.W. 1977. Leaf area of mature northwestern coniferous forests: relation to site water balance. *Ecology*, 58: 893-899.
- Grote, R., Suckow, F. 1998. Integrating dynamic morphological properties into forest growth modelling, I. Effects on water balance and gas exchange. *Forest Ecology and Management*, 112: 101-119.
- Güntner, A., Bronstert, A. 2004. Representation of landscape variability and lateral redistribution processes for large-scale hydrological modelling in semi-arid areas. *Journal of Hydrology*, 297: 136-161.
- Haase, P., Pugnaire, F., Fernandez, M., Puigdefabregas, J., Clark, S., Incoll, L. 1996. Investigation of rooting depth in the semi-arid shrub *Retama sphaerocarpa* (L.) Boiss. by labelling of ground water with a chemical tracer. *Journal of Hydrology*, 170: 23-31.

- Hargreaves, G.H. 1994. Defining and using reference evapotranspiration. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120: 1132-1139.
- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A. 1982. Estimating potential evapotranspiration. *ASCE Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 108: 225-230.
- Hatton, T.J., Reece, P., Taylor, P., McEwan, K. 1998. Does leaf water efficiency vary among eucalypts in water-limited environments?. *Tree Physiology*, 18: 529-536.
- Hatton, T.J., Salvucci, G.D., Wu, H.I. 1997. Eagleson's optimality theory of an ecohydrological equilibrium: quo vadis?. *Functional Ecology*, 11: 665-674.
- Hatton, T.J., Wu, H.I. 1995. Scaling theory to extrapolate individual tree water use to stand water use. *Hydrological Processes*, 9: 527-540.
- Haxeltine, H., Prentice, I.C., Creswell, I.D. 1996. A coupled carbon and water flux model to predict vegetation structure. *Journal of Vegetation Science*, 7: 651-666.
- Hendricks, J.M.H., Walker, G.R. 1997. Recharge from precipitation. En I. Simmers (ed.) *Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas*, 19-111. Balkema, Rotterdam.
- Hevesi, J.A., Istok, J.D., Flint, A.L. 1992. Precipitation estimation in mountainous terrain using multivariate geostatistics. Part I: structural analysis. *Journal of Applied Meteorology*, 31: 661-676.
- Hickel, K., Zhang, L. 2003. The impact of rainfall seasonality on mean annual water balance in catchments with different land cover. Technical Report 03/11, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Canberra, ACT.
- Hobbins, M.T., Ramírez, J.A., Brown, T.C., Claessens, L.H.J.M. 2001. The complementary relationship in estimation of regional evapotranspiration: the Complementary Relationship Areal Evapotranspiration and Advection-Aridity models. *Water Resources Research*, 37: 1367-1387.
- Hoff, C., Rambal, S. 2003. An examination of the interaction between climate, soil and leaf area index in a *Quercus ilex* ecosystem. *Annals of Forest Science.*, 60: 153-161.
- Hoff, C., Rambal, S., Joffre, R. 2002. Simulating carbon and water flows and growth in a Mediterranean evergreen *Quercus ilex* coppice using the FOREST-BGC model. *Forest Ecology and Management*, 164: 121-136.
- Hsuen-Chun, Y. 1988. A composite method for estimate annual actual evapotranspiration. *Hydrological Sciences Journal*, 33: 345-356.
- Huete, A.R. 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI). *Remote Sensing of Environment*, 25: 295-309.
- Huete, A.R. 2004. Remote sensing of soils and soil processes. En S. Ustin (ed.) *Remote Sensing for Natural Resources Management and Environmental Monitoring: Manual of Remote Sensing*, Vol. 4, 3-52. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, John Wiley and Sons, New York, USA.
- Huete, A.R., Jackson, R.D. 1987. Suitability of spectral vegetation indices for evaluating vegetation characteristics on arid rangelands. *Remote Sensing of Environment*, 23: 295-309.
- Hughes, D.A. 1995. Monthly rainfall-runoff models applied to arid and semiarid catchment for water resource estimation purposes. *Hydrological Sciences Journal*, 40(6): 751-770.
- Imeson, A.C., Prinsen, H.A.M. 2004. Vegetation patterns as biological indicators for identifying runoff and sediment source and sink areas for semi-arid landscapes in Spain. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, 104: 333-342.

- Jacobson, M.B., Stoner, W.A., Richards, S.P. 1981. Models of plant and soil processes. En P.C. Miller (ed.) *Resource use by chaparral and matorral. A comparison of vegetation function in two Mediterranean-type ecosystems*, 369-407. Springer-Verlag, New York.
- Jarvis, P.G. 1976. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series B*, 273: 593-610.
- Joffre, R., Rambal, S. 2002. Mediterranean ecosystems. En *Encyclopedia of life sciences*. Macmillan Publishers Ltd., Nature Publishing Group. www.els.net
- Jothityangkoon, C., Sivapalan, M., Farmer, D.L. 2001. Process controls of water balance variability in a large semi-arid catchment: downward approach to hydrological modeling. *Journal of Hydrology*, 254: 174-198.
- Junta de Andalucía. 1999. Usos y coberturas vegetales del suelo. CD-Rom.
- Junta de Andalucía. 2004. Ortofotografía digital de Andalucía. Provincia de Almería. DVD-Rom.
- Kergoat, L. 1998. A model for hydrological equilibrium of leaf area index on a global scale. *Journal of Hydrology*, 212-213: 268-286.
- Kergoat, L., Lafont, S., Douville, H., Berthelot, B., Dedieu, G., Planton, S., Royer, J.F. 2002. Impact of doubled CO₂ on global-scale leaf area index and evapotranspiration: conflicting stomatal conductance and LAI responses. *Journal of Geophysical Research*, 107(D24), 4808, doi: 10.1029/2001JD001245.
- Kerkhoff, A.J., Martens, S.N., Milne, B.T. 2004. An ecological evaluation of Eagleson's optimality hypothesis. *Functional Ecology*, 18: 404-413.
- Klausmeier, C.A. 1999. Regular and irregular patterns in semiarid vegetation. *Science*, 284: 1826-1828.
- Koenker, R. y Hallock, K.F. 2001. Quantile regression. *Journal of Economic Perspectives*, Vol. 15(4): 143-156.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., Schmugge, T.J., Anderson, M.C. 2000. Mapping surface energy fluxes with radiometric temperature. En D.A. Quattrochi y J.C. Luvall (eds) *Thermal Remote Sensing in Land Surface Processes*, 205-253. CRC Press. Boca Raton, Florida.
- Laio, F., Porporato, A., Ridolfi, L., Rodríguez-Iturbe, I. 2001. Plant in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress. II. Probabilistic soil moisture dynamics. *Advances in Water Resources*, 24: 707-723.
- Larcher, W. 1995. *Physiological plant ecology*. 3rd ed. Springer-Berlag, Berlin.
- Larcher, W. 2003. *Physiological plant ecology: ecophysiology and stress physiology of functional groups*. 4th ed. Springer-Berlag, Berlin.
- Lavabre, J., Sempere-Torres, D., Cernesson, F. 1993. Changes in the hydrological response of a small Mediterranean basin a year after a wildfire. *Journal of Hydrology*, 142: 273-299.
- Leprieur, C. 1994. Evaluation of the performance of various vegetation indices to retrieve vegetation cover from AVHRR data. *Remote Sensing Reviews*, 10: 265-284.
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I. (eds.). 1990. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge*. International Association of Hydrogeologist, Hannover, Germany.
- Lewis, M.F., Walker, G.R. 2002. Assessing the potential for significant and episodic recharge in southwestern Australia using rainfall data. *Hydrogeology Journal*, 10: 229-237.

- Li, X.Y., Contreras, S., Solé-Benet, A. 2006a. Spatial distribution of rock fragments in dolines: a case study in a semiarid Mediterranean mountain-range (Sierra de Gádor, SE Spain). *Catena*, aceptado.
- Li, X.Y., Contreras, S., Cantón, Y., Domingo, F., Solé-Benet, A., Van Wesemael, B., Puigdefábregas, J. 2006b. Influence of soil surface types on infiltration and runoff processes in a degraded montane-Mediterranean karstic landscape (Sierra de Gádor, SE Spain). En preparación.
- Linacre, E.T. 1977. Simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, 18: 409-424.
- Lu, H., Raupach, M.R., McVicar, T.R., Barrett, D.J. 2003. Decomposition of vegetation cover into woody and herbaceous components using AVHRR NDVI time series. *Remote Sensing of Environment*, 86: 1-18.
- Ludwig, J.A., Eager, R.W., Bastin, G.N., Chewings, V.H., Liedloff, A.C. 2002. A leakiness index for assessing landscape function using remote sensing. *Landscape Ecology*, 17: 157-171.
- Ludwig, J.A., Tongway, D.J. 1999. Monitoring the condition of Australian arid lands: linked plant-soil indicators. En D.H. McKenzie, D.E. Hyatt, V.J. McDonald (eds.) *Ecological indicators. Proceedings of an International Symposium*, 765-772. Chapman & Hall, London.
- Ludwig, J.A., Wilcox, B.P., Breshears, D.D., Tongway, D.J., Imeson, A.C. 2005. Vegetation patches and runoff-erosion as interacting ecohydrological processes in semiarid landscapes. *Ecology*, 86: 288-297.
- Mackay, D.S. 2001. Evaluation of hydrologic equilibrium in a mountainous watershed: incorporating forest canopy spatial adjustment to soil biogeochemical processes. *Advances in Water Resources*, 24: 1211-1227.
- Martín Rosales, W. 2002. Efectos de los diques de retención en el borde meridional de la Sierra de Gádor (Almería). Memoria de Tesis Doctoral. Depto. de Geodinámica, Universidad de Granada. 266 pp.
- McKenzie, N., Gallant, J., Gregory, L. 2003. Estimating water storage capacities in soil at catchment scales. *Technical report 03/3*, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Canberra, ACT, Australia.
- Meinzer, F.C. 2003. Functional convergence in plant responses to the environment. *Oecologia*, 134: 1-11.
- Miller, P.C. 1981. Similarities and limitations of resource utilization in Mediterranean Type Ecosystems. En P.C. Miller (ed) *Resource use by chaparral and matorral. A comparison of vegetation function in two Mediterranean type ecosystems*, Ecological Studies, 39: 369-409. Springer-Verlag, Berlin.
- Milly, P.C.D. 1994. Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resources Research*, 30: 2143-2156.
- Montaldo, N., Rondena, R., Albertson, J.D., Mancini, M. 2005. Parsimonious modeling of vegetation dynamics for ecohydrolog studies of water-limited ecosystems. *Water Resources Research*, 41, W10416, doi:10.1029/2005WR004094.
- Mooney, H.A., Arroyo, K.M.T., Bond, W.J., Canadell, J., Hobbs, R.J., Lavorel, S., Neilson, R.P. 2001. Mediterranean-climate ecosystems. En F.S. Chapin III, O.E. Sala, E. Huber-Sannwald (eds.) *Global biodiversity in a changing environment-scenarios for the 21st century*, 157-169. Springer-Verlag, New York.

