



UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

# **Utilización de sensores de humedad del suelo en la implementación de modelos climáticos en zonas de montaña Mediterránea**

**Jorge Alirio Aristizabal Botero**

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad, de Ciencias- Escuela de Geomorfología y suelos

Medellín, Colombia

2014



# **Utilización de sensores de humedad del suelo en la implementación de modelos climáticos en zonas de montaña Mediterránea**

**Jorge Alirio Aristizabal Botero**

Trabajo de investigación presentado como requisito parcial para optar al título de:  
**Magister en Ciencias-Geomorfología y Suelos**

Director:

Ph.D, Juan Carlos Loiza Usuga  
Prof. Facultad de Minas

Grupo de Investigación:

Recursos Hidráulicos

Universidad Nacional de Colombia  
Facultad, de Ciencias- Escuela de Geomorfología y suelos  
Medellín, Colombia  
2014



*A mi familia.*



## **Agradecimientos**

Al Centro Tecnológico Forestal de Cataluña y a la Dra. Rosa Maria Poch por facilitar la información y permitir el análisis de los datos.

A David Stany por su continua colaboración en el manejo de la información y toma de datos en campo.

A Juan Carlos Loaiza por su orientación y acompañamiento como director de esta investigación.

Al Codirector Carlos David Hoyos y a Nicolás Velásquez por su apoyo incondicional y grandes aportes a esta investigación.

Al Sistema de Alerta Temprana de Medellín y el Valle de Aburrá (SIATA) y a todo el grupo de trabajo por su apoyo y asesoría continua.

A Karla Salazar y mi familia en general por su paciencia y apoyo incondicional durante el tiempo de desarrollo de esta investigación.



## Resumen

En esta tesis se presenta la utilización de sensores de humedad del suelo en la implementación de los modelos climáticos ECHAM5 MPI y GFDL M2-1 para la predicción de la respuesta de la humedad del suelo frente a los escenarios de cambio climático A1B, A2 y B1 en la cuenca de la Ribera Salada (España), para los períodos (2046-2065) y (2081-2100). Los datos de humedad de suelo fueron recolectados a escala horaria, por un periodo de nueve años, en ocho unidades experimentales seleccionadas por tipos y usos del suelo más representativos. Los datos de humedad del suelo simulados fueron obtenidos de los modelos hidrológicos semi-distribuido HBV y distribuido SHIA, calibrados a partir de un año de datos y validados para todo el periodo de estudio (2003-2011). Los resultados muestran que tanto HBV como SHIA simulan adecuadamente la dinámica de la humedad del suelo observada en la cuenca. Los diferentes escenarios evaluados proyectan una disminución en el contenido de agua en el suelo en todas las unidades experimentales de la cuenca.

**Palabras clave:** Simulación Hidrológica, Humedad de suelo, HBV, SHIA, cambio climático, ECHAM, GFDL CM2-1

**Abstract**

In this thesis, the use of soil moisture sensors in the implementation of climate models ECHAM5 MPI and GFDL M2-1 for predicting the response of soil moisture versus climate change scenarios A1B, A2 and B1 in the Ribera Salada basin (Spain), for the periods (2046-2065) and (2081-2100), is presented. The soil moisture data were collected in an hourly basis for a period of nine years in eight experimental units selected by type of soil and use. Soil moisture simulated data were obtained from the semi-distributed hydrological model HBV and distributed model SHIA, calibrated from one year data and validated for the entire period of study (2003-2011). The results show that both HBV and SHIA adequately simulate the dynamics of the observed soil moisture data in the basin. Different scenarios evaluated expect a reduction of soil moisture in all experimental units in the basin.

**Keywords: Hydrological modeling, soil moisture, HBV, SHIA, climate change, ECHAM, GFDL.**

# Contenido

<b>Resumen .....</b>	<b>IX</b>
<b>Lista de figuras.....</b>	<b>XIII</b>
<b>Lista de tablas .....</b>	<b>14</b>
<b>Introducción .....</b>	<b>3</b>
<b>1. Humedad del suelo.....</b>	<b>2</b>
1.1 Medición de la humedad del suelo .....	3
1.2 Humedad del suelo y su relación con el relieve .....	5
1.3 Humedad del suelo y precipitación .....	6
1.4 Humedad del suelo y evapotranspiración .....	7
1.5 Modelación Hidrológica.....	9
1.6 Cambio Climático.....	10
<b>2. Metodología .....</b>	<b>14</b>
2.1 Descripción del área de estudio .....	14
2.2 Montaje experimental.....	16
2.3 Análisis de datos.....	18
2.4 Modelos Hidrológicos y Climáticos.....	20
2.4.1 Modelo de simulación HBV.....	20
2.4.2 Modelo de simulación SHIA.....	24
2.4.3 Filtro del Extendido Kalman (EKF).....	31
2.4.4 Modelos Climáticos .....	33
2.4.5 Implementación de los modelos hidrológicos y climáticos .....	36
2.4.6 Modelación de escenarios de cambio climático .....	38
<b>3. Análisis de la humedad del suelo, precipitación y evapotranspiración .....</b>	<b>42</b>
3.1 Precipitación .....	42
3.2 Evapotranspiración .....	45
3.3 Análisis de la humedad del suelo .....	46
3.3.1 Ciclo anual de la humedad del suelo .....	49
3.3.2 Humedad del suelo a escala de evento de precipitación .....	53
3.3.3 Humedad del suelo dentro del ciclo diario .....	59
3.4 Balance hídrico .....	59
<b>4. Modelización de la humedad del suelo .....</b>	<b>64</b>
4.1 Modelo HBV.....	64
4.1.1 Periodo de Calibración .....	64
4.1.2 Periodo de Validación.....	67
4.2 Modelo SHIA.....	72
4.2.1 Periodo de calibración .....	72
4.2.2 Periodo de Validación.....	75
4.2.3 Balance hídrico para el modelo SHIA .....	80
4.3 Modelos Climáticos.....	81
4.3.1 Análisis de los datos.....	81
4.3.2 Implementación de los modelos climáticos.....	84

<b>5. Conclusiones y Recomendaciones .....</b>	<b>95</b>
5.1. Conclusiones .....	95
5.2. Recomendaciones .....	97
<b>A. Anexo: Cambio promedio mensual de la humedad del suelo simulada con los modelos HBV y SHIA, para el modelo climático ECHAM para los períodos 2046- 2065 y 2081-2100, (Valores Negativos) .....</b>	<b>98</b>
<b>Bibliografía .....</b>	<b>102</b>

## Lista de figuras

### Pág.

Figura 2- 1 Área de estudio (Fuente; Loaiza & Pauwels, 2008) .....	15
Figura 2- 2 Esquema del montaje experimental realizado. ....	19
Figura 2- 3 Esquema del modelo hidrológico HBV (Fuente: Ferket et al., 2010).....	22
Figura 2- 4 Diagrama descriptivo del modelo Hidrológico SHIA.....	26
Figura 2- 5. Esquema de las conexiones verticales y horizontales entre tanques (Fuente: UNAL, 2014) .....	27
Figura 2- 6 Modelos climáticos evaluados .....	35
Figura 2- 7 Implementación de los modelos hidrológicos .....	37
Figura 2- 8 Implementación de los modelos y escenarios climáticos .....	39
Figura 3- 1 Ciclo diario de precipitación para el periodo 2003-2011, en la Ribera Salada, España.....	45
Figura 3- 2 Dinámica de la humedad del suelo y eventos de precipitación bajo diferentes usos del suelo en la cuenca de la Ribera Salada (2003-2011). ....	47
Figura 3- 3 Valores promedio, máximos y mínimos de la humedad de suelo obtenidos a escala horaria para el periodo 2003-2011 en todas las unidades experimentales. ....	50
Figura 3- 4 Comportamiento de la humedad del suelo y la precipitación para los años de mayor (2008) y menor (2006) precipitación en las unidades experimentales en el área de influencia de la estación Lladurs.....	52
Figura 3- 5 Comportamiento de la humedad del suelo y la precipitación para los años de mayor (2010) y menor (2009) precipitación en las unidades experimentales de influencia de la estación Cal Ramonet.....	54
Figura 3- 6 Respuesta de la humedad del suelo para los años de mayor y menor precipitación. ....	56
Figura 3- 7 Períodos más secos para las unidades experimentales: a) C. Umbría y b) C. Solana. ....	59
Figura 3- 8. Balance hídrico para todas las unidades experimentales a escala de estaciones del año para todo el periodo de estudio (2003-2011).....	60
Figura 4- 1 Humedad del suelo medida y simulada con el modelo HBV durante el periodo de calibración. ....	68
Figura 4- 2 Validación del modelo HBV para el periodo 2003-2011.....	70
Figura 4- 3 Humedad medida y calibrada con el modelo SHIA para el periodo (2010). ..	73
Figura 4- 4 Validación del modelo SHIA para el periodo 2003-2011 en la cuenca de la Ribera Salada .....	77

Figura 4- 5 Relación cuantil - cuantil entre los datos de P1 y P2 con los datos observados en las estaciones Cal Ramonet y Lladurs. ....	82
Figura 4- 6 Deciles para precipitación en los diferentes escenarios de los modelos de cambio climático ECHAM y GFDL para los períodos 1961-2000, 2046-2065 y 2081-2100. ....	83
Figura 4- 7 Déficit de humedad en el suelo proyectado por los diferentes escenarios de cambio climático en Canalda y C. Solana. ....	86
Figura 4- 8 Cambio promedio estacional de la humedad del suelo simulada con los modelos HBV y SHIA, para el modelo climático ECHAM para los períodos 2046-2065 y 2081-2100, (Valores Negativos).....	90

## Lista de tablas

### Pág.

Tabla 1- 1 Coeficientes de correlación entre los diferentes parámetros del relieve y la humedad, reportados en la bibliografía. ....	6
Tabla 2- 1 Datos de precipitación y meteorológicos promedios para el periodo de estudio (2003-2011), obtenidos en las estaciones Lladurs y Cal Ramonet. ....	15
Tabla 2- 2 Suelos y usos de la tierra encontrados en la Ribera Salada (Fuente; Loaiza, 2007; Loaiza & Poch, 2009). ....	16
Tabla 2- 3 Características geomorfológicas de las diferentes unidades experimentales. ....	16
Tabla 2- 4 Propiedades físicas e hidrológicas del suelo para la sección control (Fuente; Loaiza, 2007) ....	18
Tabla 2- 5 Descripción de los diferentes escenarios de cambio climático ....	34
Tabla 2- 6 Valores de referencia del Criterio de NASH-Sutcliffe (Tomando de Molnar, 2011) ....	37
Tabla 2- 7 Tabla de convenciones de los escenarios evaluados.....	39
Tabla 3- 1. Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensual para el periodo 2003-2011.....	44
Tabla 3- 2 Datos de relación precipitación (Prec) y evapotranspiración potencial (ETP) anual en Lladurs. ....	46

Tabla 3- 3 Análisis de la humedad del suelo a escala horaria para el periodo 2003-2011. .....	49
Tabla 3- 4 Valores máximos, mínimos y promedios de la humedad de suelo para los años de menor (2006) y mayor (2008) precipitación en Lladurs y Cal Ramonet, observados durante el periodo 2003-2011 .....	52
Tabla 3- 5 Respuesta de la humedad del suelo a diferentes eventos de precipitación. ....	55
Tabla 3- 6 Coeficientes de correlación lineal $R^2$ entre humedad del suelo, volumen, duración y máxima intensidad de la precipitación para los años de menor y mayor precipitación a partir de los datos obtenidos en cada una de las estaciones de humedad. .....	58
Tabla 3- 7 Componentes del balance hídrico para el período de estudio en cada estación. .....	63
Tabla 4- 1 Valores promedio observado y simulado de la humedad de suelo para el periodo de calibración y sus respectivas pruebas de bondad (RMSE y NASH).....	65
Tabla 4- 2 Parámetros calibrados para el modelo HBV.....	66
Tabla 4- 3 Valores promedio observado y simulado de la humedad de suelo para el periodo de validación (2003-2011) con el modelo HBV y sus respectivas pruebas de bondad (RMSE y NASH).....	69
Tabla 4- 4 Promedios para valores observados, simulados, RMSE y NASH, durante el periodo de calibración del modelo SHIA.....	73
Tabla 4- 5 Parámetros obtenidos para la calibración del modelo SHIA. ....	75
Tabla 4- 6 Valores RMSE; NASH y promedios observado y simulado de la humedad de suelo durante el periodo de validación (2003 - 2011) con el modelo de simulación SHIA. .....	77
Tabla 4- 7 Componentes del balance hídrico con el modelo de simulación SHIA (2003- 2011). ....	80
Tabla 4- 8 Valores de la pendiente y el coeficiente de correlación $R^2$ entre los modelos ECHAM (P1) y GFDL (P2 ) y los datos obtenidos en las estaciones Cal Ramonet y Lladurs.....	82
Tabla 4- 9 Cambios en la temperatura promedio para los períodos 2046 - 2065 y 2081 - 2100, respecto al periodo 1961-2000, proyectados con los modelos ECHAM y GFDL. ..	83
Tabla 4- 10 Valores promedios de la humedad del suelo obtenidos con el modelo HBV en la simulación de escenarios de cambio climático. ....	85
Tabla 4- 11 Valores promedios de la humedad del suelo obtenidos con el modelo SHIA en la simulación de escenarios de cambio climático. ....	85
Tabla 4- 12 Valores extremos de cambios en la humedad respecto a la humedad actual, simulados con los modelos HBV y SHIA para los diferentes escenarios de cambio climático (unidades negativas). ....	87

# Introducción

El agua del suelo representa el 0.15% del agua fresca en la tierra (Dingman, 1994), siendo ésta, una variable clave para el control de procesos hidrológicos, energéticos y biogeoquímicos (Mahmood & Hubbard, 2007). Las interacciones entre el suelo y la atmósfera tienen una influencia directa sobre clima, escorrentía, evapotranspiración, intercambio de CO<sub>2</sub>, crecimiento de plantas y drenaje del agua, entre otros (Dingman, 1994; Entekhabi, 1995; D'Odorico & Rodríguez-Iturbe, 2000; Western et al., 1999; Seneviratne et al., 2010). En particular, la humedad del suelo juega un rol crucial en el crecimiento de las plantas y en el ciclo hidrológico, principalmente en zonas áridas y semiáridas donde la humedad del suelo representa la principal restricción para la supervivencia y desarrollo de las plantas, influyendo sobre procesos que determinan la evolución y funcionamiento del sistema vegetal (Li, 2011). En este sentido, es necesario comprender las relaciones y mecanismos existentes en el sistema suelo-agua-vegetación-atmósfera, conociendo los aportes de los diferentes componentes del balance hídrico, tipos de cobertura vegetal, tipos de suelo y cambios en los usos de la tierra, los cuales tienen efectos significativos en procesos hidrológicos, tales como evapotranspiración, humedad del suelo y recarga de agua subterránea (Hillel, 1998; Rodríguez-Iturbe, 2000; Eagleson, 2002).

Según Loaiza & Pauwels (2008), la humedad del suelo varía en profundidad, lo cual hace que las mediciones sean a menudo costosas y problemáticas debido a su gran variabilidad espacial y temporal, además de los problemas asociados a los procesos del agua en el suelo y de escala al extrapolar dicha información a nivel de cuencas hidrográficas.

Varias metodologías han sido desarrolladas para evaluar la humedad del suelo tanto en campo como en laboratorio, dentro de las que se destacan: mediciones gravimétricas, bloques de resistencia eléctrica, tensiómetros, sondas de neutrones, radares y satélites infrarrojos, entre otros (WMO, 2008). De estas metodologías, una buena alternativa para la adquisición de datos in situ es el uso de sensores de humedad del suelo, dado que estos permiten estudiar el contenido de agua al interior del perfil del suelo a diferentes escalas temporales y espaciales (Owe et al., 1982; Grayson et al., 1997; Famiglietti &

Wood, 1994; Entin et al., 2000; Brocca et al., 2007; Loaiza & Pauwels, 2008; Seneviratne et al. 2010)

Contar con datos de humedad del suelo asociado a la información del relieve, usos y tipos de suelo, precipitación y evapotranspiración, como insumo en la implementación de modelos hidrológicos y climáticos permite estimar y predecir, de manera aproximada, el comportamiento de la humedad del suelo frente a diferentes escenarios de cambio climático global y bajo diferentes tipos y usos del suelo (Robock *et al.*, 1998; Loaiza, 2007; Loaiza & Pauwels, 2008; Loaiza & Poch, 2009), siendo ésta una herramienta útil para el diseño de estrategias de mitigación y programas de administración de los recursos naturales (Canton et al., 2004; Brocca et al., 2007; Loaiza, 2007; Famiglietti et al., 2008; Kim, 2009; Zehe et al., 2010),

Las áreas montañosas Mediterráneas de España son claves en la generación de energía y almacenamiento de agua para consumo humano, agrícola e industrial (Loaiza, 2007; Delgado et al., 2010). En el Pirineo Catalán, la evolución socioeconómica ha llevado a un abandono de las zonas rurales, generando un incremento en áreas forestales (60% del área total) a expensas de la disminución de zonas agrícolas y pastizales (Ubalde et al., 1999; Poyatos et al., 2003; Loaiza, 2007). Estas modificaciones en el uso del suelo han generado cambios en la respuesta hidrológica de la cuenca La Ribera Salada, debido a alteraciones en los regímenes de humedad del suelo asociados a mayor consumo de agua por parte de los bosques y la disminución de la escorrentía, cambiando la disponibilidad de agua en el sistema natural (Ubalde et al., 1999; Poyatos et al., 2003; Batalla & Poch, 2004; Loaiza, 2007). Estos cambios en la zona Mediterránea (Pirineos), hacen de esta región un buen ejemplo para evaluar el impacto de escenarios de cambio climático y usos del suelo sobre la respuesta hidrológica del sistema (Müller et al., 2009).

La cuenca de la Ribera Salada ha sido utilizada como modelo en estudios de la dinámica hidrológica (Loaiza, 2007; Loaiza & Pauwels, 2008; Loaiza & Poch, 2009; Müller et al., 2009; Poch & Antúnez, 2010), cambios en el uso del suelo y su impacto en la hidrología (Gallart & Llorens, 2004; Poyatos et al., 2003; Ubalde et al., 1999; Loaiza, 2007; Loaiza & Pauwels, 2008; Loaiza & Poch, 2009; Müller et al., 2009), transporte de sedimentos

(Batalla & Vericat, 2010; Delgado et al., 2010), desarrollo de agregados y secuestro de carbono (Poch & Antúnez, 2010) y cambios en la dinámica de los ecosistemas (Gibbins et al., 2007).

El objetivo general de este trabajo fue implementar modelos hidrológicos en la predicción de la respuesta de la humedad del suelo frente a escenarios climáticos, a partir de datos detallados, medidos in situ, de la humedad del suelo; los objetivos específicos son:

- Determinar la respuesta de la humedad del suelo asociada a los fenómenos de precipitación y evapotranspiración en la cuenca La Ribera Salada.
- Usar modelos hidrológicos simples en la predicción de la humedad del suelo en la cuenca La Ribera Salada.
- Evaluar la respuesta de la humedad del suelo frente a escenarios y modelos de climáticos.

Para lograr estos objetivos, fueron seleccionados los modelos hidrológicos semidistribuido HBV “Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning” (Bergström & Forsman, 1973; Bergström, 1976) y distribuido SHIA “Modelo de Simulación Hidrológica Abierta” (Vélez, 2001), los cuales fueron calibrados y validados a partir de datos obtenidos de sensores de humedad de suelo. Los modelos climáticos seleccionados para la predicción de la respuesta de la humedad del suelo fueron ECHAM 5MPI y GFDL M2.1 (IPCC, 2014), evaluados en los escenarios de cambio climático global A1B, A2 y B1 (SENAMHI, 2005; Acevedo, 2009).



# 1. Humedad del suelo

Suelo-vegetación-atmósfera están acoplados a través de complejos procesos físicos, químicos y biológicos (Bonan, 2002; Verma et al., 2011), donde humedad del suelo, escorrentía e infiltración están asociados a eventos de precipitación, propiedades físicas del suelo (textura, estructura, porosidad, entre otros), evaporación y transpiración (Weekley et al., 2007).

De acuerdo con Hillel (1998) y Western et al. (2002), la humedad del suelo es la cantidad de agua almacenada en la zona no saturada o zona vadosa, siendo esta un componente clave dentro del ciclo hidrológico, tanto a escala espacial como temporal, que indica la presencia de áreas y períodos “activos” ó “de contribución” (Ambroise, 2004), dependiente de factores como: topografía del relieve, tipos de suelo, tipos de cobertura vegetal, variabilidad climática, entre otros (He et al., 2011). En términos de cambios en la humedad del suelo, el contenido de agua en el suelo es el producto de las entradas y salidas al interior del perfil de suelo (Qiu et al., 2001; Wang et al. 2013); donde los fenómenos de precipitación aumentan la humedad del suelo; y los de evapotranspiración, escorrentía y lixiviación, la disminuyen (Verma et al., 2011).

Respecto a la humedad del suelo se definen los siguientes conceptos: capacidad de campo (CC), la cual indica la cantidad de agua que permanece en el suelo después del proceso de percolación; punto de marchitez permanente (PMP), definido como el límite inferior de humedad del suelo aprovechable por las plantas, debajo del cual las fuerzas de succión de las células de las raíces son insuficientes para extraer el agua retenida por el suelo (Valenzuela & Torrente, 2010); y agua disponible para las plantas, como la cantidad de agua existente entre CC y PMP (WMO, 2008).