- Mooney, H.A., Miller, P.C. 1985. Chaparral. En B.F. Chabot, H.A. Mooney (eds.) *Physiological ecology of North American plant communities*, 213-231. Chapman and Hall, London.
- Morton, F.I. 1983. Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology*, 66: 1-76.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V. 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology*, 318: 200-214.
- Nandakumar, N. 1993. Analysis of paired catchment data to predict the hydrological effects of land-use changes. PhD dissertation, Dept. of Civil Engineering, Monash University, Melbourne.
- Naoum, S., Tsanis, I.K. 2003. Temporal and spatial variation of annual rainfall on the island of Crete, Greece. *Hydrological Processes*, 10: 1899-1922.
- Neilson, R.P. 1995. A model for predicting continental-scale vegetation distribution and water balance. *Ecological Applications*, 5: 362-385.
- Nemani, R.R. and Running, S.W. 1989. Testing a theoretical climate-soil-leaf area hydrologic equilibrium of forests using satellite data and ecosystem simulation. *Agricultural and Forest Meteorology*, 44: 245-260.
- Nemani, R.R., Keeling, C.D., Hashimoto, H., Jolly, W.M., Piper, S.C., Tucker, C.J., Myneni, R.B., Running, S.W. 2003. Climate-driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999. *Science*, 300(5625), 1560 - 1563
- Nulsen, R.A., Bligh, K.J., Baxter, I.N., Solin, E.J., Imrie, D.H. 1986. The fate of rainfall in a mallee and heath vegetated catchment in southern Western Australia. *Australian Journal of Ecology*, 11: 361-371.
- Okin, G.S., Roberts, D.A. 2004. Remote sensing in arid regions: challenges and opportunities. En S. Ustin (ed.) *Remote Sensing for Natural Resources Management and Environmental Monitoring: Manual of Remote Sensing*, Vol. 4, 111-146. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, John Wiley and Sons, New York, USA.
- Ol'dekop, E.M. 1911. On evaporation from the surface of river basins. *Transactions on Meteorological Observations*. Lur-evskogo, Univ. of Tartu 4, Tartu, Estonia.
- Osborne, C.P., Mitchell, P.L., Sheehy, J.E., Woodward, F.I. 2000. Modelling the recent historical impacts of atmospheric CO₂ and climate change on Mediterranean vegetation. *Global Change Biology*, 6: 445-458.
- Oyonarte, C. 1992. Estudio edáfico de la Sierra de Gádor (Almería). Evaluación para usos forestales. Memoria de Tesis Doctoral, Depto. de Edafología y Química Agrícola, Universidad de Granada.
- Oyonarte, C., Escoriza, I., Delgado, R., Pinto, V., Delgado, G. 1998. Water-retention capacity in fine earth and gravel fractions of semiarid Mediterranean montane soils. *Arid Soil Research and Rehabilitation*, 12: 29-45.
- Paruelo, J.M., Lauenroth, W.K. 1995. Regional patterns of normalized difference vegetation index in North American shrublands and grasslands. *Ecology*, 76: 1888-1898.
- Paruelo, J.M., Lauenroth, W.K. 1998. Interannual variability of NDVI and its relationship to climate for North American shrublands and grasslands. *Journal of Biogeography*, 25: 721-733.
- Pérez de Perceval, M. A. 1984. *Fundidores, mineros y comerciantes. La metalurgia de Sierra de Gádor (1820-1850)*. Cajal, Almería. 219 pp.

- Peterson, T.C., Easterling, D.R., Karl, T.R., Groisman, P., Nicholls, N., Plummer, N., Torok, S., Auer, I., Boehm, R., Gullet, D., Vicent, L., Heino, R., Tuomenvirta, H., Mestre, O., Szentimrey, T., Salinger, J., Forland, E.J., Hanssen-Bauer, I., Alexandersson, H., Jones, P., Parker, D. 1998. Homogeneity adjustments of *in situ* atmospheric climate data: a review. *International Journal of Climatology*, 18: 1493-1517.
- Pettorelli, N., Vik, J.O., Mysterud, A., Gaillard, J.M., Tucker, C.J., Stenseth, N.C. 2005. Using the satellite-derived NDVI to assess ecological responses to environmental change. *Trends in Ecology and Evolution*, 20: 503-510.
- Pike, J.G. 1964. The estimation of annual runoff from meteorological data in a tropical climate. *Journal of Hydrology*, 2: 116-123.
- Pilgrim, D.H., Chapman, T.G., Doran, D.G. 1988. Problems of rainfall-runoff modeling in arid and semiarid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 33: 379-400.
- Piñol, J., Lledó, M.J., Escarré, A. 1991. Hydrological balance of two Mediterranean forested catchments (Prades, northeast Spain). *Hydrological Sciences Journal*, 36: 95-107.
- Piñol, J., Ávila, A., Escarré, A., Lledó, M.J., Rodà, F. 1992. Comparison of the hydrological characteristics of three small experimental holm oak forested catchments in NE Spain in relation to larger areas. *Vegetatio*, 99-100: 169-176.
- PNUE/PAM/PLAN BLEU. 2004. L'eau des Méditerranéens: situation et perspectives. Technical report 158. Athènes.
- Poole, D.K., Miller, P.C. 1981. The distribution of plant water stress and vegetation characteristics in Southern California chaparral. *American Midland Naturalist*, 105: 32-43.
- Potter, N.J., Zhang, L., Milly, P.C.D., McMahon, T.A., Jakeman, A.J. 2005. Effects of rainfall seasonality and soil moisture capacity on mean annual water balance for Australian catchments. *Water Resources Research*, 41, W06007, doi: 10.1029/2004WR003697.
- Puigdefábregas, J., Solé-Benet, A., Gutiérrez, L., del Barrio, G., Boer, M.M. 1999. Scales and processes of water and sediment redistribution in drylands: results from the Rambla Honda field site in Southeast Spain. *Earth-Science Reviews*, 48: 39-70.
- Puigdefábregas, J., Boer, M.M., Domingo, F., Villagarcía, L. 2001. Evaluación de la distribución espacial del drenaje y de la recarga potencial de acuíferos: experiencias en el Sudeste ibérico. En A. Pulido-Bosch, P.A. Pulido-Leboeuf, A. Vallejos (eds.) *V Simposio sobre el Agua en Andalucía*. Vol. 1., pp. 129-142. Universidad de Almería, Almería.
- Pulido Bosch, A., Martín Rosales, W., Vallejos, A., Molina, L., Navarrete, F., de Simon, E. 1983. The southern catchment area of the Sierra de Gador and its impact on the Campo de Dalías (Almería). En A. Pulido-Bosch (ed.) *Some Spanish karstic aquifers*, 59-181. Universidad de Granada, Granada.
- Pulido Bosch, A., Vallejos, A., Molina, L., Pulido Leboeuf, P. 2000. El Campo de Dalías, paradigma de uso intensivo. En *Papeles del Proyecto Aguas Subterráneas*, Serie A, nº 4. Fundación Marcelino Botín. <http://www.fundacionmbotin.com/CTAguas.htm>
- Rambal, S. 1992. *Quercus ilex* facing water stress: a functional equilibrium hypothesis. *Vegetatio*, 99-100: 147-153.
- Rambal, S. 1995. From daily transpiration to seasonal water balance: an optimal use of water?. En J. Roy, J. Aronson, F. di Castri (eds.) *Time Scales of Biological Responses to Water Constraints*, 37-51. SPB Academic Publishing, Amsterdam.
- Rambal, S. 2001. Hierarchy and productivity of Mediterranean-type ecosystems. En J. Roy, B. Saugier, H.A. Mooney (eds.) *Terrestrial global productivity*, 315-344. Academic Press, San Diego, California.

- Roberts, J. 2000. The influence of physical and physiological characteristics of vegetation on their hydrological response. *Hydrological Processes*, 14: 2885-2901.
- Rodríguez-Iturbe, I. 2000. Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36: 3-9.
- Rodríguez-Iturbe, I., D'Odorico, P., Porporato, A., Ridolfi, L. 1999. On the spatial and temporal links between vegetation, climate, and soil moisture. *Water Resources Research*, 35: 3709-3722.
- Rodríguez-Iturbe, I., Porporato, A., Laio, F., Ridolfi, L. 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: 695-705.
- Rodríguez-Iturbe, I., Porporato, A. 2004. *Ecohydrology of water-controlled ecosystems: soil moisture and plant dynamics*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Rouse, J., Hass, R.H., Schell, J.A., Deerino, D.W., Harlan, J.C. 1974. Monitoring the vernal advancement of retrogradation of natural vegetation. Final Report. Oreenbello MD, NASA/OSFC. 371 pp.
- Shaban, A., Khawlie M., Abdallah, C. 2006. Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: the case of Occidental Lebanon. *Hydrogeology Journal*, 14: 433-443.
- Sala, A., Tenhunen, J.D. 1996. Simulations of Canopo net photosynthesis and transpiration in *Quercus ilex* L. under the influence of seasonal drought. *Agricultural Forest and Meteorology*, 78: 203-222
- Salama, R.B., Tapley, I., Ishii, T., Hawkes, G. 1994. Identification of areas of recharge and discharge using Landsat-TM satellite imagery and aerial photography mapping techniques. *Journal of Hydrology*, 162: 119-141.
- Salinas Andújar, J.A. (ed.). 2001. *Acuíferos del Campo de Dalías-Sur de la Sierra de Gádor*. Colección Actas nº 39, Serie Recursos Hídricos. Instituto de Estudios Almeriense, Almería. 335 pp.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M. 2002. Annual hydroclimatology of the United States. *Water Resources Research*, 38(6), doi:10.1029/2001WR000619.
- Sankarasubramanian, A., Vogel, R.M. 2003. Hydroclimatology of the continental United States. *Geophysical Research Letters*, 30(7), 1363, doi:10.1029/2002GL015937.
- Saraf, A.K., Choudhury, P.R. 1998. Integrated remote sensing and GIS for groundwater exploration and identification of artificial recharge sites. *International Journal of Remote Sensing*, 19: 1825-1841.
- Saraf, A.K., Choudhury, P.R., Roy, B., Sarma, B., Vijay, S., Choudhury, S. 2004. GIS based surface hydrological modelling in identification of groundwater recharge zones. *International Journal of Remote Sensing*, 25: 5759-5770.
- Schreiber, P. 1904. Über die Beziehungen zwischen dem Niederschlag und der Wasserführung der Flüsse in Mitteleuropa. *Meteorol. Z.*, 21: 441-452.
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D., Bounoua, L. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs.1 Model formulation. *Journal of Climate*, 9: 676-705.
- Seyfried, M.S., Schwinning, S., Walvoord, M.A., Pockman, W.T., Newman, B.D., Jackson, R.B., Phillips, F.M. 2005. Ecohydrological control of deep drainage in arid and semiarid regions. *Ecology*, 86: 277-287.

- Shuttleworth, W.J. 1993. Evaporation. En D.R. Maidment (ed.) *Handbook of hydrology*. McGraw Hill, New York. pp. 1-53.
- Simmers, I. 1997. Groundwater recharge principles, problems and developments. En I. Simmers (ed.) *Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas*, 1-18. A.A. Balkema, Rotterdam, Netherlands.
- Small, E.E. 2005. Climatic controls on diffuse groundwater recharge in semiarid environments of the southwestern United States. *Water Resources Research*, 41, W04012, doi: 10.1029/2004WR003193.
- Specht, R.L. 1972. Water use by perennial evergreen plant communities in Australia and Papua New Guinea. *Australian Journal of Botany*, 20: 273-299.
- Specht, R.L. 1983. Foliage projective covers of overstorey and understorey strata of mature vegetation in Australia. *Australian Journal of Botany*, 8: 433-439.
- Specht, R.L. 2000. Savannah woodland vegetation in the South-East district of South Australia: the influence of evaporative aerodynamics on the foliage structure of the understorey invaded by introduced annuals. *Austral Ecology*, 25: 588-599.
- Specht, R.L., Specht, A. 1989. Canopy structure in Eucalyptus-dominated communities in Australia along climatic gradients. *Oecologica Plantarum*, 10: 191-202.
- Stepánek, P. 2003. AnClim - Software for time series analysis (for Windows 95/NT). Dept. of Geography, Fac. of Natural Sciences, MU, Brno. 1.24 Mb.
- Stephenson, N.L. 1990. Climatic control of vegetation distribution: the role of the water balance. *The American Naturalist*, 135: 649-670.
- Stephenson, N.L. 1998. Actual evapotranspiration and deficit: biologically meaningful correlates of vegetation distribution across spatial scales. *Journal of Biogeography*, 25: 855-870.
- Steven, M.D., Malthus, T.J., Baret, F., Xu, H., Chopping, M.J. 2003. Intercalibration of vegetation indices from different sensor systems. *Remote sensing of Environment*, 88: 412-422.
- Szilagyi, J. 2000. Can a vegetation index derived from remote sensing be indicative of areal transpiration?. *Ecological Modelling*, 127: 65-79.
- Tabios, G.Q., Salas, J.D. 1985. A comparative analysis of techniques for spatial interpolation of precipitation. *Water Resources Bulletin*, 21: 365-380.
- Teixeira Filho, J., Damesin, C., Rambal, S., Joffre, R. 1998. Retrieving leaf conductances from sap flows in a mixed Mediterranean woodland: a scaling exercise. *Annales des Sciences Forestières*, 55: 173-190.
- Terradas, J., Savé, R. 1992. The influence of summer and winter stress and water relationships on the distribution of *Quercus ilex* L. *Vegetatio*, 99-100: 137-145.
- Trotter, C.M. 1991. Remotely sensed data as an information source for geographical information systems in natural resource management: a review. *International Journal of Geographic Information System*, 5: 225-239.
- Tucker, C.J. 1979. Red and photographic infrared linear combinations for monitoring vegetation. *Remote Sensing of Environment*, 20(9): 127-150.
- Turc, L. 1954. Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annals of Agronomy*, 5: 491-595.
- USDA. 1990. San Dimas Experimental Forest. General Technical Report PSW-119, U.S. Department of Agriculture, Forest Service. 36 pp.

- USDA-NRCS. 1999. Soil Taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. *Technical report 436*. USDA, Washington DC. 871 pp.
- Ustin, S., Jacquemoud, S., Zarco-Tejada, P.J., Asner, G.P. 2004. Remote sensing of the environment: state of the science and new directions. En S. Ustin (ed.) *Remote Sensing for Natural Resources Management and Environmental Monitoring: Manual of Remote Sensing*, Vol. 4, 679-729. American Society of Photogrammetry and Remote Sensing, John Wiley and Sons, New York, USA.
- Vallejos, A. 2001. Hidrogeoquímica de la recarga de los acuíferos del Campo de Dalías a partir de la Sierra de Gádor. Memoria de Tesis Doctoral. Depto. de Hidrogeología y Química Analítica, Universidad de Almería. 242 pp.
- Vallejos, A., Pulido-Bosch, A., Martín-Rosales, W., Calvache, M.L. 1997. Contribution of environmental isotopes to the knowledge of complex hydrologic systems. A case study: Sierra de Gador (SE Spain). *Earth Surface Processes and Landforms*, 22: 1157-1168.
- Vallejos, A., Pulido-Bosch, A., Molina, L., Sánchez Martos, F., Gisbert, J., Martín Rosales, W. 2002. Contribución del contenido en tritio a la identificación del origen del agua subterránea: Sierra de Gádor (Almería). *Geogaceta*, 31: 83-86.
- van Dam, O. 2000. Modelling incoming potential radiation on a land surface with PCRaster: POTRAD5.MOD manual. Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Utrecht University.
- van de Koppel, J., Rietkerk, M. 2004. Spatial interactions and resilience in arid ecosystems. *The American Naturalist*, 163(1): 113-121.
- van Deursen, W.P.A., Wesseling, C.G. 1992. The PC-Raster Package. 1992. Dept. of Physical Geography, Utrecht University.
- Vandenschrick, G., Van Wesemael, B., Frot, E., Pulido-Bosch, A., Molina, L., Stiévenard, M., Souchez, R. 2002. Using stable isotope analysis (δD - $\delta 18O$) to characterise the rainfall hydrology of the Sierra de Gádor, SE Spain. *Journal of Hydrology*, 265: 43-55.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Van Meirvenne, M. 2005a. El balance medio anual de agua en Andalucía. En J.A. López-Geta, J.C. Rubio, M.I. Martín-Machuca (eds.) *V Simposio del Agua en Andalucía*. Tomo 1, 259-269. IGME. Sevilla.
- Vanderlinden, K., Giráldez, J.V., Van Meirvenne, M. 2005b. Soil water-holding capacity assesment in terms of the average annual water balance in Shouthern Spain. *Vadose Zone Journal*, 4: 317-328.
- Vathanasis, V. 1999. Hydrology and water budget of the San Dimas Experimental Forest, San Gabriel Mountains, California. Senior Thesis, Dept. of Geological Sciences, California State Polytechnic University, Pomona, California.
- Vicent, L. 1998. A technique for the identification of inhomogeneities in Canadian temperature series. *Journal of Climate*, 11: 1094-1104.
- Vidal, S., Domene, M.A., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefabregas, J. 1996. Desarrollo y calibración de un nuevo sensor de humedad de suelo. *IV Simposio sobre el agua en Andalucía*, 101-109. Instituto Tecnológico GeoMinero de España, Madrid.
- Villagarcía, L., Domingo, F., Alados-Arboledas, L., Puigdefábregas, J. 2001. Modelización de la evapotranspiración real en rodales de tres especies vegetales del SE español. En A. Pulido-Bosch, P.A. Pulido-Leboeuf, A. Vallejos (eds.) *V Simposio sobre el Agua en Andalucía*. Vol. 1, pp. 107-118. Universidad de Almería, Almería.
- Villagarcía, L., Contreras, S., Cantón, Y., Were, A., Infante, J.M., Domingo, F., Solé-Benet, A., Puigdefabregas, J. 2006. Drenaje anual en la sierra de Gádor, Almería. Análisis de dos métodos de cálculo aplicados en la penillanura culminal. En J.A. López-Geta, J.C. Rubio

- Campos, M.I. Martín-Machuca (eds.) *VI Simposio del agua en Andalucía*, Tomo I, 313-320. IGME, Madrid.
- Webb, R.A. 1972. Use of the boundary line in the analysis of biological data. *Journal of Horticultural Science and Biotechnology*, 47: 309-319.
- Whitehead, D., Beadle, C.L. 2004. Physiological regulation of productivity and water use in *Eucalyptus*: a review. *Forest Ecology and Management*, 193: 113-140.
- Wilcox, B.P., Breshears, D.D., Allen, C.D. 2003. Ecohydrology of a resource-conserving semiarid woodland: effects of scale and disturbance. *Ecological Monographs*, 73: 223-239.
- Williamson, D.R., Sotkes, R.A., Ruprecht, J.K. 1987. Response of input and output of water and chloride to clearing for agriculture. *Journal of Hydrology*, 94: 1-28.
- Wilson, J.L., Guan, H. 2004. Mountain-block hydrology and mountain-front recharge. En F.M. Phillips, J. Hogan, B. Scanlon (eds.) *Groundwater recharge in a desert environment: the Southwestern United States*, 113-137. American Geophysical Union, Washington, DC.
- Wood, E.F., Sivapalan, M., Beven, K.J., Band, L. 1988. Effects of spatial variability and scale with implications to hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 102: 29-47.
- Ye, W., Bates, C., Viney, N.R., Sivapalan, M. 1997. Performance of conceptual rainfall-runoff models in low-yielding ephemeral catchments. *Water Resources Research*, 33: 153-166.
- Yu, K., Lu, Z., Stander, J. 2003. Quantile regression: applications and current research areas. *The Statistician*, 52: 331-350.
- Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R. 1999. Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance. Technical Report 99/12, Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Canberra, ACT.
- Zhang, L., Dawes, W.R., Walker, G.R. 2001. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catchment scale. *Water Resources Research*, 37: 701-708.
- Zhang, L., Hickel, K., Dawes, W.R., Chiew, F.H.S., Western, A.W., Briggs, P.R. 2004. A rational function approach for estimating mean annual evapotranspiration. *Water Resources Research*, 40, W02502, doi:10.1029/2003WR002710.
- Zhang, Y., Lui, C., Lei, Y., Tang, Y., Yu, Q., Shen, Y., Sun, H. 2006. An integrated algorithm for estimating regional latent heat flux and daily evapotranspiration. *International Journal of Remote Sensing*, 27: 129-152