La taxonomía de suelos clasifica la humedad del suelo en cinco regímenes: Ácuico,

Údico, Ústico, Xérico, Árido y Tórrido; definidos a partir de factores climáticos, nivel freático y la presencia o ausencia de agua retenida a una tensión menor de 1500 kPa en la sección control de humedad del suelo, (SSS, 2010).

Conocer el comportamiento espacial y temporal de la humedad del suelo permite caracterizar las cuencas como húmedas o secas (Owe et al., 1982; Alí et al., 2010), donde el estado seco indica la presencia de patrones de humedad de suelo desorganizados debido al predominio de flujos de agua verticales, asociados a atributos locales de la cuenca tales como características físicas del suelo (textura, estructura, densidad aparente, porosidad, etc), tipo de vegetación y características topográficas del terreno; y el estado húmedo está asociado a patrones de humedad del suelo altamente organizados donde predominan los flujos de agua laterales y contribuciones de las zonas vecinas (Grayson et al, 1997). Adicionalmente, permite entender mejor fenómenos naturales como: precipitación, escorrentía, evapotranspiración, infiltración, entre otros (Daly & Porporato, 2005), siendo posible predecir gran cantidad de procesos asociados a la dinámica hidrológica del sistema natural, tales como: inundaciones, erosión, movimientos en masa, transporte de solutos y sedimentos, etc. (Qiu et al., 2001; Holsten et al., 2009; He et al., 2011).

## 1.1 Medición de la humedad del suelo

El contenido de agua en el suelo debe definirse en términos cuantitativos específicos, con el objetivo de indicar con exactitud la cantidad de agua almacenada en el suelo en un determinado instante de tiempo (WMO, 2008). Medir la cantidad de agua en el suelo ha sido uno de los mayores retos tecnológicos de las últimas décadas, debido al alto impacto que ejerce la humedad del suelo en ámbitos como la agricultura, ingeniería forestal, minería, ingeniería civil, hidrología, ecología, entre otros (Florentino, 2006). Esto ha llevado al desarrollo de varios métodos e instrumentos, los cuales permiten realizar mediciones de la humedad del suelo de manera directa o indirecta (Loaiza & Pauwels, 2008), dentro de estos se destacan:

- **Método gravimétrico**, es un método directo que consiste en tomar una muestra del suelo, pesarla antes y después de ser secada, y calcular su contenido de agua. La muestra del suelo se considera seca cuando su peso permanece constante a 105 °C. Esta técnica es considerada la más exacta para medir el

contenido de agua en el suelo, y se utiliza como norma para calibrar los equipos utilizados en otros métodos, tales como sensores de humedad de suelo resistivos y capacitivos (WMO, 2008).

- **Método de dispersión de neutrones**, es un método indirecto, no destructivo que permite conocer la cantidad de agua por unidad de volumen de suelo. Este método está basado en el principio aplicado para medir la ralentización de los neutrones emitidos hacia el suelo por una fuente de neutrones rápidos (Greacen, 1981). En este método, la densidad de neutrones ralentizados, como consecuencia de colisiones con átomos de bajo peso atómico ( $H^+$  del agua del suelo), es proporcional al contenido volumétrico del agua en el suelo (Florentino, 2006; WMO, 2008).
- **Métodos dieléctricos (sensores capacitivos)**, están basados en la medición de la constante dieléctrica de un material no conductor, que en este caso es el suelo, el cual consiste en la capacidad del mismo en transmitir ondas o impulsos electromagnéticos de alta frecuencia. En estos métodos, los valores obtenidos se correlacionan con el contenido de agua en el suelo mediante procesos de calibración. Dentro de estos métodos, se encuentran: reflectometría de dominio en el tiempo (TDR), reflectometría en el dominio de la frecuencia (FDR), entre otros (WMO, 2008).
- **Métodos resistivos (sensores resistivos)**, estos métodos consisten en medir el valor de la resistencia eléctrica entre dos electrodos mediante un dispositivo acoplado a un par de cables, donde las lecturas de la resistencia son proporcionales a los contenidos de agua en el suelo.

Otros métodos desarrollados para medir el contenido de agua en el suelo son: radares infrarrojos (Moran et al., 2004), satélites infrarrojos (Loew et al., 2013), transmisión de dominio en el tiempo, transmisión de fase, reflectometría de dominio en amplitud, tensiómetros, psicrómetro de suelo (Florentino, 2006), entre otros.

Estimar adecuadamente la humedad del suelo en zonas de montaña es importante para la prevención de desastres naturales asociados a tipos específicos de suelos o a condiciones topográficas particulares, planificar los recursos disponibles para usos agrícolas, industriales, uso humano o generación de energía entre otros (Loaiza &

Pauwels, 2008). Una buena alternativa para obtener información acerca del contenido de agua en el suelo es el uso de sensores de humedad de suelo, tales como los descritos anteriormente (capacitivos y resistivos), los cuales permiten medir la humedad del suelo in situ de manera continua, siendo posible estudiar el comportamiento del agua al interior del perfil de suelo a diferentes escalas espaciales y temporales (Loaiza & Pauwels, 2008). De esta manera, tener información de la humedad de suelo, obtenida a partir de sensores, integrada con información espacial de las condiciones meteorológicas (precipitación, temperatura, humedad relativa, etc), usos del suelo, geomorfología y tipos de suelo, permite obtener información necesaria para comprender mejor el comportamiento del agua dentro del perfil del suelo a escala de cuenca.

## **1.2 Humedad del suelo y su relación con el relieve**

La topografía es uno de los factores formadores del suelo que más influye sobre los diferentes procesos hidrológicos a escala de cuenca (Hook & Burke, 2000; Seibert et al., 2007). Variables como la pendiente, orientación, curvatura del relieve y altitud, influyen sobre la dinámica del agua en el suelo, generando fenómenos de lixiviación y redistribución de elementos y materiales dentro del perfil de suelo. (Birkeland, 1999; Fisher & Binkley, 2000; Seibert et al., 2007).

Variables como la pendiente indican la cantidad de energía gravitacional disponible para manejar el flujo de agua superficial y sub-superficial (Suet & Lam, 2004); la orientación del relieve indica la dirección del flujo de agua, la curvatura vertical señala las regiones de rápida escorrentía, erosión, deposición y desarrollo de suelos; y la curvatura horizontal, refleja el cambio en el ángulo de la pendiente, controlando el cambio de la velocidad del flujo de agua a lo largo de la ladera (Klingseisen, et al., 2008).

En este sentido, la humedad del suelo puede ser presentada en forma de mapas o relaciones matemáticas con datos espaciales a través de índices topográficos, los cuales tienen como objetivo representar procesos hidrológicos claves que controlan la distribución espacial de la humedad del suelo a través de mecanismos simples (Qiu et al., 2001). Dentro de los índices más comunes se encuentran, índice de convergencia, índice de rugosidad, índice de humedad, índice de posición, entre otros. Una descripción detallada de estos índices puede ser consultada en Leiva-Gutierrez (2012).

Algunos autores han evaluado la relación entre la humedad del suelo y los diferentes índices topográficos, encontrando una relación directa entre el comportamiento estacional de la humedad del suelo y los pisos climáticos, Tabla 1- 1.

**Tabla 1- 1** Coeficientes de correlación entre los diferentes parámetros del relieve y la humedad, reportados en la bibliografía.

Pais	Coeficiente de correlación	Parámetros del relieve	Autores
USA	0.3	pendiente	Tromp-Van Meerveld & MCDonell (2006)
Canada	0.21-0.96	pendiente	Ali et al. (2010)
Canada	0.33-0.66	pendiente	Gala et al. (2011)
Korea	0.5	distancia al cauce	Kim (2012)
China	0-0.6	elevación	Qiu et al. (2001)
España (Región Mediterránea)	0.12-0.66	pendiente	Gómez (2000)
Australia	0.22-0.61	altitud, pendiente, curvatura	Western et al. (1999)
Australia y Nueva Zelanda	0.26-0.64	altitud, pendiente	Wilson et al.(2005)

### 1.3 Humedad del suelo y precipitación

Las precipitaciones se presentan a escalas espaciales de cientos de kilómetros, jugando un rol crucial en la dinámica atmosférica-terrestre, afectando los balances hídricos y energéticos dentro del sistema natural (D'Odorico & Rodriguez-Iturbe, 2000).

Los fenómenos de precipitación incrementan la humedad del suelo, proveyendo agua para los procesos de evapotranspiración e infiltración profunda, afectando el albedo del suelo y generando gradientes de humedad de suelo espacialmente heterogéneos que influyen sobre la dinámica de los ecosistemas terrestres (Lindroth et al., 1998; Daly & Porporato, 2005; He et al., 2011).

La cantidad y distribución anual de la precipitación en una región es la fuente principal de humedecimiento del suelo (Belda, 1997); en particular, en regiones áridas y semiáridas, la precipitación es la única fuente de recarga del suelo (Weekley et al., 2007; Wang et al., 2008); allí, durante las estaciones del año, las precipitaciones de otoño aportan humedad suficiente después del período de verano y recargan las reservas de agua, embalses y acuíferos (Belda, 1997). Durante el invierno, las precipitaciones mantienen la humedad

del suelo y aumentan los niveles de los acuíferos (Huang et al., 1996). Y en primavera, estas mantienen la humedad adecuada en los suelos, dado que durante esta estación, al igual que en verano, la vegetación requiere mayor cantidad de agua que en las otras estaciones, debido al aumento en los requerimientos de evapotranspiración (Belda, 1997).

A escala de evento, la cantidad de agua que ingresa al suelo (infiltración) dependerá de la intensidad de la precipitación en relación con la tasa de infiltración del suelo, donde la excesiva labranza y la pérdida de materia orgánica resultan en tasas de infiltración reducidas debido al aumento de compactación, aumento de la densidad, originando la pérdida de porosidad en la superficie del suelo (FAO, 1998).

Los primeros estudios realizados para evaluar la respuesta de la humedad del suelo a fenómenos de precipitación fueron reportados por Füller (1914) en el estado de Arizona (USA). Estudios más recientes realizados por Heisler-White et al., (2008) y Forte-Lay et al. (2008) mostraron una relación directa entre de la precipitación y la disponibilidad de agua en el suelo, para zonas semiáridas y las Pampas Argentinas, respectivamente. En China, He et al. (2011), encontraron coeficientes de correlación entre la humedad del suelo y los eventos de precipitación superiores a 0.79 en los primeros 20cm del perfil de suelo y menores a 0.3 a profundidades mayores.

## **1.4 Humedad del suelo y evapotranspiración**

La dinámica hidrológica incluye gran número de mecanismos de retroalimentación, los cuales son parte de los balances de masa y energía en el sistema suelo-vegetación-atmósfera (D'Odorico & Rodríguez-Iturbe, 2000). La influencia de la vegetación en la variabilidad espacial del contenido de agua en el suelo está relacionada con patrones auto-sostenidos entre humedad del suelo y fenómenos atmosféricos (Taylor & Lebel, 1998), siendo la evapotranspiración, uno de los procesos que más influye sobre la humedad del suelo (Mills, 2000; Verstraeten et al., 2008). La evapotranspiración es la combinación de dos procesos, evaporación y transpiración, mediante los cuales el agua pasa de fase líquida a vapor a través del sistema termodinámico suelo-planta-atmósfera, debido a diferencias de potenciales de agua al interior del sistema (FAO, 1998).

La evapotranspiración se evalúa como evapotranspiración de referencia “ET<sub>o</sub>” o potencial “ETP” y como evapotranspiración real “ETR” (FAO, 1998). La ETP es la tasa de evapotranspiración de una superficie de referencia (cultivo hipotético de pasto), la cual no tiene restricciones de agua, lo que implica que la cantidad máxima de agua podría perderse hacia la atmósfera, haciendo que los factores del suelo no tengan ningún efecto sobre la evapotranspiración. Por otro lado, la ETR depende de las disponibilidades hídricas del terreno, debido a que no es posible evapotranspirar más agua de la que se dispone; de acuerdo a esto, el principal factor que determina la ETR es la humedad del suelo, la cual puede retener agua dependiendo de la capacidad de retención específica de cada tipo de terreno (Brown, 2000).

Algunos autores como Dabrowska - Zielinska et al. (2010), en Polonia, han evaluado la relación entre humedad del suelo y la ETP, encontrando coeficientes de correlación entre 0.54 y 0.61. De manera similar, Mahmood & Hubbard (2007) encontraron que terrenos con irrigación, donde es mayor el contenido de agua en el suelo, presentaron un 36% más evapotranspiración que suelos sin irrigación. En Estados Unidos, Chen & Hu (2004) hallaron que la evapotranspiración aumenta entre el 7% y el 21%, si las condiciones de humedad suelo son adecuadas. De manera similar, estudios realizados en USA por Heitman et al. (2008) y Huang et al. (1996) mostraron que los patrones espaciales de la humedad del suelo durante el ciclo anual están determinados por la ETR.

Dado que la evapotranspiración real depende del contenido de agua en el suelo, en sistemas naturales, las plantas experimentan estrés hídrico a lo largo de su desarrollo, como consecuencia del déficit de agua en el suelo (Moreno, 2009); esto, puede estar asociado a bajas precipitaciones, baja capacidad de retención de agua del suelo, excesiva salinidad en el suelo, temperaturas extremas frías o calientes, baja presión de vapor atmosférico o una combinación de estos factores (Nilse & Orcutt, 1996). Esto ha hecho que a lo largo de la evolución, las plantas hayan desarrollado diferentes respuestas y adaptaciones que les ha permitido sobrevivir bajo condiciones de constante déficit de humedad de suelo (Nilsen & Orcutt, 1996). Dentro de estas adaptaciones se encuentran: disminución de la expansión foliar, cierre estomático, peroxidación de lípidos, cambios de la permeabilidad de las membranas, degradación de proteínas, síntesis de ácido abscísico (ABA) y cambios en la expresión de genes (Bray, 1993, 1997). No

obstante, estos mecanismos no siempre garantizan la supervivencia de las especies vegetales en condiciones de campo (Valladares et al., 2004), haciendo que la idea de estrés hídrico en particular sea central para comprender el funcionamiento y la evolución de los ecosistemas (Mitrakos 1980)

La evapotranspiración estacional depende de las condiciones meteorológicas, las características físicas del suelo y el tipo de cobertura vegetal (estructura, densidad y ciclo vegetativo), los cuales varían con el tiempo debido a fluctuaciones climáticas y cambios en los usos del suelo (Loaiza & Poch, 2011). Esto hace que el estudio de la relación entre la humedad del suelo y la evapotranspiración en regiones montañosas y semiáridas, y en particular en regiones Mediterráneas, sea de gran trascendencia para entender y determinar los cambios que pueden ocurrir a escala del ciclo hidrológico y las consecuencias sobre los recursos hídricos y los ecosistemas frente a escenarios de cambio climático y cambios en los usos del suelo (López-Moreno et al., 2008).

## **1.5 Modelación Hidrológica**

Los modelos hidrológicos son abstracciones matemáticas que intentan reproducir los procesos hidrológicos, físicos y fisiológicos dentro del sistema natural, permitiendo establecer relaciones y límites sostenibles del recurso hídrico (Ponce, 1989; Anderson et al., 2009; Cuddy & Fitch 2010).

Los modelos hidrológicos se clasifican en físicos, analógicos y matemáticos; los modelos matemáticos se clasifican como estocásticos y determinísticos. Los modelos estocásticos carecen de bases físicas, es decir, el resultado de los procesos son expresados en términos de probabilidades, debido a su carácter aleatorio. Y los modelos determinísticos describen el comportamiento del ciclo hidrológico (o parte de este) en forma de expresiones analíticas que relacionan las interacciones físicas entre los diferentes componentes del sistema natural (Vélez, 2001).

Dentro de los modelos determinísticos existen tres tipos de modelos: de caja negra o caja gris, agregados y distribuidos. Los modelos de caja negra se basan en una función de transferencia, donde los procesos hidrológicos se representan sin considerar las leyes que rigen los fenómenos físicos implicados. Los agregados son modelos hidrológicos conceptuales, donde los procesos hidrológicos son reproducidos a partir de la

transformación precipitación - escorrentía, teniendo en cuenta la humedad del suelo. Estos modelos, generalmente tienen una parte de balance hídrico y otra de tránsito de los diferentes tipos de escorrentía; permitiendo así, modelar en continuo la respuesta de una cuenca a los eventos de precipitación. Finalmente, los distribuidos, también conocidos como de base física, son modelos que dividen la cuenca en sub-cuencas a las cuales se le asignan características particulares, permitiendo así un mayor grado de aproximación a las leyes físicas que rigen los principales procesos en la respuesta hidrológica de una cuenca, así como la variabilidad espacial de los principales factores que intervienen (Vélez, 2001).

Varios estudios han sido enfocados en la aplicación y validación de modelos hidrológicos a escala de cuenca con énfasis en la evaluación de su capacidad para reproducir fenómenos de descarga (Cognard-Plancq et al. 2001; Vélez, 2001; Fontaine et al., 2002; Jasper et al., 2002; Thorne & Woo, 2006), almacenamiento de nieve (Bergström & Forsman, 1973; Dressler et al., 2006), escorrentía (Descroix et al., 2002; Zhang & Savenije, 2005; Futter et al., 2014) y transporte de sedimentos (Velásquez, 2011; Konz et al., 2011; Zhang et al., 2014), entre otros. Durante los últimos años se ha presentado gran interés en la implementación de modelos hidrológicos y meteorológicos en la evaluación de la dinámica de la humedad del suelo a escala de cuenca (Houser et al., 1998; Crow & Wood, 2003; Reichle and Koster, 2004; Balsamo et al., 2007; Loaiza & Pauwels, 2008). Mapfumo et al. (2004) evaluaron el modelo SWAT para estimar la humedad del suelo en pequeñas cuencas bajo tres usos del suelo en Alberta (Canadá), encontrando que el modelo sobreestima la humedad del suelo en condiciones secas, y la subestima en condiciones húmedas. En Italia, a partir de datos de precipitación durante un periodo de 50 años, Lacava et al. (2010) evaluaron el modelo SM (Modelo de simulación de la humedad del suelo), encontrando coeficientes de correlación cercanos a 0.69; a pesar de esto, son pocos los estudios que reportan la validación de modelos hidrológicos a partir de datos de humedad de suelo medidos in situ, utilizando varias unidades experimentales en una misma cuenca (Loaiza, 2007).

## **1.6 Cambio Climático**

En los últimos 150 – 200 años, los cambios en la composición de gases atmosféricos

debido a procesos naturales y antrópicos, tales como el incremento en el consumo energético, industrialización, agricultura intensiva, desarrollo rural y urbano, han afectado el régimen de temperatura global, impactando la variabilidad espacial y temporal de los patrones de precipitación, y por tanto, el balance hídrico global (Várallyay, 2010). En las últimas tres décadas la temperatura de la superficie terrestre ha aumentado en 0.85°C, afectando el nivel del mar (aumento hasta de 3mm por año) y la cantidad de nieve y hielo (2% por decenio), modificando los valores máximos de temperatura y los patrones de precipitación (IPCC, 2014).

Cambios en la temperatura atmosférica, precipitación y concentración de CO<sub>2</sub> pueden influir en las condiciones físicas del suelo, en la distribución de la vegetación, afectando la humedad y temperatura del suelo (Kato et al., 2010). Conocer la influencia de posibles escenarios de cambio climático sobre los regímenes hídricos en el sistema suelo-planta-atmósfera posibilita establecer estrategias de mitigación e implementar metodologías que permitan el uso razonable de los recursos (Komuscu, 1998; Farkas et al., 2008). Recientemente se ha relacionado la importancia de la humedad del suelo con el clima global mediante su adhesión en el Sistema Global de Observación Climática (GCOS) (Dorigo et al., 2011). Son varios los estudios y metodologías empleadas para predecir los efectos del cambio climático, pero solo unos pocos predicen sus efectos sobre los regímenes de humedad del suelo como respuesta a los cambios en la dinámica atmosférica (Stanhill & Cohen, 2001; Gerten et al., 2007).

En el Reino Unido, Naden & Watts (2001) evaluaron la respuesta de la humedad del suelo frente al modelo climático UKTR (incremento en la temperatura de 0.68°C y 1.76°C para los períodos 2030 - 2040 y 2060 - 2070, respectivamente), encontrando que para esos períodos se presentará un incremento en el déficit de humedad entre 6 mm y 227 mm. En Turkia, Komuscu (1998) evaluó diez escenarios de cambio climático (+2°C y +4°C en temperatura, y -20mm,-10mm, 0mm, +10mm y +20mm en precipitación), encontrando que ante estos escenarios es posible una disminución entre el 4% y el 43% de la humedad del suelo para cambios en la temperatura de 2°C, y entre 8% y 91% para cambios en la temperatura de 4°C. Estudios similares han sido realizados en Hungría (Jankó Szép et al., 2005; Farkas et al., 2008; Várallyay, 2010), Estados Unidos (Pan et al., 2001; Niyogi & Xue, 2006), Finlandia (Kellomäki et al., 2010) y Mongolia (Zhang et al., 2010).

Para elaborar proyecciones sobre el impacto de las perturbaciones antropógenas del sistema climático es necesario calcular los efectos de todos los procesos clave que intervienen en dichos componentes del sistema climático y las interacciones correspondientes, siendo representados en términos matemáticos o modelos climáticos (SENAMHI, 2005). Estos modelos climáticos son sistemas de ecuaciones diferenciales basados en las leyes básicas de la física, mecánica de fluidos y química, las cuales tienen por objetivo representar los procesos que rigen la dinámica de la atmósfera y del océano (Piecicka et al., 2010). Dicho sistema de ecuaciones no tiene una solución analítica, siendo necesario dividir el espacio ocupado por la atmósfera y el océano en celdas tridimensionales para establecer su solución numérica. A cada celda se le asignan valores de las variables que caracterizan su estado (temperatura, velocidad, densidad, humedad relativa, radiación, etc.) a partir de observaciones directas o indirectas; posteriormente, se resuelven las ecuaciones y se evalúan las interacciones con los puntos vecinos. De acuerdo a esto, la resolución espacial de la atmósfera varía entre 1.25° y 5° de latitud-longitud en la horizontal, y en la vertical se consideran de 10 a 30 capas entre la superficie terrestre y el tope superior de la atmósfera (Castro, 2007).