Anexo 1. Modelo de simulación del balance hídrico a partir de la ecuación de Penman-Monteith

Ecuación de balance

El modelo de simulación desarrollado para la estimación del balance hídrico anual se basa en los trabajos previos de Rambal (1995) y Montaldo et al. (2005). Se trata de un modelo capacitivo que simula el contenido volumétrico de agua y su evolución diaria en un suelo con volumen de control de dimensión vertical igual a la profundidad de la zona radicular. En superficie se simula una cubierta vegetal singular y uniforme (“*big leaf*”) cuya densidad está caracterizada por el valor de índice de área foliar IAF. El principal flujo de entrada de agua al volumen de control procede de la precipitación -p-. Los flujos de salida corresponden a transpiración -tr-, la evaporación desde el suelo desnudo -e_{suelo}- y la escorrentía total -q-. El modelo tiene carácter exploratorio y se ejecuta a una resolución diaria. El contenido de humedad en el volumen de control viene regido por la ecuación de balance

$$Z_r \frac{d\theta}{dt} = p - q - tr - e_{\text{suelo}}$$

donde: Z_r es el espesor de la zona radicular en mm; y θ es el contenido volumétrico (vol/vol) de agua en la zona radicular. Las variables p, q, tr y e_{suelo} tiene unidades en mm/día.

Escorrentía

Se genera por saturación de la capacidad de retención hídrica de los suelos (escorrentía de Dunne) condición que se cumple cuando el contenido volumétrico de agua supera el valor umbral impuesto por el valor a capacidad de campo.

$$q = \begin{cases} 0 & \theta \leq \theta_{cc} \\ Z_r(\theta - \theta_{cc}) & \theta > \theta_{cc} \end{cases}$$

El modelo no contempla la generación de escorrentía por exceso de la capacidad de infiltración del suelo (escorrentía de Horton) ni tampoco las pérdidas por infiltración profunda.

Interacción planta-suelo-atmósfera

La evapotranspiración es la suma de las pérdidas por transpiración -tr- y evaporación desde el suelo desnudo -e_{suelo}-. Ambas componentes son calculadas a partir de la ecuación de Penman-Monteith y su importancia relativa está controlada por la cantidad de radiación neta disponible para transpiración - R_n^{veg} - y evaporación - R_n^{sd} - (Kergoat 1998). Asumiendo un función de extinción de tipo exponencial, la partición de la radiación neta es función del índice de área foliar -IAF- tal que:

$$R_n^{\text{veg}} = R_n \left(1 - e^{-k \text{IAF}}\right)$$
$$R_n^{\text{sd}} = R_n - R_n^{\text{veg}}$$

donde: R_n , R_n^{veg} y R_n^{sd} están expresados en $\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$.

- Radiación neta, R_n

En ausencia de valores de radiación neta, esta puede calcularse a partir de la radiación solar incidente $-R_s$ - siguiendo los pasos descritos por Allen et al. (1998)

$$R_n = R_{ns} + R_{nl}$$

$$R_{ns} = R_s (1 - \alpha)$$

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{(T_{\max} + 273.16)^4 + (T_{\min} + 273.16)^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right)$$

$$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a$$

siendo:

α albedo (adimensional)

σ constante de Stefan-Boltzmann ($4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

T_{\max} , T_{\min} temperatura máxima y mínima diaria ($^{\circ}\text{C}$)

e_a presión de vapor (kPa)

R_s radiación solar incidente ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

R_{so} radiación solar incidente estimada para una atmósfera sin nubes ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

z altitud (m)

R_a radiación extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ día}^{-1}$)

- Transpiración, tr

A partir de la ecuación de Penman-Monteith y asumiendo que la transferencia de calor al suelo es nula a escala diaria, tenemos:

$$tr = \frac{1}{\lambda} \frac{\Delta R_n^{\text{veg}} + \rho c_p \frac{D}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_c}{r_a} \right)}$$

donde:

Δ pendiente de la curva de saturación de vapor ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

ρ densidad del aire media (kg m^{-3})

c_p calor específico del aire, $1.013 \cdot 10^{-3} \text{ (MJ kg}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1})$

D déficit de presión de vapor ($e_s - e_a$) siendo e_s la presión de vapor a saturación y e_a la presión de vapor en el aire (kPa)

r_a resistencia aerodinámica (s m^{-1})

λ calor latente de vaporización, $2.45 \text{ (MJ kg}^{-1})$

γ constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$)

r_c resistencia superficial de la copa (s m^{-1})

La constante psicrométrica se calcula a partir de la presión atmosférica -P- tal que:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} = 0.665 \cdot 10^{-3} P$$

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065 z}{293} \right)^{5.26}$$

donde P se da en kPa y ϵ es el cociente entre los pesos moleculares del vapor de agua y el aire seco, 0.622

La pendiente de la curva de presión de vapor se calcula a partir de la temperatura media del aire ($^{\circ}\text{C}$) según la ecuación:

$$\Delta = \frac{4098 e_s}{(T + 237.3)^2}$$

$$e_s = 0.6108 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 273.3}\right)$$

La presión de vapor a temperatura ambiente es calculada a partir de e_s y la humedad relativa del aire - HR_m (%)-, tal que:

$$e_a = e_s \frac{\text{HR}_m}{100}$$

La resistencia aerodinámica se calcula a partir de la velocidad del viento, tal que (Allen et al., 1998; Finch, 2001):

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_h - 2/3 h}{0.123 h}\right) \ln\left(\frac{z_h - 2/3 h}{0.0123 h}\right)}{k^2 u}$$

siendo:

z_h altura a la que se toman las medidas meteorológicas

h altura media de la vegetación (m)

k constante de von Karman, 0.41

u velocidad del viento a la altura z_h (m s^{-1})

La resistencia superficial de la copa es estimada según la formulación empírica de Jarvis (1976) siendo la humedad en el suelo, la temperatura del aire y el déficit de presión de vapor los principales factores que controlan el flujo transpirativo de la vegetación. La función propuesta por Montaldo et al. (2005) es modificada para incorporar un parámetro $r_{s,\text{max}}$ que permite que la vegetación transpire a una tasa mínima aún cuando las condiciones de estrés son máximas:

$$r_c = \begin{cases} \frac{r_{s,\text{min}}}{\text{IAF}} \frac{1}{\Omega(\theta, T, D)} & 0 < \Omega(\theta, T, D) \leq 1 \\ \frac{r_{s,\text{max}}}{\text{IAF}} & \Omega(\theta, T, D) = 0 \end{cases}$$

donde:

$r_{s,\text{min}}$ resistencia estomática mínima (s m^{-1})

$r_{s,max}$ resistencia estomática máxima ($s\ m^{-1}$)

IAF índice de área foliar ($m^2\ m^{-2}$)

$\Omega(\theta,T,D)$ es una función de estrés que regula la apertura estomática según los valores de humedad en el suelo $-\theta-$, la temperatura $-T-$ y la presión de vapor del aire $-D-$. Los valores de Ω oscilan entre 0 cuando ocurre el cierre completo de los estomas y 1 cuando la vegetación transpira al máximo.

$$\Omega(\theta, T, D) = f_1(\theta) * f_2(T) * f_3(D)$$

$$f_1(\theta) = \begin{cases} 0 & \theta \leq \theta_{pm} \\ \frac{\theta - \theta_{pm}}{\theta_{cc} - \theta_{pm}} & \theta_{pm} < \theta < \theta_{cc} \\ 1 & \theta \geq \theta_{cc} \end{cases}$$

$$f_2(T) = \begin{cases} 0 & T \leq T_{min} \text{ y } T > T_{max} \\ 1 - \frac{T_{opt} - T}{T_{opt} - T_{min}} & T_{min} < T \leq T_{opt} \\ 1 & T_{opt} \leq T \leq T_{max} \end{cases}$$

$$f_3(D) = 1 - \omega D$$

siendo:

θ_{pm} , θ_{cc} el contenido volumétrico de agua en el punto de marchitez y a capacidad de campo, respectivamente, valores que pueden aproximarse a partir de la clase textural del suelo (Laio et al., 2001).

T_{min} , T_{opt} , T_{max} las temperatura mínima, óptima y máxima de la vegetación.

ω la pendiente de la relación f_3

- *Evaporación desde el suelo desnudo, e_{suelo}*

Se calcula según:

$$e_{suelo} = \frac{Z_e}{Z_r} f_1(\theta) e_{p,suelo}$$

donde:

$e_{p,suelo}$ evaporación potencial para la fracción de suelo desnudo y estimada a partir de la ecuación de Priestley-Taylor y R_n^{sd} (Eagleson, 1982; Kergoat, 1998) ($mm\ día^{-1}$)

$f_1(\theta)$ función de estrés que regula las pérdidas por evaporación desde la capa superficial del suelo según el contenido volumétrico de agua en el volumen de control

Z_e profundidad del suelo sometida al proceso de evaporación (m)

Z_r profundidad o espesor del volumen de control y sometido al proceso de transpiración (m)

Anexo 2. Características físicas y usos y coberturas del suelo en las principales cuencas de Sierra de Gádor

Tabla A2.1. Características físicas y tipos de coberturas y usos de suelo (Junta de Andalucía, 1999) en las principales cuencas de Sierra de Gádor. Sup, superficie en km²; P, perímetro en km; L_{max}, longitud máxima en km; F_c, factor de circularidad; F_e, factor de elongación; Pend., pendiente media en %. $F_c = 4\pi \text{ Sup}/P^2$, $F_e = 1.129 \text{ Sup}^{0.5}/L_{\text{max}}$.