Algunos resultados obtenidos a partir estos modelos climáticos predicen una disminución en la precipitación en latitudes medias y regiones semiáridas, especialmente en la región Mediterránea (Seneviratne et al., 2010), donde se espera una disminución en la precipitación, acompañada de eventos de mayor intensidad, afectando la cantidad de agua disponible, particularmente durante primavera y verano (Müeller et al., 2009; Nunes et al., 2013).

La región Mediterránea presenta una alta variabilidad climatológica, caracterizada por períodos calientes y secos en el verano y con bajas temperaturas en invierno (Rana & Katerji, 2000). Las montañas Mediterráneas han sido fuertemente afectadas por el cambio ambiental (López –Moreno et al., 2008), presentándose un incremento en la tasa de evapotranspiración a escala de cuenca (Vicente-Serrano et al., 2004). Valladares et al. (2004) afirman que cambios entre 2°C y 4°C, bajo condiciones de bosque Mediterraneo, pueden generar una disminución en la descarga, entre el 4 % y el 21%, con la subsecuente disminución de la cantidad media de agua almacenada en el suelo;

esta situación ocasionaría el incremento de la evapotranspiración entre 200mm-300mm (Frederick, 1997; López-Moreno, 2008), lo que agravaría las condiciones de sequía, comprometiendo la supervivencia de las especies vegetales que ya se encuentran al límite de sus posibilidades y lo que es peor aún el ingreso de especies jóvenes, las cuales no estarían en capacidad de sobrevivir. Vallejo et al. (2000), encontró que períodos superiores a 120 días sin precipitaciones significativas (> 5mm), producen tasas de mortalidad superiores al 80%, independientemente de la especie vegetal.

A pesar de esto, Müller et al. (2009) sostienen que los resultados mostrados hasta el momento son inciertos y contradictorios para la región del Pirineo Catalán (incertidumbres en las predicciones hasta de  $\pm 50\%$ ), lo que dificulta la creación de series de tiempo de precipitación para su implementación en los diferentes escenarios de cambio climático global. Sin embargo, se hace necesaria la evaluación de modelos climáticos, acompañados de datos medidos in situ, con el objetivo de conocer de manera precisa las condiciones actuales de los ecosistemas, y de esta manera poder formular predicciones oportunas del impacto de los diferentes escenarios de cambio climático sobre los ecosistemas (IPCC, 2014).

## **2. Metodología**

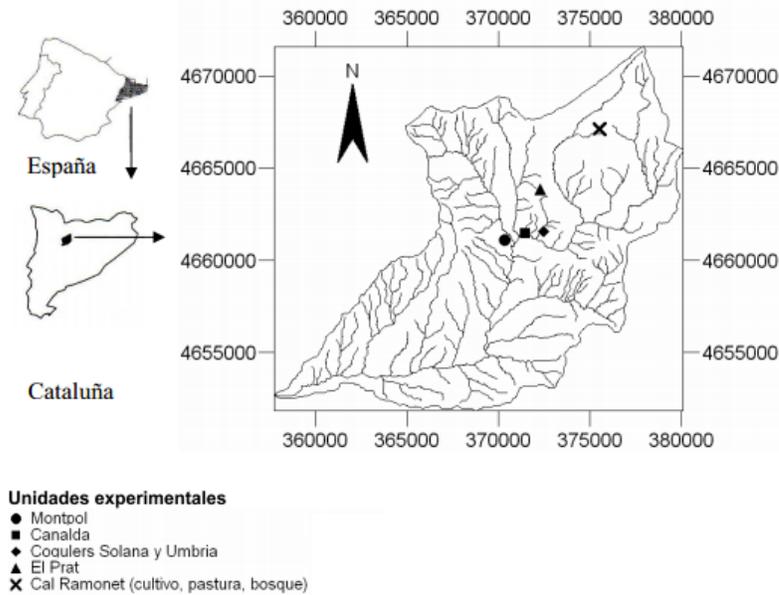
En este capítulo se describe la cuenca objeto de estudio, la metodología para el análisis de los datos de humedad, los procesos de calibración de los modelos hidrológicos y la obtención de los datos utilizados en la evaluación de los escenarios y modelos climáticos.

### **2.1 Descripción del área de estudio**

El área de estudio está ubicada en la Cuenca La Ribera Salada, Prepirineo Meridional Catalán, Noreste de España. Esta cuenca cubre un área de 222.5 km<sup>2</sup> (Figura 2- 1). La Ribera Salada es una cuenca de relieve de tipo tabular con variaciones altitudinales entre 420 msnm y 2'385 msnm, con pendientes entre el 6% - 50%. El clima es de tipo Mediterráneo, el cual varía a subalpino en las zonas más altas (Loaiza, 2007). La precipitación promedio anual para el periodo de estudio (2003 - 2011) fue de 621mm y 1036mm para las estaciones meteorológica Lladurs y pluviométrica Cal Ramonet, respectivamente; las precipitaciones máximas fueron de 913mm (Lladurs) y 1746mm (C. Ramonet) y las mínimas de 446mm (Lladurs) y 604mm (Cal Ramonet), Tabla 2- 1. La temperatura media en la estación Lladurs fue de 21°C durante el verano y de 4.0°C durante el invierno.

Para esta investigación fueron utilizadas 8 unidades experimentales, cada una compuesta por un bloque de 5m x 5m, seleccionadas por tipos y usos del suelo más representativos de la cuenca, Tabla 2- 2. En esta la cuenca predominan los usos forestales (73%), seguidos de cultivos de patatas, alfalfa, cereales (14%) y una pequeña proporción dedicada principalmente al pastoreo de trashumancia (13%) (Loaiza, 2007).

**Figura 2- 1** Área de estudio (Fuente; Loiza & Pauwels, 2008)



**Tabla 2- 1** Datos de precipitación y meteorológicos promedios para el periodo de estudio (2003-2011), obtenidos en las estaciones Lladurs y Cal Ramonet.

Año	T	Tmax	Tmin	HR	VV	PRE CR	PRE LL	ETO	DLI	DS
	°C			%	m/s	mm				
2003	12,6	28,3	-5,3	65,0	1,2	949,4	753,0	915,0	132,0	233,0
2004	11,5	26,9	-2,3	67,0	1,1	752,8	518,5	869,0	125,0	241,0
2006	12,0	26,7	-3,7	65,0	0,9	-	446,3	1034,0	115,0	250,0
2007	11,9	27,9	-3,5	67,0	0,9	-	447,8	971,0	130,0	235,0
2008	11,4	27,2	-2,4	72,0	0,8	1177,4	913,5	917,0	154,0	212,0
2009	12,3	26,7	-5,1	69,0	0,9	1745,2	603,9	1008,0	153,0	212,0
2010	11,0	27,0	-4,9	71,0	1,0	921,0	749,5	952,0	148,0	217,0
2011	13,0	28,5	-5,1	68,0	0,9	703,0	550,6	1030,0	108,0	257,0

T: Temperatura promedio anual, Tmax: Temperatura máxima absoluta anual, Tmin: Temperatura mínima absoluta anual, HR: Humedad Relativa promedio anual, VV: Velocidad del viento promedio anual, PRE CR: Precipitación total anual en Cal Ramonet, PRE LL: Precipitación total anual en Lladurs, DLI: cantidad de días de precipitación al año, DS: cantidad de días secos al año

El substrato consiste en conglomerados masivos y areniscas calcáreas que emergen a limolitas calcáreas; los suelos son superficiales, calcáreos y pedregosos en su mayoría, clasificados como Typic Calciustepts, Typic Ustorthents, Typic Ustifluvents , entre otros, Tabla 2- 2 (Orozco et al., 2006).

**Tabla 2- 2** Suelos y usos de la tierra encontrados en la Ribera Salada (Fuente; Loaiza, 2007; Loaiza & Poch, 2009).

Unidad experimental	Usos del suelo	Clasificación
Montpol	Bosque Quercus Ilex	Typic Calciustepts
Canalda	Bosque Brook	Typic Ustifluvents
Cogulers Umbría	Bosque Pinus Sylvestris	Typic Ustorthents
Cogulers Solana		Typic Calciustepts
El Prat	Pastos de montaña	Typic Haplustepts
Cal Ramonet Labranza	Cultivos de rotación	Typic Calciudolls
Cal Ramonet Pastos	Pastos de montaña	
Cal Ramonet Bosque	Bosque Pinus Uncinata	
	Miscelaneos (Rocas)	Misceláneos

El relieve de las unidades experimentales seleccionadas son principalmente vertientes, depósitos de vertiente y depósitos aluviales, de formas cóncavas y planas, con tipos predominantemente rectilíneos, alargados y valles en V (Tabla 2- 3). Una mayor descripción desde el punto de vista edafológico y geomorfológico puede ser consultada en Sole (1973), Masach (1981), IGME (1994,2001), ICC (2002) y Loaiza (2007).

**Tabla 2- 3** Características geomorfológicas de las diferentes unidades experimentales (Obtenido de Loaiza, 2007).

Estación	Relieve				Erosión	Drenaje
	Posición Geomorfológica	Tipo	Forma	Pendiente		
Montpol	Vertiente escarpada	Alargada	Cóncavo-convexa	45%	Laminar	Muy bien
Canalda	Deposito Aluvial	Dep. Aluvial	Plana	6%	Laminar	Muy bien
C. Umbría	Deposito de vertiente (Coluvio)	Valle en V.	Cóncavo	45%	Laminar, desprendimientos	Bien
C. Solana	Deposito de vertiente (Coluvio)	Valle en V.	Cóncavo	40%	Laminar, desprendimientos	Muy bien
El Prat	Vertiente recta	alargada	Plana	24%	Laminar, surcos	Muy bien
Cal Ramonet	Coluvio de vertiente	Rectilínea	Plana	22%	No	Bien

## 2.2 Montaje experimental

Los datos de meteorológicos, de precipitación y de humedad de suelo fueron obtenidos a escala horaria durante el periodo 2003-2011, en las estaciones meteorológica Lladurs y de precipitación Cal Ramonet y en las unidades experimentales (Canalda, Montpol, C.

Umbría, C. Solana, El Prat, CR Pastura, CR Labranza y CR Bosque), respectivamente, Figura 2- 2. La evapotranspiración potencial (ETP) fue calculada a escala horaria para todo el periodo de estudio con la ecuación Penman - Monteith (Monteith, 1965), previamente evaluada por Llasat & Snyder (1998), a partir de la información recolectada en la estación meteorológica Lladurs; esta estación pertenece a la Xarxa Agrometeorológica de Catalunya (XAC) y está ubicada en el sitio Montpol (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**), cuenta con un pluviómetro de cazoletas ARG 100 (Campbell Scientific, Leicestershire, UK), un data logger CR10X (Campbell Scientific, Leicestershire, UK), un sensor de temperatura Vaisala HMP45 (Vaisala, Helsinki, Finlandia), un sensor de radiación solar Q7 (Campbell Scientific, Leicestershire, UK), un sensor de radiación global SKY SKS1110 (Sky Instruments, Powys, UK), dos sensores de temperatura del suelo 107 - L sensor (Campbell Scientific, Leicestershire, UK), instalados a 5 cm y 50 cm de profundidad, un sensor de velocidad del viento Young 05103 sensor (RM Young, Traverse, Michigan, USA). La estación pluviométrica Cal Ramonet, propiedad del Centre Tecnologic Forestal de Catalunya (CTFC), está localizada en el sitio del mismo nombre (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) y cuenta con un pluviómetro del tipo RGB1 (Campbell Scientific, Leicestershire, UK) que recolecta la información de precipitación en un datalogger CR10X (Campbell Scientific, Leicestershire, UK). Las unidades experimentales fueron diseñadas e implementadas por Loaiza (2007); cada unidad corresponde a un bloque de 5m x 5m y cuenta con 4 sensores de humedad del suelo dieléctricos, referencia ECH2O (Decagon Devices Inc., Pullman, Washington, USA), instalados a una profundidad de 30 cm, cuya información es almacenada en un data logger Em5 (Decagon Devices Inc., Pullman, Washington, USA). La calibración y validación de los sensores de humedad de suelo fue llevada a cabo por Loaiza & Pauwels (2008), quienes encontraron valores de correlación de 0.74 a 0.92 entre los valores de humedad de suelo medidos con los sensores y los obtenidos con el método gravimétrico.

Los parámetros de conductividad hidráulica saturada, sección de control, capacidad de campo, punto de marchitez permanente y textura del suelo fueron obtenidos por Loaiza (2007). **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..**

**Tabla 2- 4 Propiedades físicas e hidrológicas del suelo para la sección control (Fuente; Loaiza, 2007)**

Unidad experimental	FS (cm)	FI (cm)	Ks (mmh <sup>-1</sup> )	-33kPa (%)	-1500kPa (%)	Textura	Reg. Hum
Montpol	5	62	6,75	27,15	11,63	arenoso - franco	Ústico
Canalda	4	64	7,75	29,5	13,2	franco	Ústico
Cogulers Umbría	4	64	4,88	25,03	13,16	franco	Ústico
Cogulers Solana	5	40	8,92	21,48	16,35	arenoso - franco	Ústico
El Prat	5	40	10,93	38,05	15,04	franco - arenoso	Ústico
Cal Ramonet	5	40	11,21	43,49	19,26	franco - arcilloso	Údico

FS: frontera superior del suelo, FI: frontera inferior del suelo, Ks: conductividad hidráulica saturada, (-) 33 kPa: humedad del suelo a -33 kPa, -1500 kPa: humedad del suelo a -1500 kPa; Reg. Hum: régimen de humedad del suelo

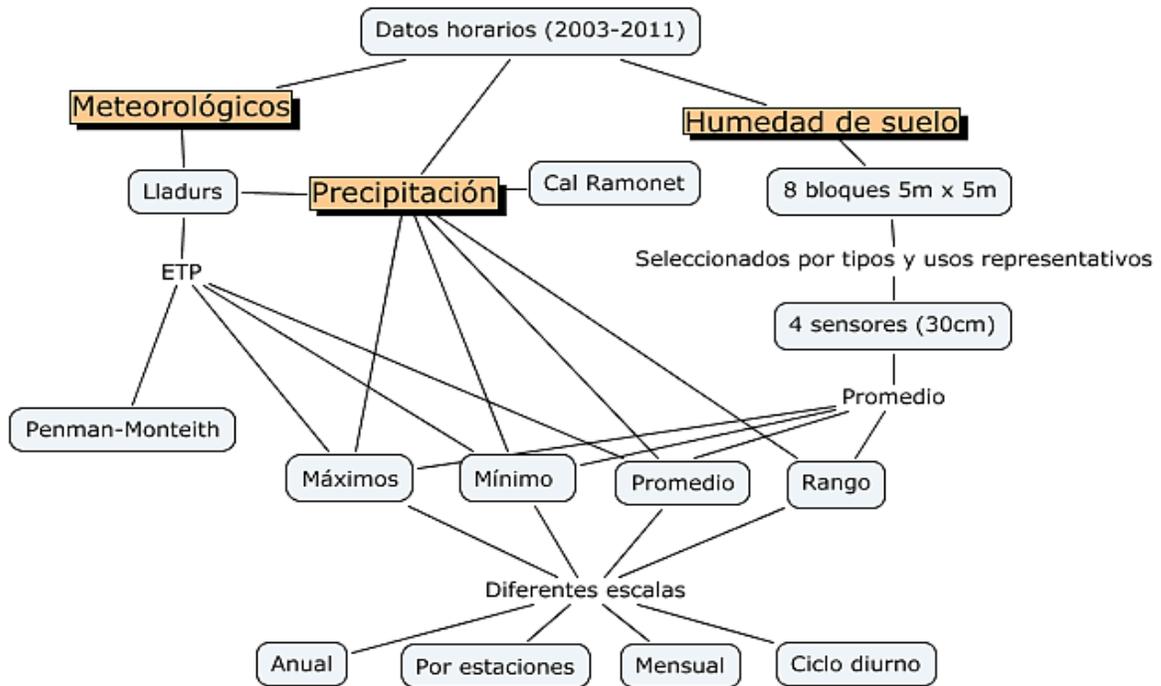
### 2.3 Análisis de datos

Los datos obtenidos de los cuatro sensores de humedad de suelo instalados en cada unidad experimental fueron promediados, eliminando los valores obtenidos durante periodos en los cuales se presentaban problemas técnicos en los equipos de medición, con el objetivo de obtener una serie de datos por unidad experimental. Los valores promedio, máximos, mínimos y rangos de los datos de precipitación, evapotranspiración y humedad de suelo fueron calculados a escala anual, mensual, por estaciones del año, diario y horario, Figura 2- 2. Los datos del año 2005 no fueron tomados en cuenta en el cálculo de los promedios anuales, debido a que tanto la estación meteorológica Lladurs como la estación de precipitación Cal Ramonet presentaban información únicamente de los primeros 4 meses. De igual manera, los datos de precipitación de los años 2004 y 2006 de la estación de precipitación Cal Ramonet, no fueron considerados debido a que no fue recolectada la información durante los primeros meses de cada uno de estos años.

Para evaluar la respuesta de la humedad del suelo a los fenómenos de precipitación y evapotranspiración durante el periodo evaluado, se seleccionaron aquellos años más representativos para las estaciones meteorológica Lladurs y de precipitación Cal Ramonet; posteriormente, se analizaron los años de menor y mayor precipitación, 2006 y 2008 para Lladurs y 2010 y 2009 para Cal Ramonet, respectivamente. Adicionalmente, se seleccionó el periodo entre eventos de precipitación más prolongado, con el objetivo

de analizar el comportamiento de la humedad del suelo y su relación con el ciclo diario de la evapotranspiración. Debido a que no se contó con mediciones pluviométricas en todas las unidades experimentales, la respuesta de la humedad de suelo a los fenómenos de precipitación fue evaluada teniendo en cuenta el área de influencia de cada estación. De esta manera, el área de influencia de la estación Lladurs comprende las unidades experimentales Cogulers Umbría, Cogulers Solana, el Prat, Canalda y Montpol. Así mismo, la estación de precipitación Cal Ramonet comprende las unidades experimentales Cal Ramonet Bosque, Cal Ramonet Labranza y Cal Ramonet Pastura.

**Figura 2- 2** Esquema del montaje experimental realizado.



El balance de masa fue calculado para las estaciones del año y para todo el periodo de estudio, a partir de la ecuación (2.1), debido a que no se realizaron mediciones de infiltración y escorrentía.

$$P - LE - I - E = \Delta S \quad 2.1$$

P (mm) es la precipitación, LE (mm) es la evapotranspiración, I (mm) infiltración, E (mm) escorrentía y  $\Delta S$ (mm) es el cambio en el contenido de agua en el suelo.

## 2.4 Modelos Hidrológicos y Climáticos

Para esta investigación fueron seleccionados el modelo hidrológico semidistribuido HBV - Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning y el modelo hidrológico distribuido SHIA - Simulación Hidrológica Abierta, debido a que ambos modelos hidrológicos cuentan con algoritmos para estimar el contenido de agua en el suelo a diferentes escalas temporales y espaciales. Dichos modelos fueron calibrados y validados para todo el periodo de estudio a partir de los datos de humedad de suelo medidos en las diferentes unidades experimentales durante el periodo 2003-2011; posteriormente, los parámetros calibrados y validados fueron utilizados posteriormente estimar los contenidos de agua en el suelo frente a los modelos y escenarios de cambio climático evaluados.

A continuación se describe cada uno de estos modelos; de igual manera, se describe el Filtro Extendido de Kalman (EKF), método utilizado para la calibración del modelo HBV.

### 2.4.1 Modelo de simulación HBV

El modelo hidrológico HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) fue desarrollado para el Instituto de Hidrología y Meteorología de Suecia "SMHI" (Bergström & Forsman, 1973; Bergström, 1976). HBV es un modelo de precipitación-escorrentía, conceptual, semidistribuido, que contiene subrutinas de interpolación meteorológica, estimación de acumulación y derretimiento de nieve, procedimientos de estimación de la humedad de suelo, rutinas de generación de escorrentía y flujos entre sub-cuencas y lagos (Bergström, 1995; Lindström et al., 1997; Bergström & Graham, 1998).

Este modelo puede ser ejecutado de manera separada a escala de sub-cuenca cuya contribución se interpola al sistema, permitiendo la calibración para cada sub-cuenca. Para cuencas en cuyas altitudes existe acumulación de nieve (desde 2500 msnm), se divide la cuenca en zonas de elevación que a su vez pueden ser divididas en zonas de vegetación, permitiendo así, evaluar los aportes de la nieve a la humedad del suelo (Bergström 1995; Lindström et al. 1997; Bergström & Graham, 1998).

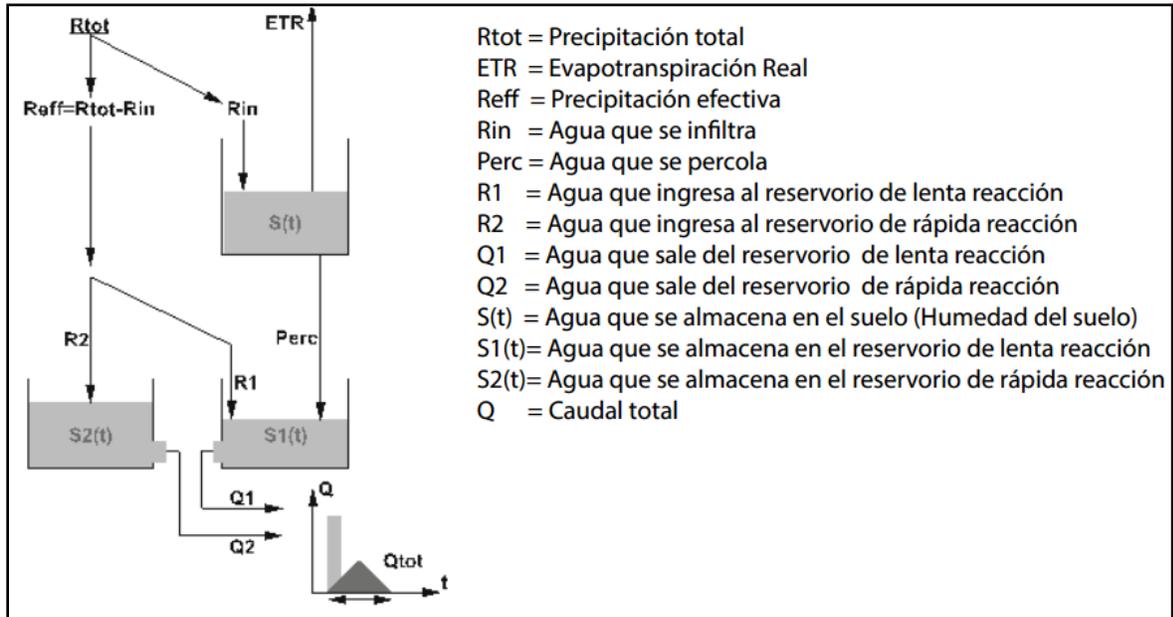
Inicialmente HBV se diseñó como un modelo simple y robusto para la predicción y simulación de inundaciones en Suecia (Bergström & Forsman, 1973; Bergström, 1976; Bergström, 1995; Lindström et al., 1997; Bergström & Graham, 1998); desde entonces,

muchas modificaciones han sido realizadas, con el objetivo de ajustarlo a condiciones locales para usos operacionales en más de 50 países alrededor del mundo (Huisjes 2006). Una reevaluación del modelo fue llevada a cabo durante los 90's, dando como resultado el modelo HBV-96 (Lindström et al., 1997). En esta nueva versión se pretendía mejorar el potencial del modelo para hacer uso de datos espacialmente distribuidos y mejorar la precisión del mismo (Huisjes, 2006).

Actualmente el modelo HBV es usado para el diseño de aliviaderos hidráulicos (Norstedt et al. 1992), simulaciones de recarga de agua subterránea (Bergström & Sandberg 1983), mapeo hidrológico, escenarios de cambio climático (Vehvilainen & Lohvansuu, 1991; Saelthun et al., 1998; Andréasson et al., 2004), impacto de usos de la tierra y análisis y simulaciones hidrogeoquímicas (Brandt, 1990; Arheimer, 1999).

#### **2.4.1.1 Estructura del modelo**

Según Ferket et al. (2010), en este modelo se utilizan datos de precipitación y evapotranspiración potencial. Como se muestra en la Figura 2-3, la cuenca se divide en tres reservorios: suelo, de rápida reacción y de lenta reacción. Allí, la precipitación total ( $R_{tot}$ ) se divide en precipitación efectiva ( $R_{eff}$ ) e infiltración  $R_{in}$ ;  $R_{eff}$  es la diferencia entre la precipitación total y la infiltración y  $R_{in}$  es el agua que ingresa al suelo. El agua que ingresa al suelo se puede almacenar como  $S(t)$  y salir a la atmósfera, por evapotranspiración real (ETR), o al reservorio de lenta reacción, por percolación (Perc). Por otro lado, la precipitación efectiva ( $R_{eff}$ ) puede ingresar a los reservorios de rápida reacción y de lenta reacción como  $R_2$  y  $R_1$ , respectivamente. El agua que se almacena en los reservorios de rápida y lenta reacción son  $S_2(t)$  y  $S_1(t)$ , respectivamente. Finalmente, el agua que sale de los reservorios de rápida y lenta reacción pueden salir como caudal total  $Q=Q_1+Q_2$ , donde  $Q_1$  es el agua que sale del reservorio de lenta reacción como caudal de base, y  $Q_2$  es el caudal que sale del reservorio de rápida reacción, como escorrentía y flujos superficiales.

**Figura 2- 3** Esquema del modelo hidrológico HBV (Fuente: Ferket et al., 2010)

Teniendo en cuenta lo anterior, la evapotranspiración real ( $ETR(t)$ ) en ( $m^3/s$ ) se determina a partir de la ecuación (2.1):

$$ETR(t) = \frac{1}{\lambda} \left( \frac{S(t)}{S_{max}} \right) ETP(t) \quad (2.1)$$

$\lambda$  es un parámetro adimensional que relaciona la ETP con la ETR y  $S_{max}$  es la capacidad máxima de almacenamiento del suelo (contenido de agua a capacidad de campo) en ( $m^3$ ).

La infiltración ( $R_{in}(t)$ ) en ( $m^3/s$ ) se calcula a partir de la ecuación (2.2):

$$R_{in}(t) = \left( 1 - \left( \frac{S(t)}{S_{max}} \right)^b \right) R_{tot}(t) \quad (2.2)$$

$b$  es un parámetro adimensional con el cual se relaciona la precipitación total con el contenido de agua en el suelo y la infiltración. Posteriormente, se calcula la precipitación efectiva  $R_{eff}(t)$  en ( $m^3/s$ ) mediante:

$$R_{eff}(t) = R_{tot}(t) - R_{in}(t) \quad (2.3)$$

Los cálculos de percolación  $Perc(t)$  en ( $m^3/s$ ) realizan mediante (2.4):

$$Perc(t) = P \left( 1 - e^{-\beta \frac{S(t)}{S_{max}}} \right) \quad (2.4)$$

$P$  es un parámetro de percolación en ( $m^3/s$ ) y  $\beta$  es un parámetro adimensional que relaciona el contenido de agua en el suelo con la percolación.

Posteriormente, el almacenamiento en el reservorio suelo al final del paso se calcula con (2.5):

$$S(t + \Delta t) = S(t) + (R_{in}(t) - ETR(t) - Perc(t))\Delta t \quad (2.5)$$

$\Delta t$  es el periodo de tiempo transcurrido en segundos ( $s$ ).

La entrada en el reservorio de rápida reacción  $R_2(t)$  en ( $m^3/s$ ) se calcula mediante (2.6):

$$R_2(t) = \alpha \left( \frac{S(t)}{S_{max}} \right) R_{eff}(t) \quad (2.6)$$

$\alpha$  es un parámetro adimensional, y  $Q_2(t)$  es el caudal de salida del reservorio en ( $m^3/s$ ) y se determina con (2.7):

$$Q_2(t) = \kappa_2 \left( \frac{S_2(t)}{S_{2,max}} \right)^\gamma \quad (2.7)$$

$S_{2,max}$  es la capacidad de almacenamiento del reservorio de rápida reacción en ( $m^3$ ), y  $\kappa_2$  es un parámetro del modelo en ( $m^3/s$ ) que relaciona el caudal del reservorio de rápida reacción con la cantidad de agua almacenada.

Posteriormente se calcula el almacenamiento en el reservorio de rápida reacción transcurrido  $\Delta t$  mediante (2.8)

$$S_2(t + \Delta t) = S_2(t) - (R_2(t) - Q_2(t))\Delta t \quad (2.8)$$

La entrada en el reservorio de reacción lenta  $R_1(t)$  en ( $m^3/s$ ) se calcula mediante (2.9).

$$R_1(t) = R_{eff}(t) - R_2(t) \quad (2.9)$$

El flujo de salida de este reservorio  $Q_1(t)$  en ( $m^3/s$ ) se determina con (2.10):

$$Q_1(t) = \kappa_1 S_1(t) \quad (2.10)$$

$\kappa_1$  es un parámetro del modelo en ( $s^{-1}$ ) que relaciona el caudal que sale del reservorio de lenta reacción con la cantidad de agua almacenada en dicho reservorio.

Finalmente, a partir de (2.11) se calcula el almacenamiento en el reservorio de lenta reacción transcurrido  $\Delta t$ .

$$S_1(t + \Delta t) = S_1(t) - (R_1(t) - Q_2(t) - Perc(t))\Delta t \quad (2.11)$$

Donde la descarga total  $Q_{tot}(t)$  en ( $m^3/s$ ) se determina a través de (2.12.)

$$Q_{tot}(t) = Q_1(t) + Q_2(t) \quad (2.12)$$

De esta manera, en este modelo de simulación se requiere la calibración de los parámetros:  $\lambda, S_{max}, b, \alpha, P, \beta, \gamma, S_{2,max}, \kappa_2$  y  $\kappa_1$ . Adicionalmente, es necesario determinar los estados iniciales  $S(0), S_1(0)$  y  $S_2(0)$ .

#### 2.4.2 Modelo de simulación SHIA

El modelo hidrológico SHIA (Simulación Hidrológica Abierta), también llamado TETIS, fue propuesto por Vélez (2001) para simular los procesos de precipitación-escorrentía a escala de cuenca. En su primera versión fue orientado a la simulación y monitoreo continuo de inundaciones (Vélez et al., 2005; Francés et al., 2009) y posteriormente implementado para la detección de amenazas de deslizamientos (Vélez et al., 2004; Aristizábal, 2014), transporte de sedimentos (Velásquez, 2011) y pronóstico hidro-

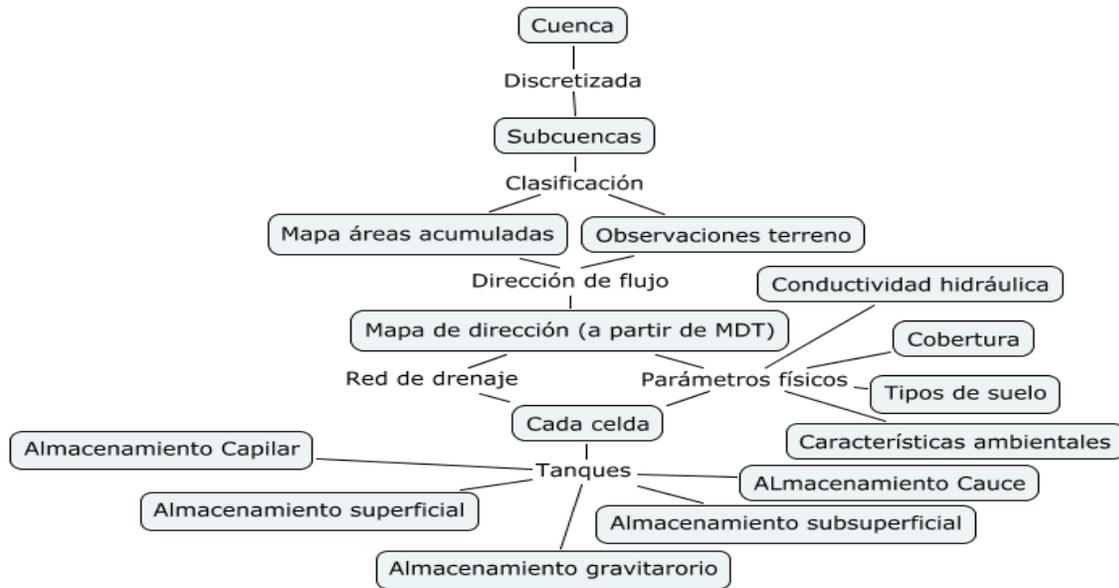
meteorológico (UNAL, 2014), entre otros.

#### **2.4.2.1. Estructura del modelo:**

SHIA es un modelo conceptual distribuido, donde las cuencas naturales son discretizadas en cuadrículas o celdas, conectadas entre sí, cuyas dimensiones dependen del área de la cuenca, calidad de la información y objetivos de la simulación (Vélez, 2001; Vélez et al., 2009; UNAL, 2014; Ochoa, 2014), Figura 2- 4. Cada celda es clasificada de acuerdo al mapa de áreas acumuladas y observaciones del terreno, a la cual se le asigna una dirección de flujo, expresada en un mapa de direcciones tipo D8 obtenido a partir de un Modelo Digital de Terreno (MDT) (Tarboton, 1997). Una vez se tiene el MDT se define la red de drenaje y se le asigna una serie de parámetros físicos, tales como conductividad hidráulica, textura, tipo de cobertura, entre otros, los cuales son estimados a partir de mapas de cobertura, tipos de suelo y características ambientales (Velásquez, 2011; UNAL, 2014). Una descripción detallada de la clasificación de las celdas y las metodologías utilizadas en la obtención del MDT pueden ser consultadas en Vélez (2001), Velásquez (2011) y UNAL (2014).

Los procesos hidrológicos que ocurren en cada una de las celdas son representados mediante cinco sistemas de almacenamiento, o tanques, conectados entre sí: almacenamiento capilar, almacenamiento superficial, almacenamiento gravitacional, almacenamiento subterráneo y almacenamiento del cauce, Figura 2- 5. Las conexiones verticales existentes entre los tanques representan los procesos de precipitación, evapotranspiración, infiltración y percolación, y las conexiones horizontales representan fenómenos de escorrentía, inter-flujo y caudal de base. De esta manera, durante la simulación se efectúa un balance hídrico (para cada celda y en cada intervalo de tiempo) mediante relaciones funcionales que representan cada proceso. A continuación se describen los procesos que se presentan en cada tanque y el sentido físico con el que se concibe cada uno de ellos, basado en Velásquez (2011).

Figura 2- 4 Diagrama descriptivo del modelo Hidrológico SHIA

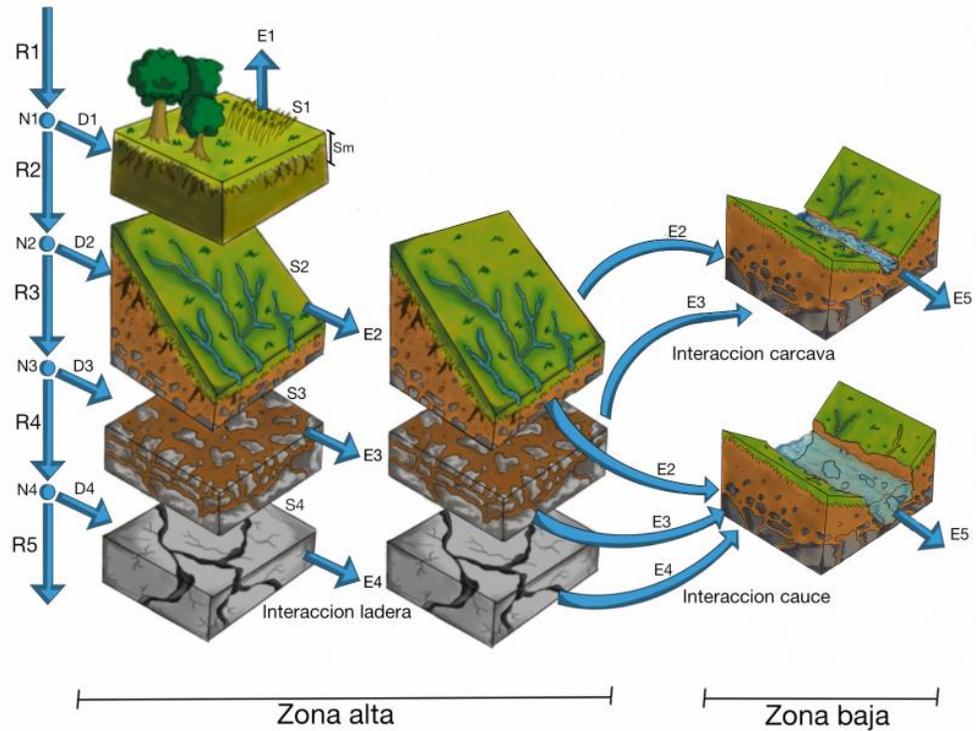


**Almacenamiento Capilar (Tanque 1):** Este tanque representa las abstracciones iniciales, interceptación del dosel y retención de agua en charcos, y el agua almacenada debido a fuerzas capilares presentes en la zona de raíces, lo cual es una función de la capacidad de campo y la profundidad efectiva de raíces. De esta manera, la cantidad de agua que ingresa a este tanque ( $D_{1,t}$ ), es la diferencia entre la precipitación ( $R_{1,t}$ ) y el excedente de precipitación ( $R_{2,t}$ ). Donde  $R_2$  se obtiene a partir de (2.13).

$$R_{2,t} = \max(0, R_{1,t} - S_{m,1} + S_{1,t}) \quad (2.13)$$

$S_m$  representa la capacidad máxima de almacenamiento y  $S_{1,t}$  es el almacenamiento capilar para el periodo  $t$ , el cual se obtiene a partir de (2.14).

**Figura 2- 5.** Esquema de las conexiones verticales y horizontales entre tanques (Fuente: UNAL,. 2014)



$$S_{1,t+1} = \min(0, S_{1,t} + R_{1,t} - R_{2,t}, S_{m,1}) \quad (2.14)$$

La evapotranspiración real ( $E_{1,t}$ ), se relaciona con la evapotranspiración potencial ( $ETP_{i,j}$ ) en función del almacenamiento máximo ( $S_{m,1}$ ) y el almacenamiento capilar ( $S_{1,t}$ ), mediante el parámetro  $b$  con un valor de 0.6 en la ecuación (2.15).

$$E_{1,t} = \min\left(ETP_{i,j} \left(\frac{S_{1,t}}{S_{m,1}}\right)^b, S_{1,t}\right) \quad (2.15)$$

Finalmente, el nuevo almacenamiento capilar se obtendrá mediante (2.16)

$$S_{1,t}^* = S_{1,t} - E_{1,t} \quad (2.16)$$

**Almacenamiento superficial (Tanque 2):** Este tanque representa el agua que llega a la superficie de la ladera, la cual se puede convertir en escorrentía o en infiltración. El

tiempo de residencia asociado a este tanque debe ser coherente con la magnitud de la pendiente del terreno. La cantidad de agua que ingresa en este tanque ( $D_{2,t}$ ) es la diferencia entre el excedente de almacenamiento capilar ( $R_{2,t}$ ) y la cantidad de agua que se infiltra ( $R_{3,t}$ ), calculadas a partir de (2.17) y (2.18).

$$R_{3,t} = \min(R_{2,t}, K_s) \quad (2.17)$$

$$D_{2,t} = R_{2,t} - R_{3,t} \quad (2.18)$$

Donde  $K_s$  representa la conductividad hidráulica saturada del suelo. El agua almacenada en este tanque ( $S_2$ ) se obtiene de mediante (2.19).

$$S_{2,t}^* = S_{2,t} - D_{2,t} \quad (2.19)$$

El flujo que sale del tanque ( $E_2$ ) puede ser calculado mediante la ecuación del embalse lineal, en el cual la velocidad del flujo es constante y no depende del volumen almacenado en el tanque, o mediante la onda cinemática en conjunto con la ecuación de Manning, donde se considera el volumen almacenado en el tanque para el cálculo de la velocidad (Vélez, 2001).

**Almacenamiento gravitatorio (Tanque 3):** Este tanque representa la cantidad de agua que se almacena en la parte superior del suelo entre capacidad de campo y saturación. Los flujos de salida de este tanque son percolación profunda y flujos laterales sub-superficiales.

La cantidad de agua que ingresa al tanque ( $D_3$ ) es la diferencia entre el volumen del agua que se infiltra en la primera capa del suelo ( $R_3$ ) y la cantidad de agua que se percola ( $R_4$ ), ecuaciones (2.20) y (2.21), la cual depende de la conductividad hidráulica en la capa inferior ( $K_p$ ). La cantidad de agua que se almacena en el tanque ( $S_3$ ) se obtiene a partir de (2.22).

$$R_{4,t} = \min(R_{3,t}, K_p) \quad (2.20)$$

$$D_{3,t} = R_{3,t} - R_{4,t} \quad (2.21)$$

$$S_{3,t} = S_{3,t-1} - D_{3,t} \quad (2.22)$$

El flujo de agua que sale del tanque E3, se obtiene de (2.23).

$$E_{3,t} = \left( \frac{v_2 \Delta t}{v \Delta t_+} \right) S_{3,t} \quad (2.23)$$

Donde  $v_2$  es la velocidad de transferencia, calculada a partir de la Ley de Darcy (Vélez, 2001, Velásquez 2011).

**Almacenamiento subterráneo (Tanque 4):** En este tanque se representa el almacenamiento de agua sub-superficial (acuíferos) y el flujo de base. Este tanque no representa gran influencia en la simulación de eventos de precipitación, pero si en la simulación de caudales a mayores escalas temporales (horas, días, semanas, etc), y en períodos largos de simulación.

La cantidad de agua que ingresa al tanque de almacenamiento subterráneo ( $D_4$ ), es la diferencia entre el volumen de agua que se ha infiltrado a la capa inferior del sub-suelo  $R_4$  y la cantidad de pérdidas del sistema  $R_5$ , las cuales se obtienen de (2.24) - (2.26).

$$R_{5,t} = \min(R_{5,t}, K_{pp}) \quad (2.24)$$

$$D_{4,t} = R_{4,t} - R_{5,t} \quad (2.25)$$

$$S_{4,t} = S_{4,t-1} - D_{4,t} \quad (2.26)$$

Para determinar el flujo ( $E_{4,t}$ ) que sale del Tanque 4 se emplea nuevamente la ecuación de continuidad como en el tanque 3, (2.23). En este caso, la velocidad de transferencia  $v_2$  es reemplazada por  $v_3$ , la cual también es calculada a partir de la Ley de Darcy nuevamente (Vélez, 2001; Velásquez, 2011)

**Almacenamiento en el cauce (Tanque 5):** Este tanque representa el agua almacenada en cárcavas y cauces como producto de escorrentía y flujo base. Este tanque no se encuentra en todas las celdas de la cuenca, ni conectado directamente al conducto

distribuidor vertical, recibiendo la descarga de los demás tanques de la cuenca.