Cuenca			Características físicas						Usos y Coberturas (cod99, %)
ID	Nombre	Vertiente	Sup.	P	L _{max}	F _c	F _e	Pend.	
1	R. Juan Campos	Norte	20.67	33.84	9.58	0.23	0.54	36.47	1, 64; 2, 18; 3, 10
2	Bco. Cacín	Norte	36.34	42.24	11.63	0.26	0.59	37.36	1, 90; 2, 7; 17, 2
3	R. de Alcora	Norte	65.74	62.58	15.29	0.21	0.60	35.84	1, 65; 2, 25; 3, 6
4	Bco.del Infierno	Norte	31.12	41.46	11.07	0.23	0.57	29.23	1, 68; 2, 16; 7, 4
5	R. Huéchar	Norte	45.39	47.76	12.40	0.25	0.61	31.20	1, 68; 2, 9; 7, 8
6	R. de las Balsas	Norte	30.48	44.88	11.93	0.19	0.52	27.35	1, 89; 9, 5; 5, 2
7	R. de las Hortichuelas	Sur	31.46	34.92	9.51	0.32	0.67	31.40	1, 76; 6, 10; 10, 5
8	Bco. Cura	Sur	27.11	44.46	12.03	0.17	0.49	33.61	1, 73; 4, 11; 7, 4
9	R. Cañuelo	Sur	27.02	38.70	12.06	0.23	0.49	34.32	1, 78; 4, 12; 5, 4
10	R. de Carcauz	Sur	55.13	56.46	13.42	0.22	0.62	40.73	1, 71; 2, 19; 9, 2
11	Bco. del Tartel	Sur	8.91	20.10	6.39	0.28	0.53	44.46	1, 57; 2, 23; 9, 10
12	Bco. los Cucos	Sur	13.24	24.84	7.48	0.27	0.55	42.29	2, 52; 1, 42; 3, 5
13	Bco. del Águila	Sur	12.00	30.96	9.10	0.16	0.43	39.89	1, 79; 2, 19; 3, 2
14	R. de Fuente Alta	Sur	33.80	42.42	11.12	0.24	0.59	30.88	1, 60; 2, 20; 3, 7
15	Bco. Cueva Grande	Norte	4.68	12.84	4.26	0.36	0.57	33.29	1, 71; 14, 10; 5, 7
16	Bco. del Pilar	Norte	7.08	18.66	6.13	0.26	0.49	37.81	1, 84; 5, 5; 14, 5
17	Bco. de Martín	Norte	10.10	23.04	6.87	0.24	0.52	39.59	1, 70; 3, 13; 2, 11
18	Bco. de Colomina	Norte	5.27	16.56	4.71	0.24	0.55	40.68	1, 95; 18, 5
19	Bco. Illar	Norte	5.15	13.86	3.93	0.34	0.65	38.86	1, 67; 18, 23; 8, 7
20	Bco. Alicún	Norte	5.05	14.04	4.30	0.32	0.59	28.26	7, 37; 1, 37; 8, 9
21	R. Ciscarejo	Norte	4.99	15.42	4.75	0.26	0.53	22.21	1, 92; 11, 7
22	R. San Antonio	Sur	10.37	25.02	6.71	0.21	0.54	33.38	1, 92; 10, 5; 17, 2
23	R. del Pastor	Sur	5.64	14.40	4.05	0.34	0.66	30.49	1, 77; 17, 16; 10, 6
24	Bco. Sardinias	Sur	2.83	13.44	4.43	0.20	0.43	39.28	1, 98; 2, 2
25	Bco. Corralón	Sur	0.96	7.32	2.46	0.22	0.45	35.17	1, 100
26	R. Andrés Pérez	Sur	4.51	16.62	5.22	0.21	0.46	41.75	1, 91; 2, 4; 10, 2
27	Bco. Capitán	Sur	7.24	19.20	5.99	0.25	0.51	32.76	1, 91; 2, 5; 14, 2
28	Bco. Peñas Negras	Sur	2.03	11.64	3.73	0.19	0.43	34.03	1, 93; 10, 7
29	Bco. Ancho	Sur	5.37	14.22	4.63	0.33	0.57	32.31	1, 89; 3, 8; 10, 2
30	R. Castala	Adra	14.95	30.90	8.93	0.20	0.49	33.27	1, 64; 3, 18; 2, 15
31	Bco. de las Losas	Norte	8.97	18.12	5.21	0.34	0.65	41.22	1, 84; 3, 11; 6, 3
32	R. del Pincho	Sur	5.62	16.32	5.09	0.27	0.53	30.53	1, 76; 4, 15; 10, 4
33	Bco. Galeota	Sur	2.15	9.96	3.07	0.27	0.54	30.27	1, 84; 10, 11; 4, 5

cod99: 1.- Matorral disperso con pasto y roca o suelo.; 2.- Matorral disperso con arbolado disperso de coníferas; 3.- Matorral disperso con arbolado denso de coníferas; 4.- Superficie heterogénea de cultivos herbáceos y leñosos en secano; 5.- Superficie homogénea de otros cultivos leñosos en secano; 6.- Formación arbolada densa de coníferas; 7.- Superficie heterogénea de cultivos herbáceos y leñosos en regadío; 8.- Cultivo leñoso con vegetación natural leñosa; 9.- Matorral denso; 10.- Cultivos forzados bajo plástico; 11.- Superficie homogénea de cítricos en regadío; 14.- Pastizal con claros (roca, suelo); 17.- Otros usos; 18.- Mosaico de cultivos leñosos en regadío.

Anexo 3. Clave de los principales grupos y subgrupos de suelos descritos en Sierra de Gádor

Nota aclaratoria. La información contenida en este anexo ha sido extraída de la memoria de tesis doctoral de Oyonarte (1992). El objetivo de esta clave es meramente descriptivo y en cualquier caso complementa los resultados expresados en la citada memoria. Los grupos y subgrupos siguen la nomenclatura taxonómica de USDA-NCRS (1999) si bien en el apartado FAO-UNESCO se especifican las equivalencias según FAO (1998). Entre paréntesis se indica el número total de perfiles descritos en Oyonarte (1992).

Grupo *Calcixerolls*

FAO-UNESCO: *Kastanozems* (6), *Calcisoles* (1), *Chernozems* (1) // *Calcic Kastanozems* (5); *Luvic Kastanozems* (1); *Haplic Calcisols* (1); *Calcic Chernozems* (1)

Orden: *Mollisols*

Horizontes y propiedades de diagnóstico:

Horizonte móllico y con complejo de cambio > 50%.

Horizonte cálcico a menos de 1,5 m. de profundidad.

Subgrupos:

Typic.

Lithic. Contacto lítico a menos de 50 cm.

Cumulic. Horizonte móllico > 50 cm. de espesor.

Material de partida: Coluvios calizo-dolomíticos. En menor grado, dolomías compactas.

Posición fisiográfica: Laderas de barrancos con forma rectilínea o ligeramente cóncava. Pendientes > 60%.

Vegetación: Matorral o bosque autóctono. Buen desarrollo y alta cobertura.

Secuencia de horizontes: Ah/Ck, Ah/Cmk, Ah/Bwk/Ck.

Espesor del solum: 30 - 70 cm.

Textura: Predominio de las fracciones limo y arcilla.

Agua útil; Reserva total: 1,5 mm/cm; 70 mm.

Grupo *Argixerolls*

FAO-UNESCO: *Phaeozems* (6) // *Luvic Phaeozems* (6)

Orden: *Mollisols*

Horizontes y propiedades de diagnóstico:

Horizonte móllico y con complejo de cambio > 50%.

Horizonte argílico (acumulación iluvial de arcilla)

Subgrupos:

Typic. Poco frecuente.

Lithic. Contacto lítico a menos de 50 cm. Contacto continuo.

Ruptic-lithic. Contacto lítico no continuo.

Calcic Pachic. Hor. móllico > 50 cm. + Hor. cálcico a menos de 1,5 m. de prof. Ocupa el centro de las dolinas

Cumulic. Horizonte móllico > 50 cm. de espesor.

Material de partida: Calizas y dolomías compactas.

Posición fisiográfica:

Lithic y *Ruptic-lithic* en laderas con pendiente 15-40%.

Calcic-pachic. Llano y posiciones con elevado aporte de agua y sedimentos.

Vegetación:

Lithic y *Ruptic-lithic*. Matorral de alta cobertura.

Calcic-pachic. Prado de gramíneas de escaso porte.

Secuencia de horizontes: Ah/Bt/R.

Espesor del solum:

Lithic. < 50 cm.

Ruptic-lithic. Variable (hasta 100 cm).

Calcic-pachic. Hasta 200 cm.

Textura: Aumento de la fracción arcilla desde horizontes superficiales (30%) hacia horizontes subsuperficiales (50%). Importante dispersión.

Agua útil; Reserva total: 1,5 mm/cm; *Lithic* (50 mm), *Ruptic-lithic* (75 mm), *Calcic-pachic* (150 mm).

Grupo Haploxerolls

FAO-UNESCO: *Leptosoles* (13), *Phaeozems* (6), *Kastanozems* (1) // *Mollic Leptosol* (6); *Rendzic Leptosol* (5); *Lithic Leptosol* (1); *Eutric Leptosol* (1); *Calcaric Phaeozem* (3); *Luvic Phaeozem* (1); *Calcic Phaeozem* (1); *Haplic Phaeozem* (1); *Calcic Kastanozem* (1).

Orden: *Mollisols*

Horizontes y propiedades de diagnóstico:

Horizonte móllico.

Subgrupos:

Typic.

Lithic. Contacto lítico a menos de 50 cm. Mayoritario en extensión.

Aridic-lithic. Régimen de humedad árido + contacto lítico.

Cumulic. Hor. móllico > 50 cm. La MO decrece regularmente con la profundidad.

Pachic. Hor. móllico > 50 cm. La MO decrece de forma irregular con la profundidad.

Material de partida: Variable.

Typic. Filitas y margocalizas.

Lithic. Calizas y dolomías compactas.

Posición fisiográfica:

Typic. Laderas cóncavas. Posición poco erosiva.

Lithic. Variada (laderas convexas y cumbres). Posición erosiva.

Vegetación: Matorral de escaso porte pero buena cobertura.

- Secuencia de horizontes:

Typic. A/Bw/C.

Lithic. Ah/R.

- Espesor del solum:

Typic. 40 - 50 cm.

Lithic. 15 - 20 cm (hasta 40 cm.)