El volumen de agua almacenada en cárcavas y cauces ( $S_5$ ) se calcula mediante (2.27).

$$S_{5,t} = S_{5,t-1} - \sum_{i=1}^n E_{i,t} + \sum_{j=1}^m E_{5,t,j} \quad (2.27)$$

Donde  $S_{5,t-1}$  representa el almacenamiento en el intervalo de tiempo anterior,  $E_{i,t}$  el flujo aportado por los diferentes tanques de la misma celda, con n igual a la cantidad de tanques que aportan y  $E_{5,t,j}$  es el flujo aportado por las celdas aguas arriba que contienen cauce con m igual a la cantidad de celdas con cauce que drenan a la celda objetivo.

El volumen de agua que sale del tanque  $E_5$  se obtiene a partir de la ecuación de Onda Cinemática Geomorfológica u OMG, la cual tiene en cuenta características geomorfológicas de la cuenca y el área acumulada dentro de la celda (Vélez, 2001; Velásquez, 2011; UNAL, 2014).

#### 2.4.2.2. Extrapolación de la ETP a toda la cuenca

Partiendo de la idea de que la evapotranspiración depende de la altitud del terreno (Christiansen, 1966; Martínez-Cob & Cuenca, 1992), fue implementada la ecuación (2.28) la cual establece una relación entre la ETP(t) y el parámetro dependiente de la elevación  $f_{i,j}$ ; de esta manera la ETP<sub>i,j</sub> para cada celda (i, j) es estimada para toda la cuenca utilizando la ecuación (2.1)

$$ETP_{i,j} = f_{i,j} * ETP(t) \quad (2.28)$$

Donde el parámetro  $f_{i,j}$  se obtiene a partir de la ecuación (2.29).

$$f_{i,j} = \left( \frac{H_{ref}}{H_{i,j}} \right)^b \quad (2.29)$$

$H_{ref}$  es la elevación de la celda donde se obtiene la serie de datos de evapotranspiración potencial,  $H(i, j)$  es la elevación de la celda i, j y b es un parámetro adimensional, cuyo valor es 1, (tomado de Velásquez, 2011). De esta manera se obtiene un mapa de  $f(i, j)$ ,

con el cual es posible extrapolar la serie de tiempo de evapotranspiración de una o más celdas a toda la cuenca.

### **2.4.3 Filtro del Extendido Kalman (EKF)**

La primera versión del filtro de Kalman fue desarrollado para la Fuerza Aérea de los Estados Unidos, el cual fue formulado para modelar procesos aleatorios, realizar filtros de memoria creciente o infinita y para el análisis de estadística estacionaria y no estacionaria (Kalman, 1960).

Posteriormente, el filtro de Kalman ha sido aplicado en áreas tan diversas como el campo aeroespacial, la instrumentación electrónica, el modelamiento demográfico, la manufactura, las simulaciones, etc. (Loaiza, 2007). En particular, ha sido utilizado en hidrología, principalmente en la calibración de modelos hidrológicos. Goegebeur & Pauwels (2007) compararon el filtro extendido de Kalman (EKF) con el método PEST (Estimación de parámetros) para la calibración de los parámetros de un modelo hidrológico precipitación-escorrentía en la cuenca de Wijlegemse Beek (Bélgica), encontrando valores RMSE de 1.09 y 1.35 para Kalman y PEST, respectivamente, entre los caudales medidos y los simulados. Para cuencas mediterráneas en España (Prepirineo Catalán), Loaiza y Pauwels (2008) utilizaron el filtro de Kalman para la calibración del modelo hidrológico TOPLATS, validando los resultados con datos de humedad del suelo, escorrentía superficial e infiltración para un periodo de un año, encontrando valores RMSE entre 0.0299 y 0.0691 para contenidos de agua en el suelo medidos y simulados. En la cuenca Dender (Belgica), Ferket et al (2010) compararon el filtro de Kalman extendido con el método de optimización SCE-UA en la calibración del modelo HBV, encontrando mejores coeficientes de correlación entre los datos medidos y los simulados con el filtro de Kalman (0.891) en comparación con SCE-UA (0.837).

A continuación se describe brevemente el filtro extendido de Kalman (EKF) desarrollado por Goegebeur & Pauwels (2007), el cual fue implementado en esta investigación para la calibración del modelo HBV.

### ▪ 2.4.3.1 Estructura matemática del filtro extendido de Kalman

Según Goegebeur & Pauwels (2007), en el sistema considerado, el vector de estado ( $n$  parámetros) en la iteración  $k(x_k)$  es almacenado en la iteración  $k + 1$ , teniendo en cuenta el proceso del ruido  $w_k$  a partir de la ecuación (2.30):

$$x_{k+1} = x_k + w_k \quad (2.30)$$

El vector observación en la iteración  $k(y_k, \text{con } m \text{ observaciones})$  está relacionado con el parámetro del sistema como sigue en la ecuación (2.31):

$$y_k = c(x_k, v_k) \quad (2.31)$$

$v_k$  es la medida del ruido,  $c$  es una función no lineal, la cual relaciona la observación  $k$  con los valores del parámetro en la iteración  $k$ . Aquí,  $v_k$  y  $w_k$  se asumen independientes, es decir, con covarianzas  $R_k$  y  $Q_k$  respectivamente.

La ecuación 2.31 se puede linealizar a partir de la ecuación (2.32):

$$y_k = \hat{y}_k^- + H_k(x_k - \hat{x}_k^-) + V_k v_k \quad (2.32)$$

$x_k$  y  $y_k$  son los vectores de parámetros reales y el vector de observaciones, y  $\hat{x}_k^-$  y  $\hat{y}_k^-$  son los estimativos a priori del vector parámetro, antes de actualizar el parámetro, y el modelo de simulación, respectivamente. Las matrices Jacobianas  $H_k$  ( $m$  filas y  $n$  columnas), y  $V_k$  ( $n$  filas y columnas) son calculadas como se muestra en la ecuación (2.33):

$$\begin{cases} H_k[i, j] = \frac{(\partial c(\hat{x}_k^-, 0)[i])}{\partial x[j]} \\ V_k[i, j] = \frac{(\partial c(\hat{x}_k^-, 0)[i])}{\partial v[j]} \end{cases} \quad (2.33)$$

$i$  y  $j$  son los números fila y columna, respectivamente. El "0" significa que se calculan para esas derivadas parciales y se asumen iguales a "0" cero.  $V_k$  Es la matriz identidad, y  $H_k$  se calcula numéricamente. El algoritmo implementado funciona de la siguiente manera:

Para cada iteración  $k$ , el modelo es aplicado para todo el periodo de simulación. Las simulaciones del modelo son almacenadas en el vector  $\hat{y}_k^-$ , y las observaciones correspondientes en el vector  $y$ . El vector de parámetros del sistema  $\hat{x}_k$  es obtenido de la iteración  $k - 1$  a la iteración  $k$  como sigue en la ecuación (2.34):

$$\hat{x}_k^- = \hat{x}_{k-1}^+ \quad (2.34)$$

Donde  $\hat{x}_k^+$  es el estimado posterior del vector parámetro (después de la actualización del parámetro). Entonces, usando la covarianza del error a posteriori en la iteración corriente  $P_k^-$  es calculada a partir de la ecuación (2.35):

$$P_k^- = \hat{P}_{k-1}^+ + Q_{k-1} \quad (2.35)$$

$\hat{P}_{k-1}^+$  Es la covarianza del error a posteriori (después de la actualización). El vector parámetro y la covarianza del error son actualizadas como siguen, (2.36):

$$\begin{cases} \hat{K}_k = P_k^- H_k^T [H_k P_k^- H_k^T + R_k]^{-1} \\ \hat{x}_k^+ = \hat{x}_k^- + K_k (y_k - \hat{y}_k^-) \\ P_k^+ = [I - K_k H_k] P_k^- \end{cases} \quad (2.36)$$

$K_k$  Es el factor de ganancia de Kalman (Reichle et al., 2002) y ha sido obtenido por una minimización de cuadrado de la diferencia entre el parámetro verdadero (correcto) y el parámetro estimado a posteriori de estos parámetros. Los valores de  $\hat{x}_k^+$  son almacenados dentro del vector de parámetros  $\hat{x}_{k+1}^-$ , y el algoritmo se repite hasta que se logra convergencia o cuando el número de iteraciones predefinidas se alcance.

## 2.4.4 Modelos Climáticos

### 2.4.4.1 Escenarios de cambio climático

Existen escenarios del “posible clima futuro”, derivados de escenarios de posibles emisiones futuras de gases de efecto invernadero, los cuales se utilizan en modelos climáticos como elementos introducidos para el cálculo de proyecciones climáticas (SENAMHI, 2005), Tabla 2- 5. Estos escenarios comprenden una línea evolutiva similar

respecto a sus características demográficas, sociales, económicas y de cambio tecnológico, los cuales están constituidos de cuatro familias de escenarios: A1, A2, B1 y B2. El escenario A1 presupone un crecimiento económico mundial muy rápido, proyectándose un máximo en la población mundial hacia mediados de siglo, y una rápida introducción de tecnologías nuevas y más eficientes. Este escenario está dividido en tres grupos que reflejan tres direcciones alternativas influyen en el medio ambiente: intensiva en combustibles fósiles “A1FI” (flecha negra), energías de origen no fósil “A1T” (Flecha blanca con borde negro) y equilibrio entre las distintas fuentes “A1B” (Flecha blanca con borde punteado). El escenario B1, describe un mundo convergente, con un comportamiento similar a A1, pero con una evolución económica más rápida, dirigida hacia una economía de servicios e información. B2 describe un mundo con una población y un crecimiento intermedios, orientada a las soluciones locales para alcanzar la sostenibilidad económica, social y medio ambiental. Finalmente, A2 plantea un mundo más heterogéneo, con un crecimiento poblacional acelerado, desarrollo económico lento y cambio tecnológico lento. Una descripción detallada de cada uno de estos escenarios puede ser consultada en SENAMHI (2005), Acevedo (2009), IPCC (2014).

**Tabla 2- 5** Descripción de los diferentes escenarios de cambio climático

Escenario	Población	Economía	Medio Ambiente	Equidad	Tecnología	Mundialización
A1						
A2						
B1						
B2						

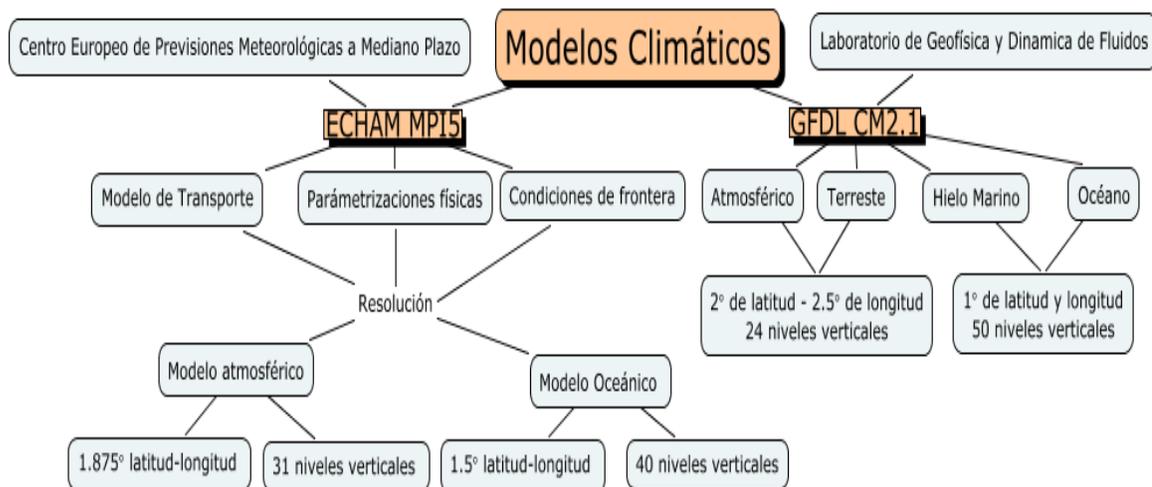
#### 2.4.4.2 Modelos Climáticos

Varios modelos de cambio climático han sido desarrollados hasta el momento, desde modelos simples que permiten comprender el efecto global de diversos forzamientos individuales, hasta modelos complejos que reproducen aceptablemente los principales procesos que ocurren en el sistema climático terrestre (McGuffie & Henderson-Sellers, 2005). Una lista detallada de los modelos climáticos más importantes puede ser

consultada en IPCC (2014); en esta lista se encuentran los modelos ECHAM 5 FDI y GFDL CM2.1, los cuales son objeto de esta investigación.

ECHAM es un modelo de circulación atmosférica, Figura 2- 6, desarrollado por el Instituto para la Meteorología Max-Planck (Stevens et al., 2012), a partir del modelo para pronóstico del tiempo del European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF). ECHAM consta de un modelo de transporte para cantidades escalares (temperatura, presión, etc), un set de parametrizaciones físicas para representar procesos adiabáticos, al igual que un set de condiciones de frontera para estimar la distribución de aerosoles, propiedades ópticas de los gases, variaciones temporales en el espectro de irradiación solar, propiedades del suelo, etc (Stevens et al., 2012); a una resolución de 1.875° latitud-longitud con 31 niveles verticales para el modelo atmosférico; y un espaciamiento horizontal promedio de 1.5° latitud-longitud con 40 niveles verticales para el modelo oceánico (Jungclaus et al., 2005). Mayor información acerca del modelo ECHAM, puede ser consultada en Stevens et al. (2012).

**Figura 2- 6** Modelos climáticos evaluados



GFDL es un modelo acoplado de cambio climático, desarrollado por el Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL), Figura 2- 6; compuesto de módulos separados de atmósfera, océano, hielo marino y un modelo terrestre, los cuales interactúan a través de un módulo acoplado de flujos (Delworth et al., 2006). La resolución del componente terrestre y atmosférico es de 2° de latitud y 2.5° de longitud, con 24 niveles verticales. La

resolución oceánica es de 1° de latitud y longitud, con 50 niveles verticales. Una descripción detallada del modelo GFDL puede ser consultada en Delworth et al. (2006).

#### **2.4.5 Implementación de los modelos hidrológicos y climáticos**

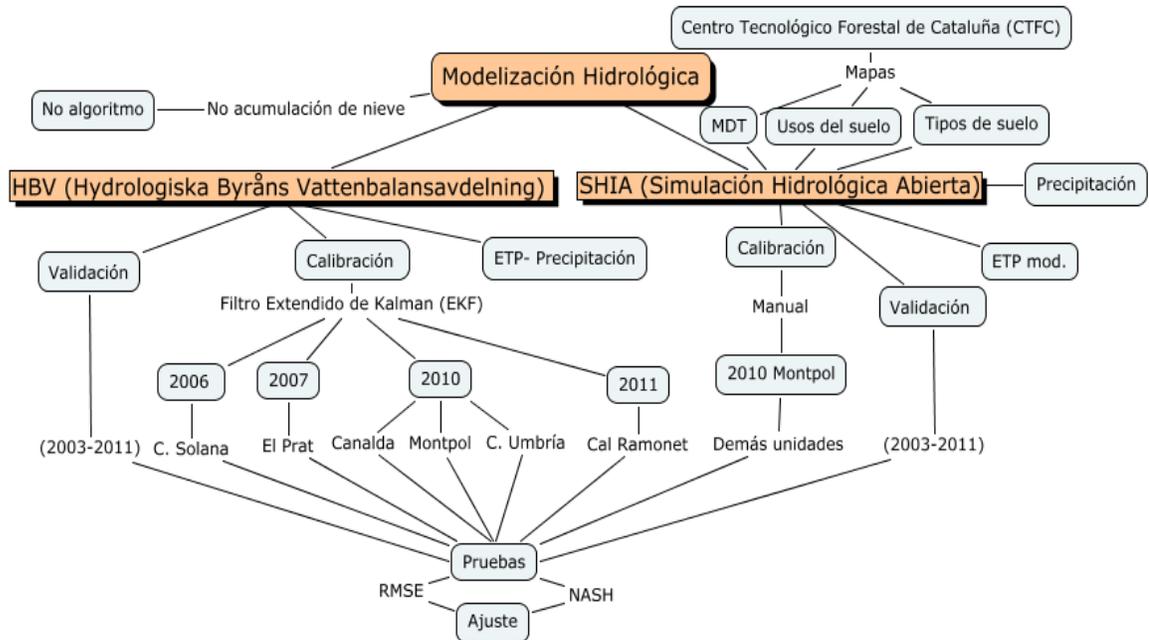
Los datos de entrada que se usaron para la ejecución de los modelos hidrológicos HBV y SHIA, fueron precipitación y ETP; esta última, fue obtenida por el método de Hargreaves, debido a que los datos de los modelos climáticos, evaluados en esta investigación, únicamente contaban con datos de temperatura promedio, máxima y mínima. Adicionalmente, para la ejecución del modelo SHIA se utilizaron mapas de características topográficas (modelo digital del terreno), de usos y tipos de suelo, obtenidos del Centro Tecnológico Forestal de Cataluña (CTFC), e información de máxima capacidad de almacenamiento capilar y sub-superficial del suelo, obtenidos a partir de los datos de capacidad de campo reportados por Loaiza (2007) para la zona de estudio, Figura 2- 7.

Para la calibración de los modelos hidrológicos seleccionados fueron tomados 8760 datos de humedad de suelo, medida en las unidades experimentales a escala horaria, correspondientes a un año específico. Como se muestra en la Figura 2- 7, la calibración del modelo HBV se realizó mediante el Filtro Extendido de Kalman (EKF), con datos de los años, 2006 para C. Solana, 2007 para el Prat, 2010 para Canalda, Montpol y C. Umbría y 2011 para las unidades experimentales de Cal Ramonet; y la calibración del modelo SHIA se realizó manualmente (debido a los altos requerimientos computacionales, necesarios para la implementación del EKF en este modelo), a partir de los datos de humedad del suelo del año 2010, medidos en la estación Montpol. El set de datos utilizados en la calibración de cada uno de los modelos fue seleccionado en función de la disponibilidad y calidad de las observaciones. Los parámetros del modelo HBV fueron calibrados para cada una de las unidades experimentales, realizando las diferentes pruebas de bondad de ajuste, NASH y RMSE. Para la calibración del modelo SHIA únicamente se seleccionaron los datos de humedad del suelo obtenidos en la estación Montpol, debido a que se deseaba evaluar la capacidad del modelo SHIA para simular la humedad del suelo en varias estaciones de manera simultánea, razón por la cual se realizaron las pruebas de de bondad de ajuste NASH yRMSE para las demás unidades experimentales.

Debido a que en la mayoría de las unidades experimentales seleccionadas en esta investigación no hay acumulación de nieve durante el periodo de invierno y en las que esto ocurre, no es significativa (Loaiza, 2007), no se utilizó el algoritmo relacionado con la acumulación de nieve propuesto por los modelos.

Finalmente, la validación del modelo se realizó para todo el period 2003-2011, realizando las mismas pruebas de bondad de ajuste llevadas a cabo durante la calibración, coeficiente Nash-Sutcliffe (Nash-Sutcliffe, 1970) y la raíz del error cuadrático de la media (RMSE). En la Tabla 2- 6 se muestran los valores de referencia del criterio de Nash-Sutcliffe.

**Figura 2- 7** Implementación de los modelos hidrológicos



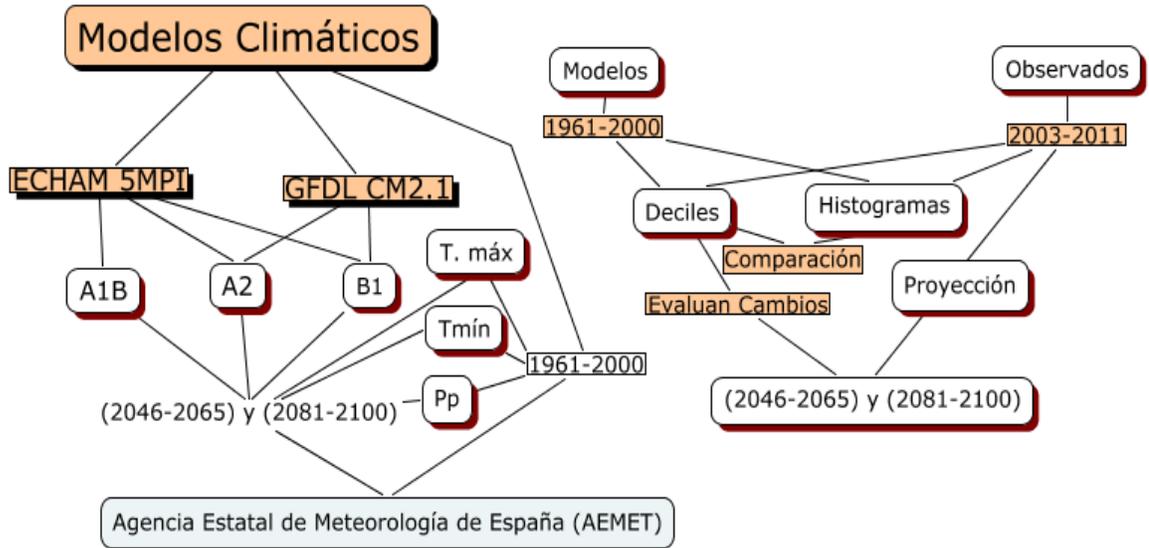
**Tabla 2- 6** Valores de referencia del Criterio de NASH-Sutcliffe (Tomando de Molnar, 2011)

NASH	Ajuste
<0.2	Insuficiente
0.2-0.4	Satisfactorio
0.4-0.6	Bueno
0.6-0.8	Muy bueno
>0.8	Excelente

### **2.4.6 Modelación de escenarios de cambio climático**

Los escenarios de cambio climático seleccionados para esta investigación fueron A1B, A2 y B1, evaluados en los modelos climáticos ECHAM 5 FDI y GFDL CM2.1, Figura 2- 8. Únicamente fueron seleccionados dichos modelos climáticos, debido a que los datos de precipitación y temperatura, obtenidos para subescalar el modelo (periodo 1961-2000), fueron los que presentaron un mejor ajuste con los datos medidos en las estaciones meteorológica Lladurs y de precipitación Cal Ramonet. Los datos de precipitación, temperatura máxima y temperatura mínima de los modelos climáticos seleccionados para los diferentes escenarios y espacios temporales fueron obtenidos de la Agencia Estatal de Meteorología de España (AEMET). Estos datos son calculados por AEMET y la Universidad de Cantabria, a través del método de interpolación sobre rejillas a distinta resolución espacial (20Km y 50Km) para toda España (AEMET, 2014). Debido a que AEMET suministra datos únicamente para los escenarios descritos anteriormente y para los periodos 1961-2000 (downscaling), 2046 - 2065 y 2081 – 2100, en esta investigación fueron seleccionados dichos escenarios climáticos y periodos de tiempo. AEMET no cuenta con datos específicos para la zona de estudio, razón por la cual se tomaron los datos de la estación más cercana para la ejecución de esta investigación (Lleida, España).

**Figura 2- 8** Implementación de los modelos y escenarios climáticos



Para realizar el “downscaling” de los datos de precipitación y temperatura de los modelos ECHAM5-MPI y GFDL M2-1 a las características de la cuenca, fueron utilizados los datos suministrados por AEMET para cada uno de los modelos para el periodo 1961 - 2000. Por comodidad se establece una convención para las diferentes escalas temporales, escenarios, Modelos Hidrológicos y Modelos Climáticos, Tabla 2- 7.

**Tabla 2- 7** Tabla de convenciones de los escenarios evaluados

Periodo	Escenario	M. Clim.	Referencia
1961-2000		ECHAM	P1
		GFDL	P2
2046-2065	A2	ECHAM	Q1
		GFDL	Q2
	B1	ECHAM	Q3
		GFDL	Q4
2081-2100	A1B	ECHAM	R1
	A2	ECHAM	R2
		GFDL	R3
	B1	ECHAM	R4
		GFDL	R5

M. Clim: Modelo Climático,

Los datos de precipitación y temperatura proyectados por cada escenario, específicos para la zona de estudio, fueron estimados realizando el siguiente proceso (Figura 2- 8): Primero, se analizaron los histogramas y se calcularon los deciles de los datos para los diferentes modelos climáticos obtenidos para el periodo 1961 – 2000, los cuales se compararon con los histogramas y los deciles obtenidos a partir de los datos observados en las estaciones de precipitación Cal Ramonet y meteorológica Lladurs (periodo 2003 - 2011); posteriormente, se evaluaron los cambios en la temperatura y la precipitación de los periodos 2046 - 2065 y 2081 - 2100, respecto al periodo 1961 - 2000, teniendo en cuenta los histogramas y los deciles de los datos para cada uno de estos periodos; luego, se obtuvo una relación entre los datos del pasado y los proyectados para el futuro; finalmente, a partir de esta relación, se proyectaron los datos obtenidos en las estaciones experimentales (meteorológica Lladurs, precipitación Cal Ramonet) a los periodos 2046 - 2065 y 2081 – 2100.

Con los datos de temperatura máxima y mínima proyectados para la zona de estudio, se calculó la ETP proyectada para los periodos evaluados con el método de Hargreaves (Hargreaves & Samani, 1985), ecuación (2.37).

$$ETP = 0.0023 * Ra * (T + 17.8) * (T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (2.37)$$

$T$  ( $^{\circ}C$ ),  $T_{max}$  ( $^{\circ}C$ ) y  $T_{min}$  ( $^{\circ}C$ ) son las temperaturas media, máxima y mínima, respectivamente, y  $Ra$  ( $mmd^{-1}$ ) es la radiación extraterrestre, que depende de la latitud y del mes del año.

Finalmente, los datos de humedad de suelo, proyectados para los periodos 2046 - 2065 y 2081 – 2100, fueron obtenidos implementando los modelos HBV y SHIA, a partir de los datos de precipitación y evapotranspiración proyectados, usando los parámetros calibrados y validados para el periodo 2003 - 2011.



## **3. Análisis de la humedad del suelo, precipitación y evapotranspiración**

En este capítulo se evalúa la relación entre la humedad del suelo y los fenómenos de precipitación y evapotranspiración para el periodo de estudio (2003-2011), donde es evaluado su comportamiento anual, mensual, diario, ciclo diurno y estacional. Posteriormente, se estudia el comportamiento de la humedad del suelo en las diferentes estaciones de medición, estimando la media, el rango de variación, y los valores máximos y mínimos, evaluando su respuesta a los fenómenos de evapotranspiración y precipitación. Finalmente se muestran los resultados obtenidos al realizar el balance hídrico donde se evalúa el comportamiento de cada uno de sus componentes.

### **3.1 Precipitación**

De acuerdo a los datos obtenidos en el sitio de estudio para el periodo 2003 – 2011, las precipitaciones promedio, mínima y máxima anual fueron de 621 mm, 446 mm (2006) y 913.5 mm (2008) para la estación Lladurs; y 1198mm, 921 (2010) y 1745 (2009) para Cal Ramonet, respectivamente. Estos resultados coinciden con los reportados por Loaiza y Pauwels (2008), quienes encontraron para el periodo 1997 - 2003, una precipitación promedio anual de 624 mm en la estación Lladurs; sin embargo, para Cal Ramonet reportan una precipitación promedio anual de 874 mm en Cal Ramonet, lo que es muy inferior a la precipitación reportada en este trabajo. Este comportamiento en la estación Cal Ramonet está asociado a la alta precipitación registrada en el año 2009 (1745mm), la cual fue el doble del valor promedio anual. Estos resultados confirman los trabajos realizados por Ubalde et al. (1999), quienes encontraron en la Ribera Salada que las

precipitaciones varían de 600 mm a 1200 mm al año, debido a la orientación y gradiente altitudinal de la cuenca.

Por otro lado, durante el periodo de estudio (2003 - 2011), se encontró que en promedio se presentan eventos de precipitación durante 121 días/año y 180 días/año en las estaciones Lladurs y Cal Ramonet, respectivamente. Durante este mismo periodo, fueron registrados un total de 2304 eventos de precipitación en Cal Ramonet, y 1707 eventos en Lladurs, donde los volúmenes mínimo, máximo y promedio fueron de 0.2 mm, 78.6 mm y 3.1 mm en Cal Ramonet y de 0.2 mm, 59.9 mm y 2.8 mm en Lladurs; allí, el 72% de los eventos de precipitación medidos en ambas estaciones estuvieron por debajo de 2 mm, el 21% entre 2 mm y 10 mm y el 7% restante, superiores a 10 mm.

Para el periodo de estudio, las duraciones mínima, máxima y promedio de los eventos de precipitación registrados para ambas estaciones fueron de 1h, 74h y 2h para Cal Ramonet, y 1h, 25h y 3h para Lladurs, respectivamente; de los cuales el 83% y el 79% tuvieron una duración inferior a 3h en Lladurs y Cal Ramonet, respectivamente.

La intensidad promedio y máxima de las precipitaciones fueron de 1.15 mm/h y 35.5 mm/h para Cal Ramonet y de 1.27 mm/h y 46.3 mm/h para Lladurs, respectivamente. El 71% de los eventos registrado en Cal Ramonet y el 68% en Lladurs presentaron intensidades inferiores a 1 mm/h; resultados similares fueron encontrados en la estación Lladurs por Loaiza & Poch (2011), quienes para el periodo 2004 - 2008, encontraron que en promedio llueve 121 días en el año, donde cerca del 85% de los eventos de precipitación fueron inferiores a 2 mm; con volúmenes mínimo y máximo de 0.2 mm - 53.4 mm e intensidades entre 0.2 mm/h y 30.7 mm/h.

Para el periodo de estudio, en promedio, los meses más lluviosos del año fueron (Tabla 3- 1) abril (73.2mm) y septiembre (67.4mm) en Lladurs, y abril (120.8mm) - mayo (122.2mm) en Cal Ramonet; y los meses más secos fueron Agosto (35.7mm) y enero (23.7mm) en Cal Ramonet; y enero (23.5mm) y febrero (25.3mm) para Lladurs. Durante las estaciones del año, en Lladurs, el 31% de la precipitación total promedio anual se presentó en primavera, el 30% en otoño, el 14% en verano; y para Cal Ramonet, el 43% en primavera, el 28% en otoño y el 24% en verano. Para el mismo sitio de estudio, Loaiza (2007) encontró que para el periodo 2003-2005, los meses con mayores precipitaciones fueron julio y agosto, y los meses más secos diciembre y enero, donde el

38% del volumen de precipitación promedio anual se presentó durante el otoño, el 30% en primavera y el 23% en verano.

**Tabla 3- 1.** Precipitación y evapotranspiración potencial promedio mensual para el periodo 2003-2011.

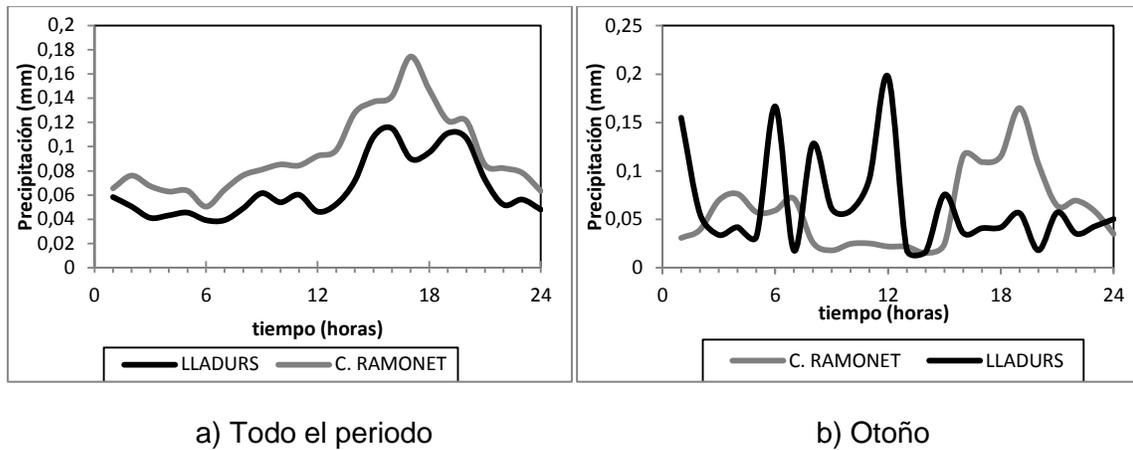
	<b>Pre CR (mm)</b>	<b>Pre LL (mm)</b>	<b>ETP LL (mm)</b>
<b>Enero</b>	23,7	23,1	22,6
<b>Febrero</b>	42,6	25,3	32,8
<b>Marzo</b>	71,1	44,7	61,8
<b>Abril</b>	120,8	73,2	81,5
<b>Mayo</b>	122,2	56,4	105,6
<b>Junio</b>	92,1	60,0	125,1
<b>Julio</b>	50,7	36,9	141,2
<b>Agosto</b>	35,7	55,6	128,2
<b>Septiembre</b>	59,4	67,4	83,5
<b>Octubre</b>	75,1	57,3	53,9
<b>Noviembre</b>	79,6	41,3	25,6
<b>Diciembre</b>	53,9	32,3	17,6

Pre CR: Precipitación promedio en Cal Ramonet, Pre LL: Precipitación promedio en Lladurs, ETP LL: Evapotranspiración potencial promedio en Lladurs

Dentro del ciclo diurno, para todo el periodo de estudio, el 65% de la precipitación total diaria se presenta en las horas de la tarde (Figura 3- 1(a)); este mismo comportamiento se observa en todas las estaciones del año, excepto en otoño, donde el ciclo diurno de la precipitación es más distribuido a lo largo del día, observándose un aumento en el volumen de precipitación en las horas de la mañana (Figura 3- 1 (b)).

Resultados similares han sido reportados por Kutiel & Sharon (1980) en condiciones Mediterráneas (Israel), quienes a partir de 10 años de datos, encontraron mayores precipitaciones en las horas de la tarde, lo cual coincide con lo encontrado por Laing et al. (2007), Rientjes et al. (2013); Tamiru Haile et al. (2013) y Cifelli et al. (2008) quienes hallaron mayores precipitaciones en la tarde para África, Europa (Región Mediterránea), regiones tropicales y subtropicales, respectivamente.

**Figura 3- 1** Ciclo diario de precipitación para el periodo 2003-2011, en la Ribera Salada, España.



### 3.2 Evapotranspiración

Durante el periodo de estudio (2003 – 2011), la evapotranspiración potencial promedio, máxima y mínima anual, registrada en la estación Lladurs, fue de 962 mm, 1034 mm (2006) y 869 mm (2004), respectivamente, siendo julio (141.2 mm) y diciembre (17.6 mm) los meses de mayor y menor tasa de evapotranspiración potencial, respectivamente (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

En Lladurs, para el periodo de estudio, la precipitación promedio anual suplió el 65% de la evapotranspiración potencial promedio anual, siendo 2007 y 2006 los años de mayor déficit de precipitación respecto a la evapotranspiración con 46% y 43%, respectivamente, en comparación con los años 2008 y 2003 en los cuales el déficit fue el menor con 0% y 18%, respectivamente.

Por otro lado, se encontró que los valores de evapotranspiración media, registrados en Lladurs, durante las estaciones del año fueron de 415 mm en verano, 314.8 mm en primavera, 133.3 mm en otoño y 99 mm en invierno. De esta manera, en primavera, verano e invierno, la precipitación suple el 68%, 40% y 95.4% de la tasa de evapotranspiración potencial, respectivamente; y en otoño, la precipitación excede un 62.5% la evapotranspiración potencial. Esto coincide con lo reportado por Poyatos et al.

(2005), quienes para los años 2003 y 2004, en condiciones Mediterráneas, encontraron que los volúmenes de precipitación presentados durante el verano suplen únicamente cerca del 40% de la evapotranspiración potencial; ésta respuesta, está asociado al comportamiento de la precipitación, la cual es baja en verano, asociada a la temperatura y la radiación solar, las cuales son altas en verano y bajas en invierno (Hamdy & Lacirignola, 1999).

**Tabla 3- 2** Datos de relación precipitación (Prec) y evapotranspiración potencial (ETP) anual en Lladurs.

<b>Año</b>	<b>Pre (mm)</b>	<b>ETP (mm)</b>	<b>Pre/ETP</b>
<b>2003</b>	753,00	915,0	0,82
<b>2004</b>	518,50	869,0	0,60
<b>2006</b>	446,30	1034,0	0,43
<b>2007</b>	447,80	971,0	0,46
<b>2008</b>	913,50	917,0	1,00
<b>2009</b>	603,90	1008,0	0,60
<b>2010</b>	749,50	952,0	0,79
<b>2011</b>	550,60	1030,0	0,53
<b>Promedio</b>	622,89	962,00	0,65

Pre: Precipitación, ETP: Evapotranspiración potencial

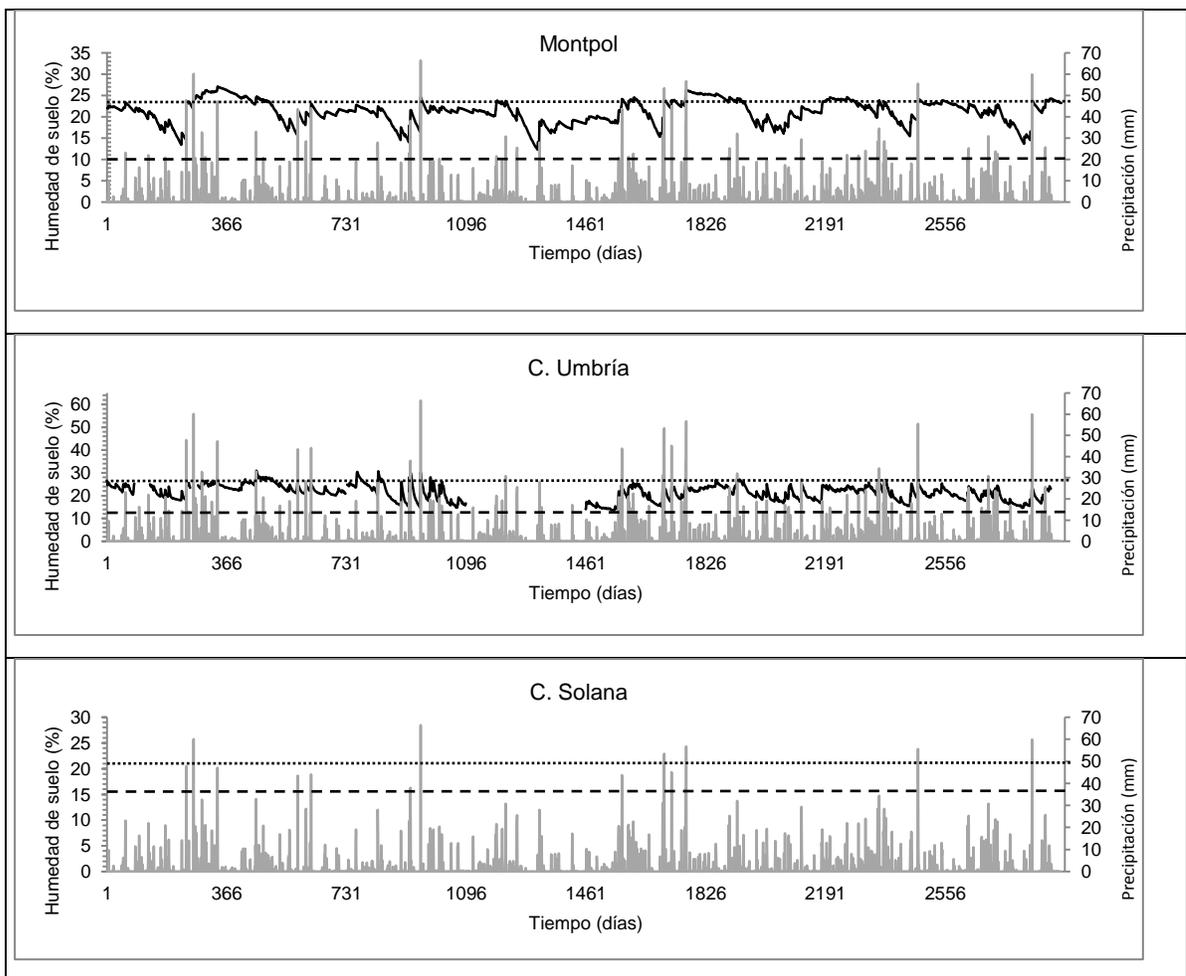
### 3.3 Análisis de la humedad del suelo

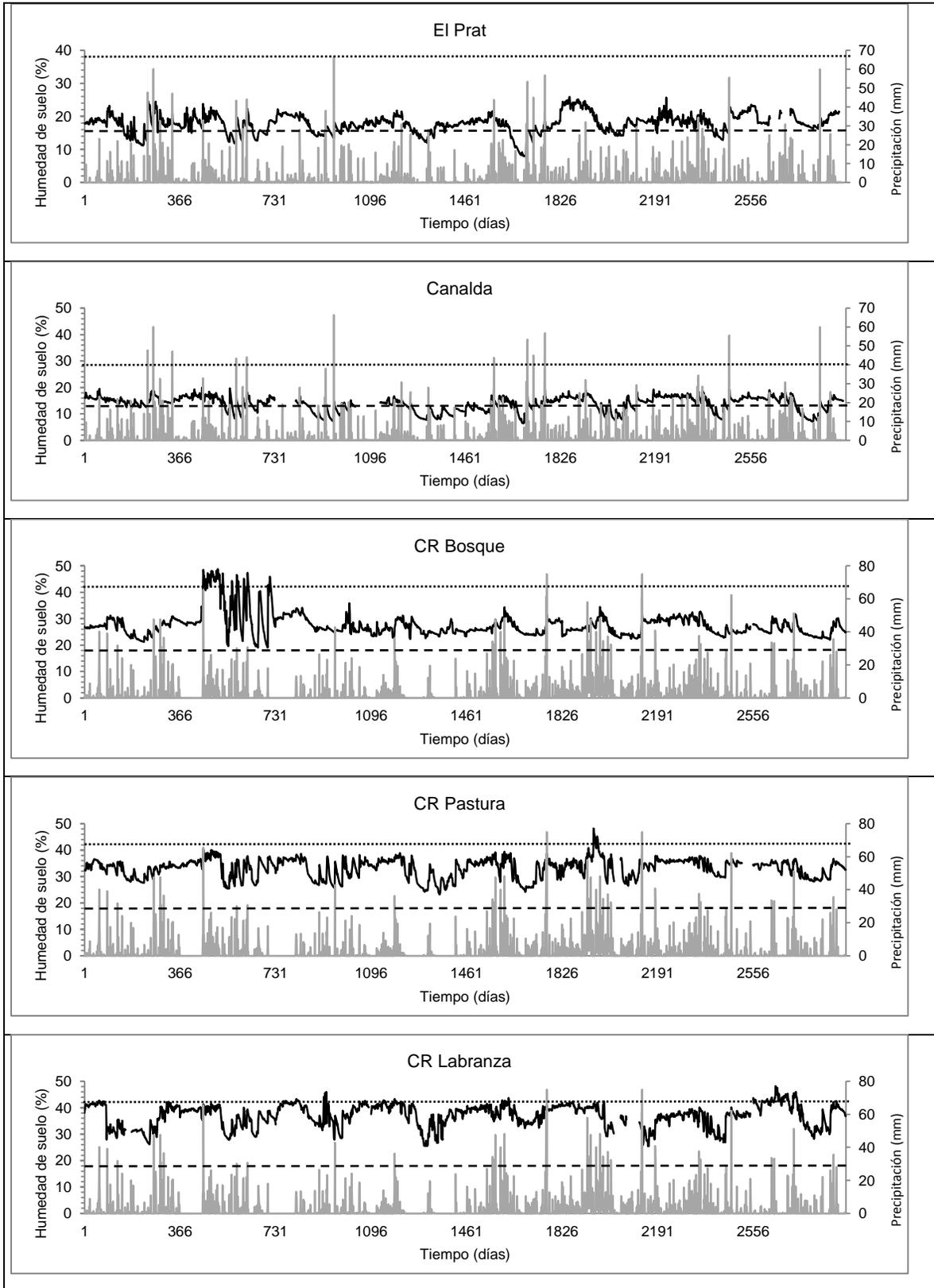
En la Figura 3- 2 se muestran las series de tiempo de humedad del suelo obtenidas en todas las unidades experimentales a escala diaria. De acuerdo a estas gráficas, la humedad del suelo presenta los valores mínimos en los períodos de baja precipitación, y los valores máximos durante los períodos de mayor precipitación; dicho comportamiento hace que el contenido de agua en el suelo fluctúe entre PMP y CC en la mayoría de las unidades experimentales, excepto en Cogulers Umbría y el Prat. En Cogulers Umbría, la humedad del suelo estuvo por encima del contenido de agua a capacidad de campo durante todo el periodo de estudio, lo cual puede estar asociado a la presencia de un microclima húmedo y a la concentración de los flujos de agua sub-superficiales y escorrentía, generando un exceso de agua en el suelo (Loaiza, 2007; Orozco et al., 2006). Por otro lado, en el Prat, el contenido de agua en el suelo está por debajo de PMP

gran parte del tiempo, asociado a altos valores de conductividad hidráulica (10.93mm/h) y a la textura franco arenosa del suelo.