- Textura: Franco o franco limoso.

- Agua útil; Reserva total: 0.8 - 2 mm/cm; *Lithic* (25 mm), *Typic* (75 mm).

Grupo Xerochrept

- FAO-UNESCO: *Calcisoles* (9), *Cambisoles* (5), *Leptosoles* (2), *Luvisoles* (1), *Antrosoles* (1) // *Haplic Calcisols* (5); *Petric Calcisols* (4); *Calcaric Cambisols* (3); *Hipercalcaric Cambisols* (2); *Eutric Leptosols* (1); *Mollic Leptosols* (1); *Calcaric Luvisol* (1); *Cumulic Anthrosol* (1)

- Orden: *Inceptisol*

- Horizontes y propiedades de diagnóstico:

Horizonte cámbico y/o horizonte cálcico con carbonatos secundarios.

- Subgrupos:

Typic.

Calcixerollic. Con hor. cálcico a menos de 1,5 m. Desarrollado sobre coluvios.

Lithic. Contacto lítico a más de 25 cm. El hor. cámbico es continuo.

Lithic Ruptic Xerorthentic. Contacto lítico próximo a los 25 cm. Hor. cámbico discontinuo.

Lithic mollic. Elevado contenido de MO en superficie.

Fluventic. Disminución irregular de la MO en el perfil. Suelos antrópicos (terrazas o bancales).

- Material de partida: Variable.

Typic. Filitas y margas.

Lithic. Calizas y calizas margosas.

Calcixerollic. Colusiones.

- Posición fisiográfica: Laderas escarpadas, clase E.

Calcixerollic. Laderas de escasa o nula pendiente. Posición de acúmulo de material coluvial.

- Vegetación: Matorral. Frecuentes pinares (especialmente *Typic* y *Calcixerollic*).

- Secuencia de horizontes:

Typic; Calcixerollic: Ah/Bw/C; Ah/Bw/Ck

Lithic. Ah/Bw/R.

- Espesor del solum:

Lithic. cercano a los 25 cm.

Typic-Calcixerollic. Próximo a 50 cm.

- Textura: Franco. Elevado porcentaje de gravas y piedras (30-70 %)

Grupo Xerorthents

FAO-UNESCO: *Leptosoles* (11), *Regosoles* (5) // *Eutric Leptosols* (10); *Lithic Leptosols* (1); *Calcaric Regosol* (5)

Orden: *Entisoles*

Horizontes y propiedades de diagnóstico:

Horizonte ócrico.

Subgrupos:

Typic.

Lithic. Partes altas de la sierra.

Lithic mollic. Parecido a *Lithic Haploxeroll*.

Material de partida: Variable.

Typic. Filitas y margas.

Lithic. Calizas margosas o calizas dolomíticas.

Posición fisiográfica: Laderas con pendiente clase 4-6. Posiciones erosivas (cumbres, laderas convexas, etc.)

Secuencia de horizontes:

Typic: Ah/C

Lithic. Ah/R

Espesor del solum: 20 cm (hasta 50 cm.)

Textura:

Typic. Predomina la fracción arena y limo.

Lithic. Elevado contenido de limos. La fracción arcilla es superior a la arenosa.

Lithic mollic. Elevado en limos. Equilibrio entre arenas y arcillas.

Agua útil; Reserva total: *Typic* (~50 mm), *Lithic* y *Lithic mollic* (hasta 25 mm)

Anexo 4. Listado de estaciones meteorológicas

Tabla A4.1. Estaciones pluviométricas empleadas para el análisis meteorológico y valores mensuales promedio de precipitación para el periodo de referencia 1960/1961 – 1999/2000. Enix3 = Enix INM + Enix GRHYGA (G.I. Recursos Hídricos y Geología Ambiental, Universidad de Almería); MOJ3 = E.I.C.H.I. + Venta del Viso. En negrita, estaciones con heterogeneidades detectadas.

N	ESTACIÓN	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
1	Adra	12.4	43.3	41.3	47.9	63.2	45.8	43.9	36.5	24.4	6.6	2.3	2.0	369.6
2	Adra, faro	5.3	33.6	35.9	24.5	29.7	22.2	22.8	24.1	14.6	5.9	2.7	1.0	222.3
3	Alboloduy	17.4	31.8	31.5	23.6	27.4	24.6	20.0	20.8	17.7	8.5	2.0	2.2	227.5
4	Alhama de Almería	17.3	32.0	35.3	32.4	28.1	24.2	24.3	27.3	21.4	10.9	3.7	1.7	258.6
5	Alhama de Almería, La Zarba	23.4	42.7	63.8	68.4	52.9	43.6	43.2	45.5	33.6	21.7	4.6	4.4	447.8
6	Almería	7.5	26.7	20.5	28.8	29.2	19.8	23.3	26.1	15.4	9.8	1.1	1.2	209.4
7	Almería, Aeropuerto	11.4	28.1	29.0	22.1	26.1	22.0	15.4	20.9	13.0	8.8	1.0	1.0	198.8
8	Balerna	10.4	29.9	36.9	41.4	42.0	32.8	22.3	24.2	17.7	4.9	1.7	1.1	265.3
9	Bayarcal	30.7	56.2	85.3	66.5	67.2	62.4	47.3	55.9	37.6	21.5	4.1	11.9	546.6
10	Benínar	8.1	35.6	32.5	49.9	37.4	34.1	35.3	26.3	14.6	8.5	2.7	1.1	286.1
11	Berja	19.9	41.5	36.2	49.4	51.3	44.6	37.7	33.7	26.1	12.5	1.7	1.7	356.3
12	Berja, Castala	13.6	45.3	58.7	49.3	56.0	40.2	39.5	44.8	30.6	14.6	2.3	2.7	397.6
13	Canjáyar	15.9	35.2	45.9	34.9	50.2	42.1	27.0	31.9	21.0	13.8	2.3	4.4	324.6
14	Canjáyar, Vivero Cristal	15.8	39.4	38.3	35.1	40.9	37.6	30.7	29.4	25.7	9.5	3.4	2.0	307.8
15	Dalías	9.8	37.4	43.7	51.2	45.0	33.9	32.0	36.7	26.8	12.4	1.9	2.4	333.2
16	El Ejido	10.4	35.3	28.5	45.4	48.0	34.3	31.5	30.5	24.5	8.4	2.1	1.5	300.4
17	El Pozuelo	10.1	43.0	46.9	53.2	51.9	39.6	28.5	26.7	15.0	5.9	1.1	1.4	323.3
18	Enix3	20.7	47.6	56.2	60.2	75.0	47.9	54.4	54.4	28.1	18.3	7.0	2.4	472.2
19	Felix	21.7	42.0	55.4	51.3	61.0	46.2	41.5	42.6	30.2	11.9	2.5	3.5	409.8
20	Fuente Santa	10.2	26.2	25.7	25.6	19.0	16.6	20.1	21.6	18.0	6.5	1.8	1.7	193.0
21	Gatuna	10.6	40.0	47.8	59.8	41.7	32.2	36.2	43.2	24.6	16.5	5.2	2.2	360.0
22	La Mojonera	8.0	24.3	27.6	28.5	31.6	26.8	18.6	18.7	17.4	6.2	0.9	1.4	210.0
23	MOJ3	9.7	31.2	27.7	27.6	40.6	20.6	25.8	28.6	16.6	7.8	1.1	1.7	239.0
24	Laujar	29.1	57.9	65.8	79.9	77.6	62.6	51.7	54.2	34.2	15.1	1.9	3.6	533.6
25	Laujar, Cerecillo	35.5	73.8	92.8	88.8	90.2	73.1	56.8	69.0	47.9	27.2	7.1	9.3	671.5
26	Laujar, Monterrey	29.2	63.0	80.1	82.8	84.8	67.6	51.7	60.6	41.0	20.2	5.1	9.0	595.1
27	Mecina Bombarón	25.6	66.7	77.2	86.2	87.1	66.8	54.5	55.6	42.6	21.1	4.2	7.5	595.1
28	Ohanes, Central hidroeléctrica	19.1	44.4	50.4	45.7	50.1	42.1	34.7	34.6	25.8	14.0	1.7	3.3	365.9
29	Rioja	12.7	26.3	25.6	22.4	18.4	17.3	19.6	18.4	15.2	9.3	1.9	1.4	188.5
30	Roquetas de Mar, Faro Sabinal	14.0	26.3	30.3	35.3	32.3	22.4	23.7	21.9	14.1	3.7	0.8	0.7	225.5
31	Turón	21.7	63.9	71.5	69.1	75.9	57.3	45.7	45.7	29.3	10.1	4.6	4.2	499.0
32	Ugíjar	24.3	45.8	61.2	64.1	50.5	37.3	32.2	36.3	30.8	11.8	0.8	7.6	402.7
33	Viator, Sarazal	6.6	34.5	41.6	19.6	30.2	22.6	19.1	22.6	12.6	4.0	1.9	1.1	216.4
34	Viator, Base Militar	8.1	28.4	26.8	21.6	29.4	23.5	15.8	18.4	14.7	6.5	0.6	1.3	195.1
35	Aguadulce	12.3	18.2	27.8	20.6	23.1	23.7	20.0	16.7	11.9	5.5	0.6	2.1	182.5

*Distribución espacial del balance hídrico anual en regiones montañosas semiáridas
Aplicación en Sierra de Gádor (Almería)*

Tabla A4.2. Listado de estaciones termométricas y valores mensuales promedio de temperatura para el periodo de referencia 1960/1961 – 1999/2000.