Las unidades experimentales que registraron las mayores diferencias entre los períodos secos y húmedos fueron las estaciones el Prat y Montpol, las cuales también registraron las mayores diferencias entre los valores máximos y mínimos, y las mayores desviaciones estándar a escala horaria ¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..

**Figura 3- 2** Dinámica de la humedad del suelo y eventos de precipitación bajo diferentes usos del suelo en la cuenca de la Ribera Salada (2003-2011).





Los diferentes parámetros estadísticos obtenidos a partir de los datos de humedad de suelo recolectados a escala horaria en las diferentes unidades experimentales se muestran en Tabla 3- 3. De acuerdo a estos resultados, la humedad del suelo en las estaciones experimentales disminuye en el siguiente orden: C Umbría > CR labranza > CR pastura > CR bosque > El Prat > Montpol > C solana > Canalda. Adicionalmente, los contenidos de agua en el suelo encontrados en las unidades experimentales localizadas en Cal Ramonet coinciden con lo encontrado por Loaiza y Poch (2008) quienes reportan valores bajos de humedad de suelo en condiciones de bosque, asociados a mayor intercepción de precipitación, y mayor tasa de evapotranspiración. Resultados similares han sido reportados en China (Wang et al., 2013; Qiu et al., 2001; Chen et al., 2010; Fu et al., 2003), en India (Venkatesha et al., 2011) y España (Martínez-Fernández et al., 2007), quienes encontraron que los contenidos de humedad del suelo están asociados al tipo de cobertura vegetal, siempre y cuando se trate del mismo tipo de suelo.

**Tabla 3- 3** Análisis de la humedad del suelo a escala horaria para el periodo 2003-2011.

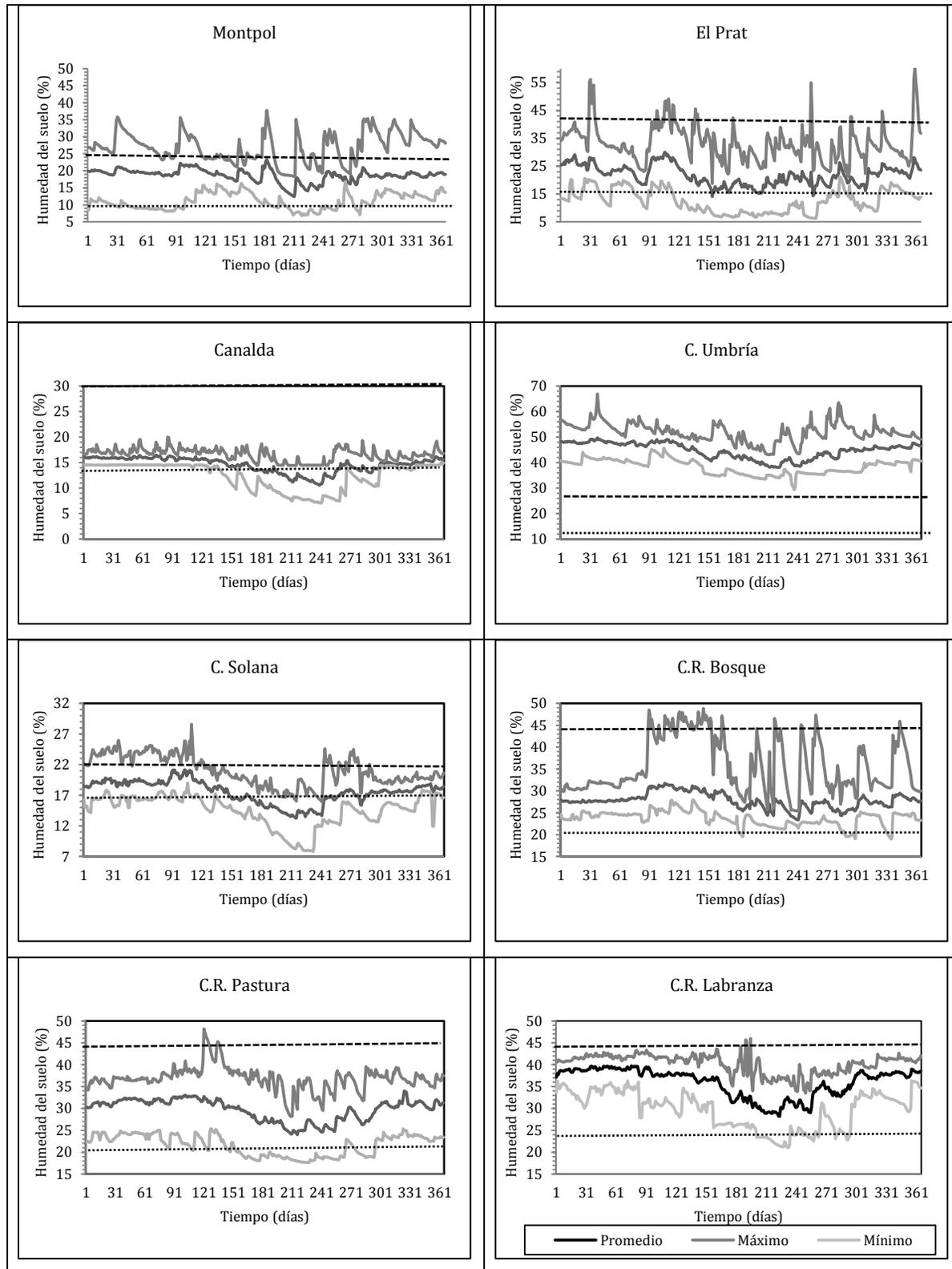
	Canalda	C. Umbría	C. Solana	Montpol	El Prat	C.R. Bosque	C.R. Pastura	C.R. Labranza
<b>Media</b>	14.5	44.5	17.8	19.1	20.7	27.8	29.7	35.6
<b>Mínima</b>	7,2	33,2	7,7	5,1	6,1	17,9	17,5	20,5
<b>Máxima</b>	27,7	70	37,7	44,3	57,4	52,2	49,4	49,6
<b>Desv. Est.</b>	2.7	5.5	2.9	5.5	7.0	4.4	6.0	4.7

Desv. Est.: Desviación estandar de los datos.

### 3.3.1 Ciclo anual de la humedad del suelo

En la Figura 3- 3 se muestran las graficas de la humedad promedio, máxima y mínima a escala diaria para el periodo de 2003 - 2011 en cada una de las unidades experimentales evaluadas. De acuerdo a estas graficas, el mayor rango de fluctuación entre valores máximos y mínimos se observaron en Montpol y el Prat, seguidas por CR Bosque, C Sombreado, C Solana, siendo Canalda la unidad experimental donde los suelos presentan menores variaciones. Adicionalmente, las tendencias de la humedad promedio del suelo y la evapotranspiración potencial están asociadas al comportamiento estacional de la precipitación, donde el tipo de cobertura influye en la media de los datos; de esta manera, para el periodo de mayor evapotranspiración (verano), la precipitación no supe los requerimientos de evapotranspiración en ninguna de las unidades experimentales.

**Figura 3- 3** Valores promedio, máximos y mínimos de la humedad de suelo obtenidos a escala horaria para el periodo 2003-2011 en todas las unidades experimentales.



En la Tabla 3- 4 se muestran los valores máximos, mínimos y medios de humedad de suelo para los años de mayor y menor precipitación en Lladurs y Cal Ramonet. Para Lladurs, en 2006 se observan mayores variaciones en el contenido de agua en el suelo para la mayoría de unidades experimentales, asociado a una disminución en la precipitación y una mayor evapotranspiración, mientras que en 2008, se observa una mayor humedad del suelo, asociada al aumento de la precipitación y disminución en la evapotranspiración (Figura 3- 4); no obstante, en las estaciones C. Solana y El Prat, los contenidos de agua en el suelo presentaron sus menores valores durante el año 2008, debido a que durante este periodo, a pesar de que hubo mayor precipitación, hubo periodos de sequía prolongados. Una tendencia similar se observa en Cal Ramonet 2010 y 2009, respectivamente (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**); allí, se observa que durante 2009 hubo una mayor concentración de la precipitación, principalmente durante el otoño, registrándose periodos secos mas prolongados que los registrados en 2010. Lo anterior coincide con Rana & Katerji (2000), quienes sugieren que los mínimos contenidos de humedad en el suelo, están asociados principalmente a periodos secos y de alta temperatura, característicos del verano.

Para los periodos de mayor y menor precipitación, se observó que la humedad del suelo estuvo entre punto de marchitez y capacidad de campo en casi todas las unidades experimentales, excepto en C. Umbría, donde el suelo estuvo por encima de capacidad de campo 295 días y 285 días para los años 2006 y 2008, respectivamente; y C. Solana, donde la humedad de suelo permaneció por debajo de punto de marchitez permanente 117 días y 136 días, los años 2006 y 2008, respectivamente. Finalmente, entre los años de mayor y menor precipitación, en ninguna de las unidades experimentales se registraron diferencias en los contenidos de agua en el suelo que indicaran un cambio en el régimen de humedad.

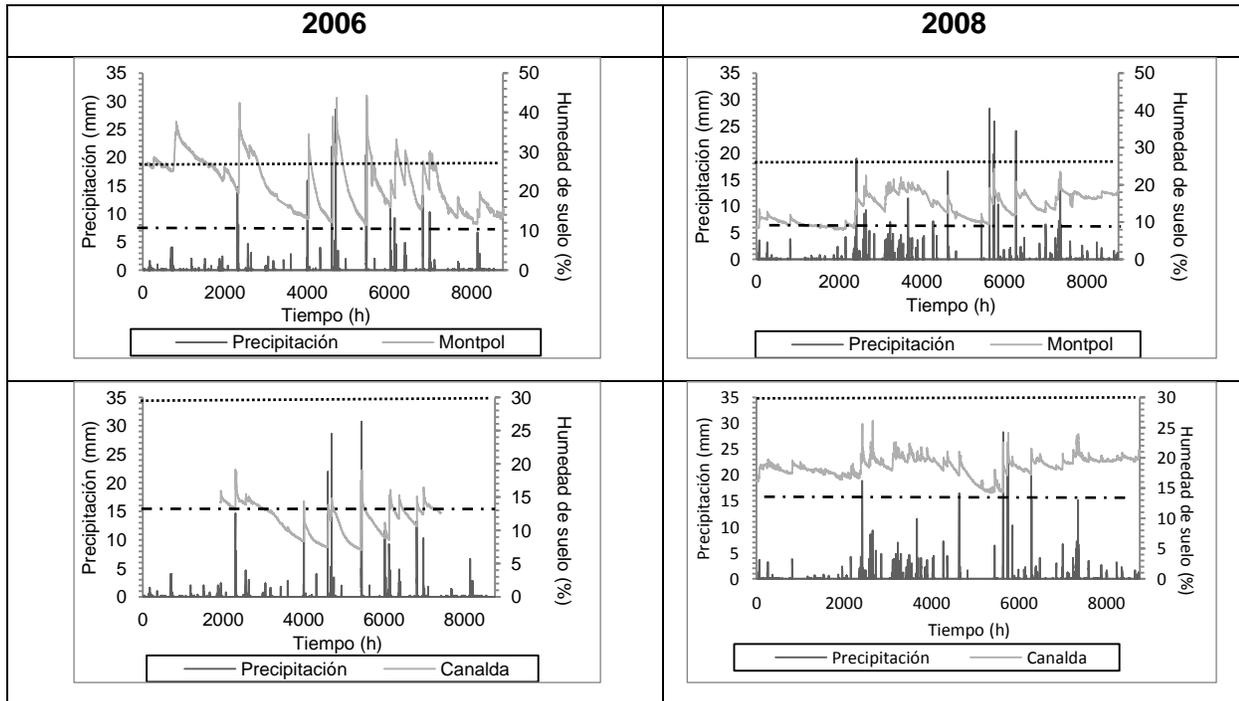
**Tabla 3- 4** Valores máximos, mínimos y promedios de la humedad de suelo para los años de menor (2006) y mayor (2008) precipitación en Lladurs y Cal Ramonet, observados durante el periodo 2003-2011

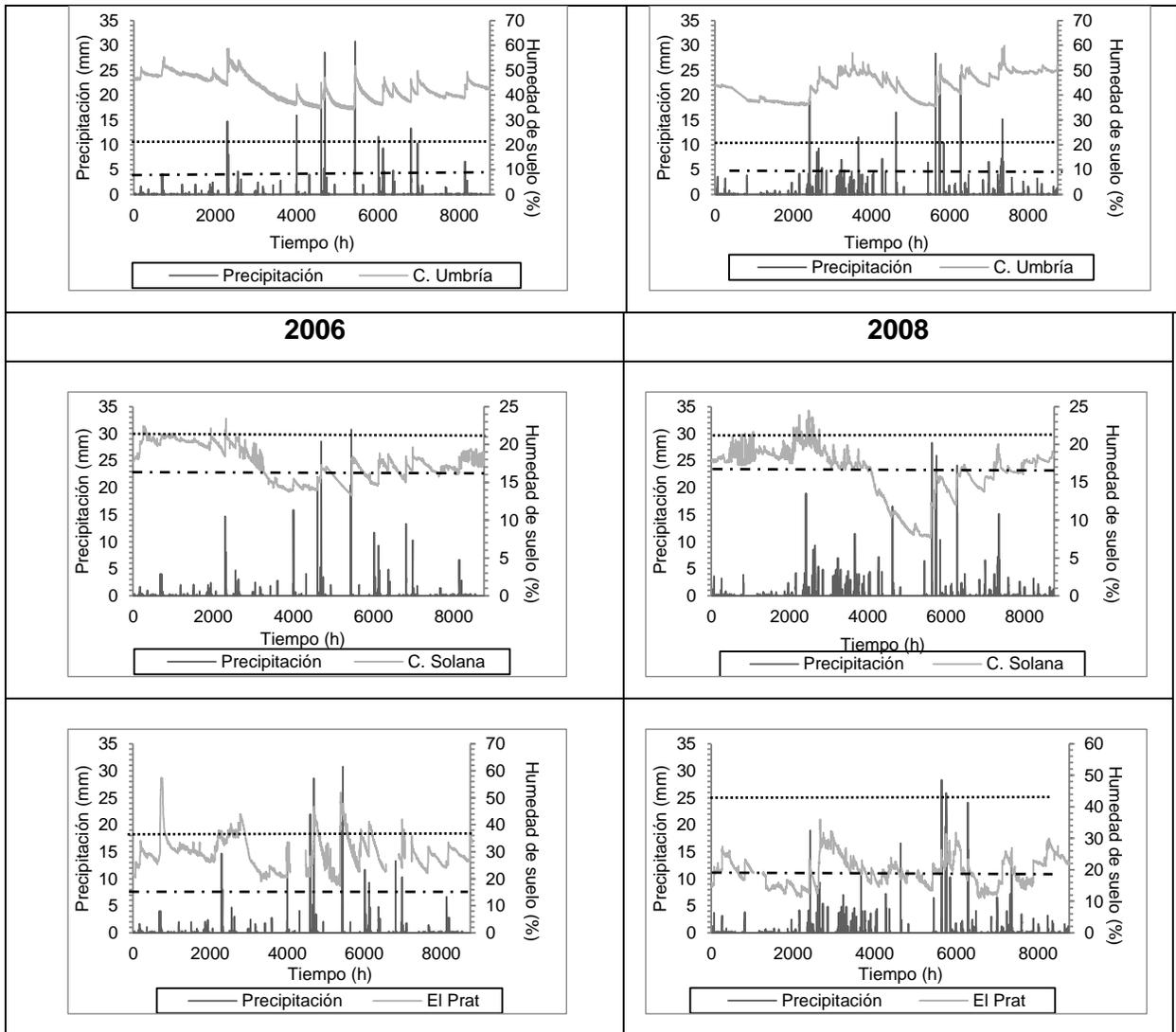
		Humedad de suelo (%)							
		Montpol	C. Umbría	C. Solana	Canalda	EL Prat	CR Bosque	CR Pastura	CR Labranza
AmP	Max	44,3	58,7	24,4	19,1	57,4	34,1	40,2	43,1
	Min	11,4	34,2	13,2	7,1	17,4	22,2	30,4	25,5
	Media	21,9	43,0	17,6	11,6	29,6	27,7	35,6	36,8
AMP	Max	34,3	59,9	24,5	25,7	41,0	34,4	48,2	42,5
	Min	16,3	24,4	7,7	11,8	16,1	22,4	26,4	25,4
	Media	24,0	44,0	16,3	16,9	24,4	26,3	34,2	36,4

AmP: Año de menor precipitación , 2006 Lladurs y 2010 para Cal Ramonet; AMP: Año de mayor precipitación, 2008 para Lladurs y 2009 para Cal Ramonet.

Según Grayson et al. (1997) y Alí et al. (2010), los patrones de humedad durante el periodo seco son desorganizados debido al predominio de flujos de agua verticales, asociados a atributos locales de la cuenca, tales como características físicas del suelo, tipo de vegetación y características topográficas del terreno; y durante el periodo húmedo está asociado a patrones de humedad del suelo altamente organizados donde predominan los flujos de agua laterales y contribuciones de las zonas vecinas.

**Figura 3- 4** Comportamiento de la humedad del suelo y la precipitación para los años de mayor (2008) y menor (2006) precipitación en las unidades experimentales en el área de influencia de la estación Lladurs.