a) Temperatura media

ID	ESTACIÓN	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
2	Adra faro	24.2	20.1	17.0	14.7	13.5	13.9	15.0	16.1	18.2	21.5	24.7	25.9	18.7
4	Alhama de Almería	22.9	18.3	14.7	11.9	10.5	12.0	13.8	15.5	19.3	23.1	26.4	26.9	17.9
6	Almería	23.5	19.5	15.4	12.8	12.4	13.0	14.2	15.8	18.8	21.7	25.0	25.8	18.2
7	Almería, Aeropuerto	23.9	20.0	16.2	13.5	12.5	13.2	14.6	16.4	19.1	22.6	25.7	26.3	18.7
11	Berja	22.9	18.4	14.3	11.8	11.3	12.0	13.7	15.6	19.0	22.0	25.3	25.9	17.7
12	Berja, Castala	22.0	17.7	13.5	11.0	9.8	10.0	11.9	13.5	17.0	21.0	24.7	24.8	16.4
13	Canjáyar	23.8	19.3	14.3	10.2	9.7	10.9	13.6	15.9	19.2	23.4	27.1	27.0	17.8
19	Felix	21.6	16.2	13.0	10.3	10.0	10.2	12.0	13.9	17.5	21.7	24.7	25.6	16.4
24	Laujar	20.4	15.2	11.2	8.4	8.0	9.1	10.4	12.3	15.8	19.4	23.7	23.7	14.8
25	Laujar, Cerecillo	15.9	11.0	6.8	4.6	4.0	4.5	5.8	7.6	11.3	15.7	19.8	19.8	10.6
26	Laujar, Monterrey	18.6	13.5	9.3	7.0	6.3	6.8	8.3	10.1	13.7	17.9	22.7	22.5	13.1
34	Viator, Base Militar	23.8	19.7	15.8	12.9	11.9	12.9	14.7	16.8	19.9	23.7	26.6	27.3	18.8
36	Dalías, Venta del Viso	24.1	19.9	15.8	13.2	12.4	13.0	14.1	15.8	18.5	21.5	25.4	26.2	18.3
37	La Mojonesa, E.I.C.H.I.	24.0	20.1	16.4	13.8	12.5	13.0	14.9	16.8	19.4	23.0	26.1	26.3	18.9
38	El Ejido, Llanos de la Celada	23.1	19.0	15.8	12.8	12.9	13.0	14.3	16.0	19.1	22.0	25.3	26.5	18.3
39	Válor	21.5	17.0	13.6	10.9	9.9	11.4	12.8	14.2	18.2	22.2	25.6	26.1	16.9

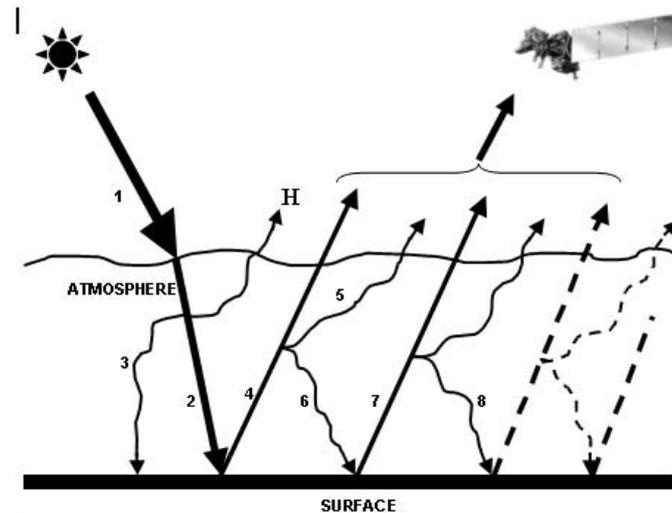
b) Temperatura máxima

ID	ESTACIÓN	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
2	Adra, faro	26.9	22.8	19.6	17.2	16.2	16.6	17.7	18.8	20.9	24.2	27.5	29.0	21.4
4	Alhama de Almería	27.3	22.4	18.4	15.5	14.3	16.1	18.0	20.1	24.0	27.9	31.3	31.7	22.2
6	Almería	27.0	23.0	19.0	16.5	16.0	16.5	17.8	19.2	22.3	25.1	28.5	29.3	21.7
7	Almería, Aeropuerto	28.3	24.3	20.5	17.8	16.8	17.6	19.1	20.9	23.6	27.2	30.2	30.7	23.1
11	Berja	29.2	24.1	20.2	18.0	17.0	18.2	19.8	21.7	25.2	28.4	32.1	32.5	23.9
12	Berja, Castala	27.7	22.5	18.2	15.5	14.2	14.6	16.8	18.6	22.4	26.8	30.9	30.9	21.6
13	Canjáyar	31.4	26.7	20.6	15.6	14.7	16.6	20.1	23.0	26.6	31.3	34.6	34.4	24.6
19	Felix	26.9	20.2	16.8	14.0	14.1	14.7	16.7	18.7	22.5	27.1	30.6	31.0	21.1
24	Laujar	25.7	19.5	15.2	12.5	12.2	13.5	15.4	17.2	21.0	24.7	29.5	29.4	19.7
25	Laujar, Cerecillo	21.1	15.7	11.2	8.8	8.5	8.9	10.2	12.0	16.1	21.0	25.7	25.6	15.4
26	Laujar, Monterrey	24.2	18.5	13.8	11.5	11.0	11.5	13.1	14.8	18.9	23.7	28.9	28.6	18.2
34	Viator, Base Militar	28.6	24.2	20.2	17.4	16.5	17.8	19.5	21.8	25.0	28.8	31.8	32.2	23.7
36	Dalías, Venta del Viso	28.9	24.6	20.1	17.5	17.1	17.7	18.7	20.5	23.6	26.5	30.4	31.2	23.1
37	La Mojonesa, E.I.C.H.I.	28.2	24.1	20.1	17.5	16.4	17.0	19.3	21.2	23.9	27.8	31.0	31.1	23.1
38	El Ejido, Llanos de la Celada	27.1	22.6	19.3	16.3	16.5	16.7	17.9	19.4	22.8	26.2	29.9	30.6	22.1
39	Válor	25.5	20.4	16.7	13.8	12.9	14.5	15.9	17.7	21.9	26.2	30.0	30.5	20.5

c) Temperatura mínima

ID	ESTACIÓN	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Anual
2	Adra faro	21.5	17.3	14.4	12.2	10.9	11.2	12.3	13.3	15.6	18.7	22.0	22.8	16.0
4	Alhama de Almería	18.4	14.3	10.8	8.2	6.7	8.0	9.6	10.9	14.6	18.3	21.5	22.0	13.6
6	Almería	20.0	15.9	11.8	9.2	8.8	9.4	10.6	12.4	15.4	18.3	21.5	22.3	14.6
7	Almería, Aeropuerto	19.5	15.7	12.0	9.3	8.2	8.7	10.1	11.9	14.6	18.1	21.1	21.9	14.2
11	Berja	16.6	12.6	8.4	5.7	5.6	5.8	7.6	9.4	12.7	15.5	18.5	19.3	11.5
12	Berja, Castala	16.2	12.8	8.8	6.6	5.4	5.3	7.0	8.5	11.6	15.2	18.6	18.7	11.2
13	Canjáyar	16.2	11.8	7.9	4.8	4.7	5.2	7.1	8.8	11.8	15.5	19.5	19.5	11.1
19	Felix	16.4	12.3	9.2	6.5	5.9	5.7	7.4	9.1	12.4	16.3	18.8	20.2	11.7
24	Laujar	15.1	10.9	7.2	4.2	3.7	4.6	5.5	7.4	10.7	14.0	17.9	18.1	10.0
25	Laujar, Cerecillo	10.6	6.2	2.5	0.3	-0.5	0.0	1.4	3.2	6.4	10.4	14.0	14.0	5.7
26	Laujar, Monterrey	13.0	8.5	4.7	2.5	1.6	2.2	3.4	5.3	8.5	12.2	16.4	16.4	7.9
34	Viator, Base Militar	19.0	15.3	11.4	8.5	7.3	8.0	9.9	11.8	14.7	18.6	21.4	22.4	14.0
36	Dalías, Venta del Viso	19.4	15.3	11.5	8.8	7.7	8.4	9.6	11.2	13.5	16.4	20.3	21.3	13.6
37	La Mojonesa, E.I.C.H.I.	19.7	16.0	12.7	10.2	8.7	9.0	10.6	12.4	14.9	18.3	21.1	21.5	14.6
38	El Ejido, Llanos de la Celada	19.1	15.4	12.4	9.4	9.3	9.3	10.7	12.5	15.3	17.9	20.6	22.3	14.5
39	Válor	17.5	13.6	10.4	8.0	6.8	8.4	9.8	10.6	14.4	18.1	21.0	21.7	13.4

Anexo 5. Modelo de corrección atmosférica y topográfica



El algoritmo empleado para el cálculo de la reflectancia espectral es

$$\rho_i = \frac{L_i / \cos \beta - H_i}{\{S_{o_i} \cos \theta [t_i + d_i (1 - t_i)] [t_{i^*} + d_{i^*} (1 - t_{i^*})]\} + [(L_i / \cos \beta - H_i)(1 - t_{i^*})u_i]} \quad (\text{Ec. A5.1.})$$

donde:

ρ = reflectancia espectral (adimensional).

L = radiancia espectral medida por el sensor remoto ($\text{W m}^{-2} \mu\text{m}^{-1} \text{sr}^{-1}$).

H = radiancia espectral asociada al albedo atmosférico, suma de la dispersión Rayleigh y Mie.

S_o = radiación solar en el límite de la atmósfera.

θ = ángulo cenital.

t = transmitancia o coeficiente de transparencia atmosférica para la radiación solar incidente.

d = coeficiente semi-empírico que expresa la fracción de radiación solar incidente que es dispersada y absorbida por la atmósfera (hacia la superficie, flujo n° 3).

t^* = transmitancia o coeficiente de transferencia atmosférica para la radiación solar reflejada.

d^* = coeficiente semi-empírico que expresa la fracción de radiación solar reflejada que es dispersada y absorbida por la atmósfera (hacia el sensor, flujo n° 5).

u = coeficiente semi-empírico que expresa la fracción de radiación solar reflejada que es devuelta a la superficie por dispersión atmosférica (flujo n° 6).

β = ángulo de incidencia sobre un plano inclinado.

Los valores de H , t , t^* , d , d^* y u son calculados según Gónima y Alados (2003). El uso de la ecuación A5.1. requiere datos meteorológicos (presión atmosférica, temperatura del aire, humedad relativa y visibilidad) para el cálculo de la dispersión Rayleigh y Mie y de la absorción atmosférica ocasionada por el vapor de agua, el ozono y la mezcla de gases.

Anexo 6. Valores del coeficiente evaporativo k y de NDVI empleados en la definición de las envolventes de referencia

k		N	NDVI	
Clase	Mediana		P5	P95
(0.00400, 0.00430]	0.004234	858	0.0835	0.2270
(0.00430, 0.00435]	0.004328	513	0.0907	0.2516
(0.00435, 0.00440]	0.004375	741	0.0814	0.2551
(0.00440, 0.00445]	0.004428	875	0.1068	0.2668
(0.00445, 0.00450]	0.004478	1451	0.1217	0.2964
(0.00450, 0.00455]	0.004526	1702	0.1318	0.3167
(0.00455, 0.00460]	0.004576	1954	0.1426	0.3252
(0.00460, 0.00465]	0.004627	2531	0.1540	0.3757
(0.00465, 0.00470]	0.004676	3302	0.1664	0.3851
(0.00470, 0.00475]	0.004725	3836	0.1756	0.4072
(0.00475, 0.00480]	0.004777	4746	0.1833	0.4056
(0.00480, 0.00485]	0.004827	6845	0.1936	0.3929
(0.00485, 0.00490]	0.004876	8164	0.1965	0.3859
(0.00490, 0.00495]	0.004927	11801	0.2062	0.3916
(0.00495, 0.00500]	0.004976	14191	0.2175	0.4067
(0.00500, 0.00505]	0.005024	13089	0.2180	0.4168
(0.00505, 0.00510]	0.005074	10636	0.2221	0.4264
(0.00510, 0.00515]	0.005125	8726	0.2157	0.4309
(0.00515, 0.00520]	0.005174	8202	0.1993	0.4248
(0.00520, 0.00525]	0.005223	7282	0.1972	0.4318
(0.00525, 0.00530]	0.005274	4956	0.1955	0.4440
(0.00530, 0.00535]	0.005323	3426	0.1978	0.4407
(0.00535, 0.00540]	0.005374	2827	0.2036	0.4526
(0.00540, 0.00545]	0.005423	2146	0.2011	0.4513
(0.00545, 0.00550]	0.005475	1712	0.2048	0.4507
(0.00550, 0.00555]	0.005524	1358	0.2066	0.4600
(0.00555, 0.00560]	0.005573	1114	0.2138	0.4757
(0.00560, 0.00565]	0.005623	919	0.2066	0.4578
(0.00565, 0.00570]	0.005675	763	0.2136	0.4534
(0.00570, 0.00575]	0.005725	603	0.2152	0.4700
(0.00575, 0.00580]	0.005774	567	0.2110	0.4568
(0.00580, 0.00585]	0.005823	422	0.2100	0.4681
(0.00585, 0.00590]	0.005874	370	0.2255	0.4615
(0.00590, 0.00595]	0.005924	350	0.2218	0.4822
(0.00595, 0.00600]	0.005973	301	0.2125	0.4909
(0.00600, 0.00605]	0.006023	244	0.2300	0.4650
(0.00605, 0.00610]	0.006075	210	0.2400	0.4741
(0.00610, 0.00615]	0.006124	174	0.2449	0.4675
(0.00615, 0.00620]	0.006174	173	0.2292	0.4688
(0.00620, 0.00625]	0.006222	131	0.2138	0.4771
(0.00625, 0.00630]	0.006273	113	0.2375	0.4744
(0.00630, 0.00635]	0.006323	96	0.2039	0.4427
(0.00635, 0.00640]	0.006371	59	0.2397	0.4690
(0.00640, 0.00645]	0.006423	71	0.2194	0.5391
(0.00645, 0.00650]	0.006482	63	0.2003	0.4262
(0.00650, 0.00800]	0.006738	415	0.2358	0.4866

ANEXO 7. Eventos de escorrentía en la ladera del Llano de los Juanes (Sierra de Gádor, Almería)

Tabla A7.1.A. Eventos de precipitación y coeficientes de escorrentía registrados en la ladera del aljibe del Llano de los Juanes. Año hidrológico 2003/2004.

Evento	Precipitación							Humedad antecedente			Coef. Esc. %	
	t0	Duración	Lluvia acum.	i	i60 max	i10 max	i5 max	6a	6m	6b	Evento	Max. Evento
30 sep - 1 oct 2003	30/09/03 20:44:03	4.94	1.63	0.33	1.22	3.66	4.88				0.00	0.00
6-7 oct 2003	06/10/03 12:09:40	12.69	27.26	2.15	12.61	43.93	78.11				0.11	0.11
14 oct 2003	14/10/03 11:29:14	6.27	8.14	1.30	5.70	23.19	24.41				0.14	1.40
31 oct 2003	31/10/03 06:44:23	9.57	38.85	4.06	15.05	25.63	31.73				0.82	0.82
15 nov 2003	15/11/03 17:47:45	4.15	14.64	3.53	6.92	12.20	14.64				1.79	1.79
17-18 nov 2003	17/11/03 19:23:40	26.25	65.09	2.48	7.53	12.20	14.64				6.28	8.00
19 nov 2003	19/11/03 05:28:56	3.50	8.34	2.38	0.81	8.54	12.20				2.05	2.44
23 nov 2003	23/11/03 03:30:21	11.75	14.24	1.21	4.27	7.32	9.76				1.66	2.02
1 dic 2003	01/12/03 00:33:57	9.20	9.56	1.04	2.64	4.88	4.88				0.00	4.20
5 dic 2003	05/12/03 03:05:31	11.15	5.90	0.53	1.22	2.44	2.44				0.34	0.34
6-7 dic 2003	06/12/03 18:38:38	8.99	5.49	0.61	1.63	2.44	4.88				0.31	0.31
8-9 dic 2003	08/12/03 22:22:43	4.99	4.68	0.94	1.83	3.66	4.88				0.18	1.40
10 dic 2003	10/12/03 12:18:13	4.44	8.95	2.01	3.46	6.10	7.32				0.57	0.57
15-17 mar 2004	15/03/04 19:18:25	34.15	13.02	0.38	2.03	7.32	7.32	22.71	19.07	29.33	0.00	2.25
26 mar 2004	26/03/04 00:28:40	18.27	12.20	0.67	2.85	4.88	4.88	17.39			2.87	18.19
27-29 mar 2004	27/03/04 21:57:08	34.89	53.70	1.54	6.10	8.54	9.76	24.18			0.25	0.41
1-2 abr 2004	01/04/04 21:49:57	6.38	3.25	0.51	1.42	3.66	4.88	21.71			2.80	2.80
9-10 abr 2004	09/04/04 03:30:58	37.89	38.04	1.00	4.27	8.54	12.20	16.54			0.05	0.05
11 abr 2004	11/04/04 08:07:02	8.29	9.15	1.10	2.44	3.66	4.88	28.21			0.65	0.65
15 abr 2004	15/04/04 12:19:22	10.46	22.37	2.14	5.49	7.32	9.76	21.39	25.19	24.47	0.13	8.40
28 abr 2004	28/04/04 04:14:32	16.96	12.61	0.74	3.86	8.54	9.76	14.37			0.00	0.09
2 may 2004	02/05/04 08:33:21	18.84	32.34	1.72	7.12	1.22	2.44	17.94			0.00	0.19
27 may 2004	27/05/04 11:20:50	5.78	5.49	0.95	2.24	8.54	12.20	19.59	16.93	21.80	0.62	2.80
25 jul 2004	25/07/04 15:18:48	7.26	5.29	0.73	2.03	9.76	17.09	4.70	3.74	7.42	0.00	1.40

t0 = Inicio del evento de precipitación; Duración en horas; i = intensidad media del evento; i60, i10, i5 = intensidades máximas (mm/h) en 60, 10 y 5 minutos respectivamente; Humedad antecedente a 6 cm de profundidad en diferentes posiciones (a = parte alta, m = parte media, b = parte baja); Coef. Esc. % = coeficiente de escorrentía en % para todo el evento y valor máximo registrado durante el evento.

Tabla A7.1.B. Eventos de precipitación y coeficientes de escorrentía registrados en la ladera del aljibe del Llano de los Juanes. Año hidrológico 2004/2005 (no completo).

Evento	Precipitación							Humedad antecedente			Coef. Esc. %	
	t0	Duración	Lluvia acum.	i	i60 max	i10 max	i5 max	6a	6m	6b	Evento	Max. Evento
27-28 oct 2004	27/10/04 12:50:31	12.66	9.36	0.74	4.88	9.76	12.20	4.16	4.09		0.00	0.00
4-5 nov 2004	04/11/04 18:17:01	15.94	7.73	0.48	1.63	6.10	7.32	7.03	6.84	15.02	0.00	0.00
30 nov 2004	30/11/04 09:22:17	8.97	5.90	0.66	2.03	2.44	4.88	7.20	7.23	17.44	0.00	0.00
1 dic 2004	01/12/04 00:13:02	18.90	32.95	1.74	6.92	9.76	9.76	13.57	24.67	18.13	0.00	0.05
3-4 dic 2004	03/12/04 20:39:29	13.13	19.32	1.47	4.88	8.54	12.20	20.87	28.85	27.50	0.00	0.00
7 feb 2005	07/02/05 13:34:59	4.05	5.49	1.35	2.44	3.66	4.88	10.40	8.26	19.17	0.10	0.13
8 feb 2005	08/02/05 09:39:51	7.20	8.14	1.13	2.24	3.66	4.88	18.01	8.24	19.10	0.03	0.04
9 feb 2005	09/02/05 09:08:17	7.22	5.90	0.82	1.22	2.44	2.44	18.85	13.27	25.99	0.05	0.70
10 feb 2005	10/02/05 11:07:51	5.71	7.32	1.28	3.25	6.10	7.32	19.59	17.18	26.68	0.08	0.08
27 feb 2005	27/02/05 10:53:28	10.92	6.51	0.60	1.22	2.44	4.88	17.82			0.00	0.23
1 mar 2005	01/03/05 10:58:35	10.14	7.53	0.74	2.03	2.44	4.88	21.84			0.08	0.09
2 mar 2005	02/03/05 09:30:51	6.52	12.41	1.90	3.25	4.88	7.32	22.72			0.07	0.11
5 mar 2005	05/03/05 08:00:52	9.12	13.02	1.43	3.25	4.88	4.88	23.58			0.07	1.40
15 mar 2005	15/03/05 05:39:18	8.81	9.15	1.04	3.66	6.10	7.32	21.12			0.00	0.00

t0 = Inicio del evento de precipitación; Duración en horas; i = intensidad media del evento; i60 max, i10 max, i5 max = intensidades máximas (mm/h) en 60, 10 y 5 minutos respectivamente; Humedad antecedente a 6 cm de profundidad en diferentes posiciones (a = parte alta, m = parte media, b = parte baja); Coef. Esc. % = coeficiente de escorrentía en % para todo el evento y valor máximo registrado durante el evento.