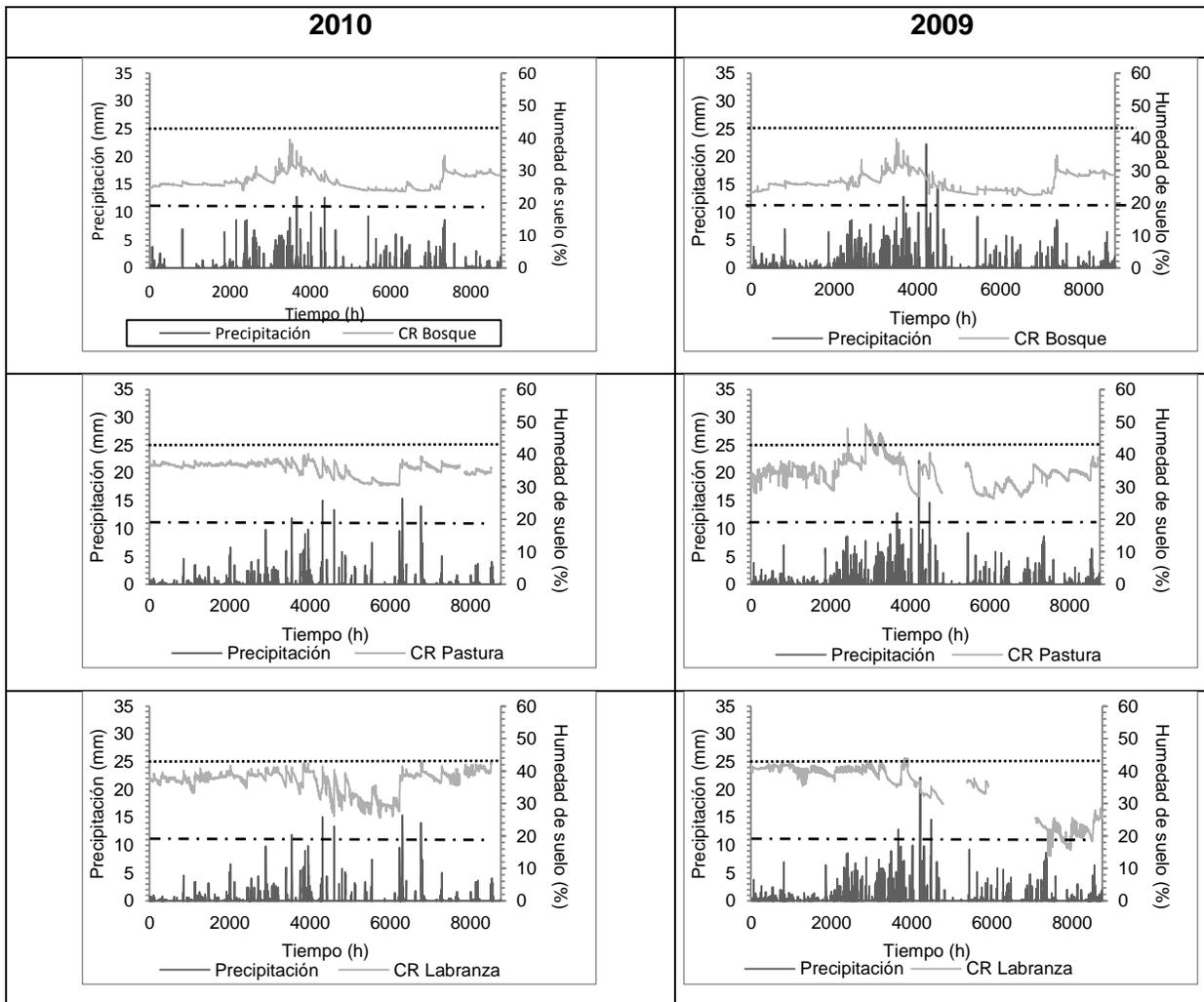


**3.3.2 Humedad del suelo a escala de evento de precipitación**

Para el periodo evaluado, los volúmenes de precipitación inferiores a 5 mm (84% de los eventos registrados) generan variaciones en la humedad del suelo inferiores al 2% y eventos de precipitación prolongados (mayores 4 horas), con intensidades menores a 5 mm/h generan variaciones en el contenido de agua en el suelo entre 1% y 2% para todas las unidades experimentales. Este comportamiento está asociado a que eventos de baja intensidad y poco volumen de precipitación aportan humedad únicamente a los primeros centímetros del perfil de suelo (Liu et al., 2011; Wang et al., 2013). En la Tabla 3- 5 se muestran las variaciones en el contenido de agua del suelo para rangos de precipitación de 5 mm, 10 mm, 15 mm y 20 mm, respectivamente; allí, se observa que eventos de

precipitación superiores a 5 mm, generan variaciones en el contenido de agua en el suelo entre 1% y 34%. Rangos de precipitación superiores a 2 mm han sido utilizados para evaluar el comportamiento de la humedad del suelo a escala de evento de precipitación en Sardinia, Italia (Detto et al., 2006), intercepción de *Pinus Sylvestris* en la Ribera Salada, y la Cuenca Cal Parisa (Pirineos, España) (Llorens, 1997; Llorens et al., 1997).

**Figura 3- 5** Comportamiento de la humedad del suelo y la precipitación para los años de mayor (2010) y menor (2009) precipitación en las unidades experimentales de influencia de la estación Cal Ramonet.



En la Figura 3- 6 se muestran las variaciones estacionales, a escala diaria, de la humedad del suelo para los años de mayor y menor precipitación, 2006 y 2008 en Lladurs y 2010 y 2009 en Cal Ramonet, respectivamente. En el área de influencia de la

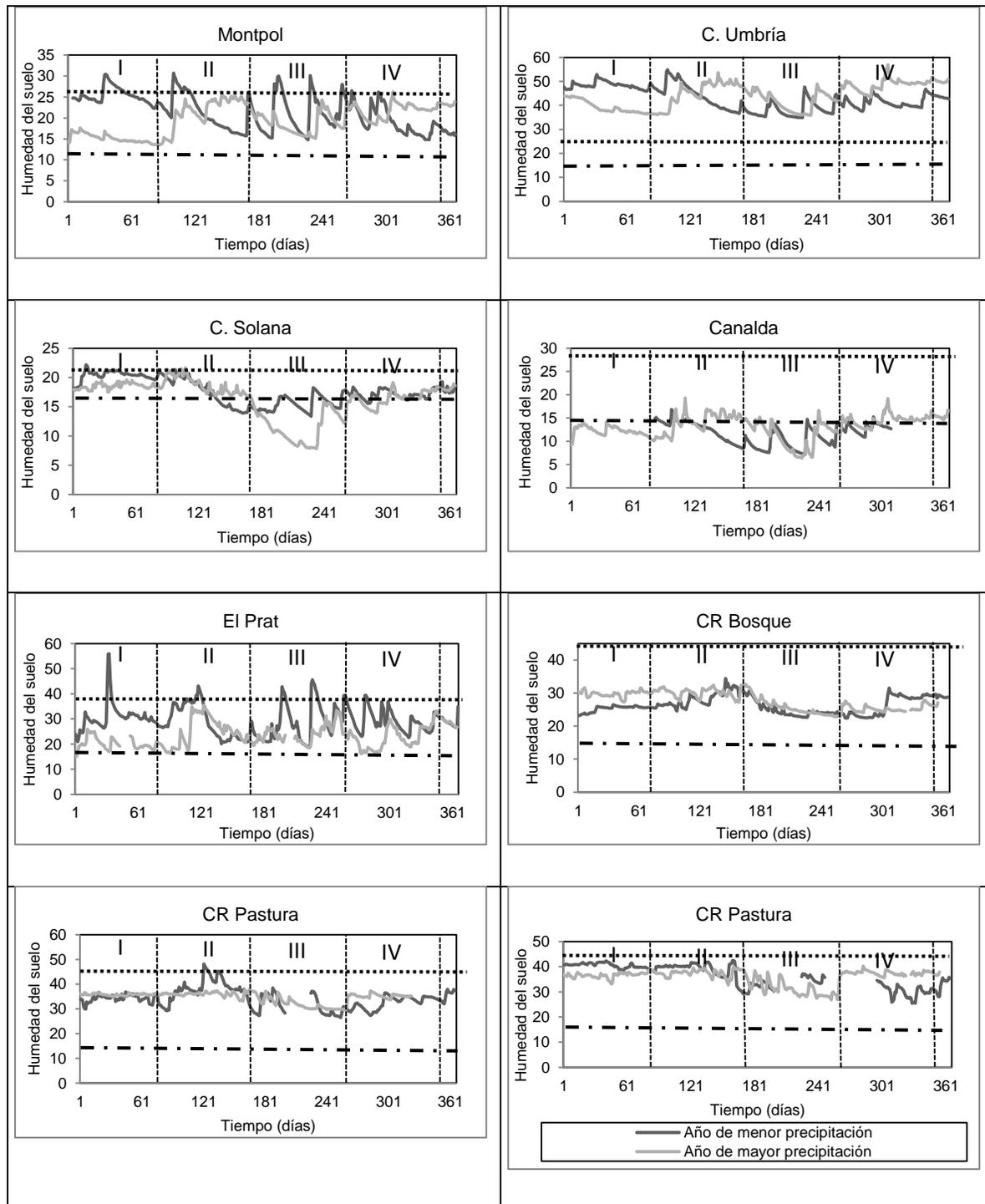
estación meteorológica Lladurs, las mayores recargas de agua del suelo luego de eventos de precipitación, durante el invierno las presentaron el Prat (25%), Montpol (10%) y Canalda (5%). En primavera y otoño, las mayores recargas de agua del suelo se evidenciaron durante el 2006 en el Prat (16%), Montpol (13%) y Cogulers Umbría (12%); sin embargo, en 2008 se observa un incremento en la humedad del suelo en primavera y otoño en las estaciones Montpol, C. Umbría, C. Solana y Canalda. Este comportamiento está asociado a una mayor precipitación en primavera (371 mm) y otoño (235 mm), respecto al 2006 en primavera (111 mm) y otoño (110 mm). En verano, las mayores fluctuaciones en el contenido de agua del suelo, se observaron en las unidades experimentales Montpol (15%), el Prat (13%) y Cogulers Umbría (19%). Estos valores de recarga están relacionados con los altos valores de conductividad hidráulica saturada de el Prat (10.93 mm/h) y Canalda (7.75 mm/h), y con los flujos subsuperficiales que se presentan en Cogulers Umbría, debido a su posición geográfica en la cuenca (Loaiza, 2007). En Cal Ramonet, C.R. Pastura presentó las mayores variaciones en el contenido de agua en el suelo, asociado a eventos de precipitación durante las diferentes estaciones del año: invierno (6%), primavera (11%), verano (7%) y otoño (10%).

**Tabla 3- 5** Respuesta de la humedad del suelo a diferentes eventos de precipitación.

<b>VARIACIÓN EN EL CONTENIDO DE AGUA DEL SUELO (%)</b>				
<b>Precipitación</b>				<b>Estación</b>
<b>5mm-10mm (9%)</b>	<b>10mm-15mm (2.5%)</b>	<b>15mm-20mm (1.5%)</b>	<b>&gt;20mm (3.5%)</b>	
2-7	4-7	5-9	5-14	<b>Montpol</b>
2-9	4-18	6-26	6-34	<b>El Prat</b>
4-10	4-12	4-17	8-26	<b>C. Umbría</b>
2-6	2-7	2-9	5-16	<b>C. Solana</b>
3-6	4-9	4-11	6-14	<b>Canalda</b>
1-2	1-3	2-6	4-10	<b>C.R. Bosque</b>
1-6	3-10	4-14	4-10	<b>C.R Labranza</b>
2-6	2-11	4-12	5-10	<b>C.R. Pastura</b>

Entre parentesis se describen los porcentajes respecto a la precipitación total anual

**Figura 3- 6** Respuesta de la humedad del suelo para los años de mayor y menor precipitación.



I: Invierno, II: Primavera; III: Verano; IV: Otoño.

En la Tabla 3- 6 se muestran los coeficientes de correlación entre cantidad, duración e intensidad de los eventos de precipitación y la variación de la humedad del suelo en cada una de las unidades experimentales. De acuerdo a estos valores, durante las diferentes estaciones del año, existe una alta correlación lineal entre el volumen de precipitación y el cambio en el contenido de agua en el suelo, para la mayoría de sitios experimentales ( $R^2$  entre 0.72 y 0.98), excepto en CR labranza (Invierno), el Prat (invierno y verano) y Cogulers Umbría (primavera y verano). En CR Labranza, este comportamiento está asociado al ciclo del cultivo, debido a que durante la siembra dicho sensor era retirado y posteriormente reinstalado; en el Prat, es debido principalmente a propiedades físicas del suelo, tales como textura y conductividad hidráulica del suelo (Loaiza, 2007); y en C. Umbría, la precipitación no controla la humedad del suelo, debido a que también existen flujos laterales que influyen fuertemente en el contenido de agua del suelo (Loaiza & Pauwels, 2008). Resultados similares han sido reportados en China, por He et al. (2011), quienes encontraron coeficientes de correlación superiores a 0.79 entre el cambio en la humedad del suelo y el volumen de precipitación.

Los coeficientes de correlación entre la duración de los eventos de precipitación y el cambio en el contenido de agua del suelo estuvieron entre 0.02 y 0.94, observándose los valores más bajos en el Prat (primavera y verano), Canalda (verano) y C. Umbría (verano). Este comportamiento ocurre porque eventos prolongados pueden causar saturación en los primeros centímetros del suelo, disminuyendo la infiltración de agua al interior del perfil del suelo, generando escorrentía superficial (Smirnova et al., 2000). Contrario a este comportamiento en C. Solana (0.60 - 0.84) y Montpol (0.61 - 0.88) la textura (Franco Arenosa) y altos valores de conductividad hidráulica saturada permiten el ingreso del agua a zonas más profundas dentro del perfil de suelo.

**Tabla 3- 6** Coeficientes de correlación lineal  $R^2$  entre humedad del suelo, volumen, duración y máxima intensidad de la precipitación para los años de menor y mayor precipitación a partir de los datos obtenidos en cada una de las estaciones de humedad.

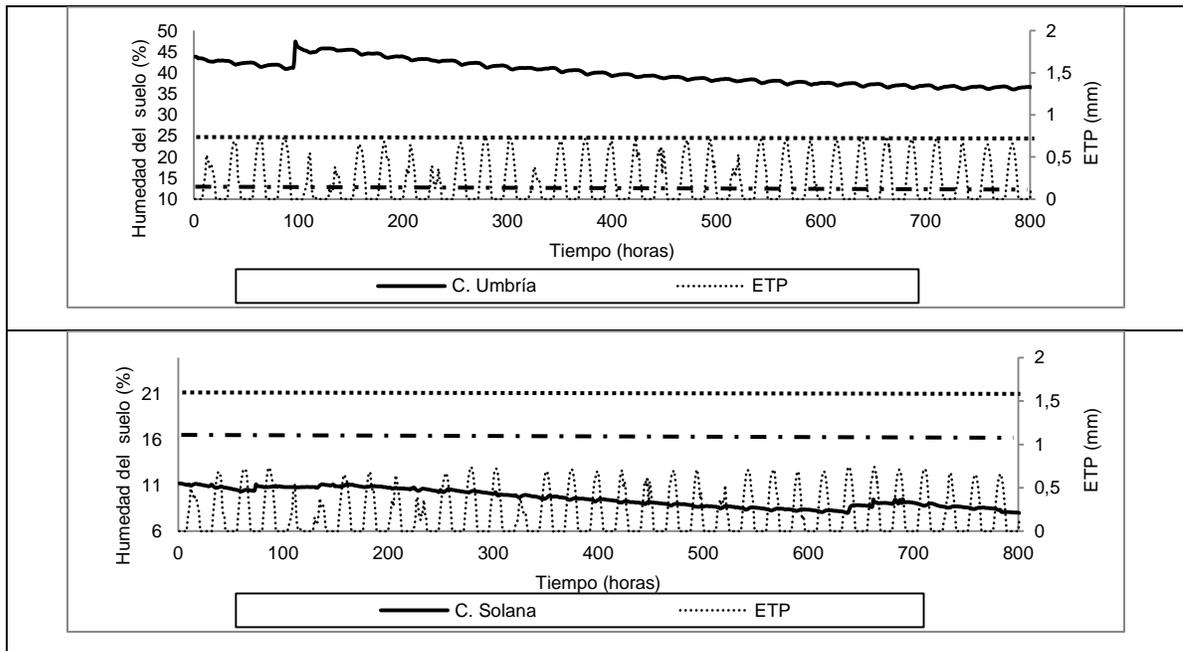
<b>Coeficiente de correlación</b>				
	<b>Volumen</b>	<b>Duración</b>	<b>Máxima</b>	
<b>Invierno</b>	0,85	0,47	0,64	<b>Canalda</b>
<b>Primavera</b>	0,95	0,10	0,87	
<b>Verano</b>	0,89	0,06	0,90	
<b>Otoño</b>	0,96	0,73	0,82	
<b>Invierno</b>	0,58	0,32	0,81	<b>El Prat</b>
<b>Primavera</b>	0,84	0,02	0,63	
<b>Verano</b>	0,52	0,02	0,66	
<b>Otoño</b>	0,98	0,84	0,93	
<b>Invierno</b>	0,91	0,94	0,16	<b>Cogulers Umbría</b>
<b>Primavera</b>	0,59	0,47	0,47	
<b>Verano</b>	0,67	0,08	0,90	
<b>Otoño</b>	0,78	0,81	0,66	
<b>Invierno</b>	0,83	0,81	0,60	<b>Cogulers Solana</b>
<b>Primavera</b>	0,96	0,84	0,92	
<b>Verano</b>	0,95	0,77	0,95	
<b>Otoño</b>	0,99	0,60	0,81	
<b>Invierno</b>	0,94	0,79	0,87	<b>Montpol</b>
<b>Primavera</b>	0,93	0,64	0,56	
<b>Verano</b>	0,95	0,61	0,68	
<b>Otoño</b>	0,98	0,88	0,99	
<b>Invierno</b>	0,94	0,41	0,72	<b>Cal Ramonet Pastura</b>
<b>Primavera</b>	0,80	0,72	0,49	
<b>Verano</b>	0,81	0,82	0,66	
<b>Otoño</b>	0,92	0,87	0,95	
<b>Invierno</b>	0,95	0,83	0,96	<b>Cal Ramonet Bosque</b>
<b>Primavera</b>	0,85	0,47	0,60	
<b>Verano</b>	0,98	0,74	0,99	
<b>Otoño</b>	0,97	0,93	0,55	
<b>Invierno</b>	0,45	0,32	0,27	<b>Cal Ramonet Labranza</b>
<b>Primavera</b>	0,72	0,31	0,54	
<b>Verano</b>	0,88	0,41	0,68	
<b>Otoño</b>	0,82	0,84	0,09	

Volumen: Precipitación acumulada (mm), Duración: Tiempo de duración del evento de precipitación (h),  
Máxima: Intensidad máxima del evento de precipitación (mm/h)

### 3.3.3 Humedad del suelo dentro del ciclo diurno

Durante el periodo de estudio se observaron variaciones diurnas de la humedad del suelo en todas las unidades experimentales, siendo más evidente en las estaciones C. Umbría, C. solana y CR. Bosque. En la Figura 3- 7, se muestran las gráficas de la humedad del suelo para el periodo seco más prolongado en las estaciones experimentales C. Umbría y C. Solana, donde se observa que la frecuencia de estas fluctuaciones coincide con el ciclo diurno de la evapotranspiración potencial. De acuerdo a Gribovszki et al. (2010), las fluctuaciones diurnas del nivel freático, nivel de los ríos y humedad del suelo están asociadas a ciclos diurnos de evapotranspiración. Resultados similares han sido reportados por Jackson (1973), Mead et al. (1996), Kemper et al. (1994), Li (2002), Katra et al. (2008), Kosmas et al. (1998), Gribovszki et al. (2010) y Verhoef et al. (2006), quienes encontraron una fuerte relación entre las fluctuaciones de la humedad del suelo y el ciclo diurno de la evapotranspiración.

**Figura 3- 7** Periodos más secos para las unidades experimentales: a) C. Umbría y b) C. Solana.

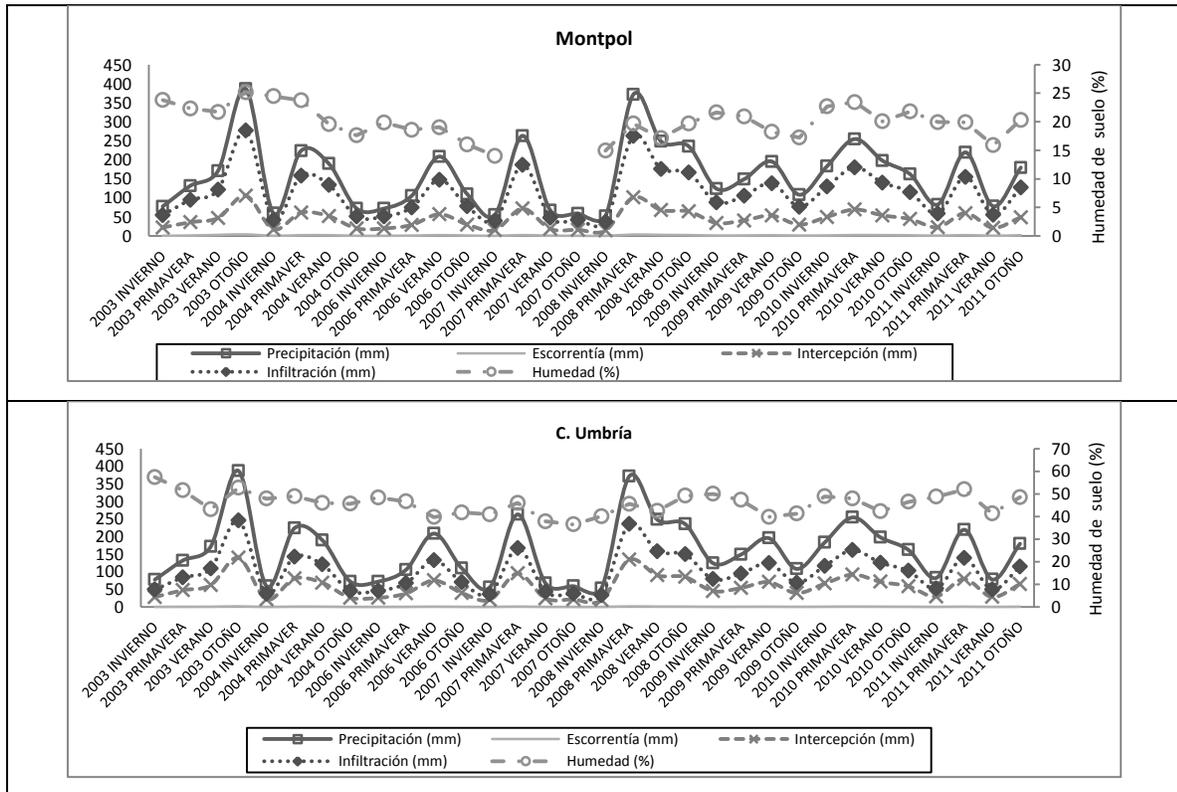


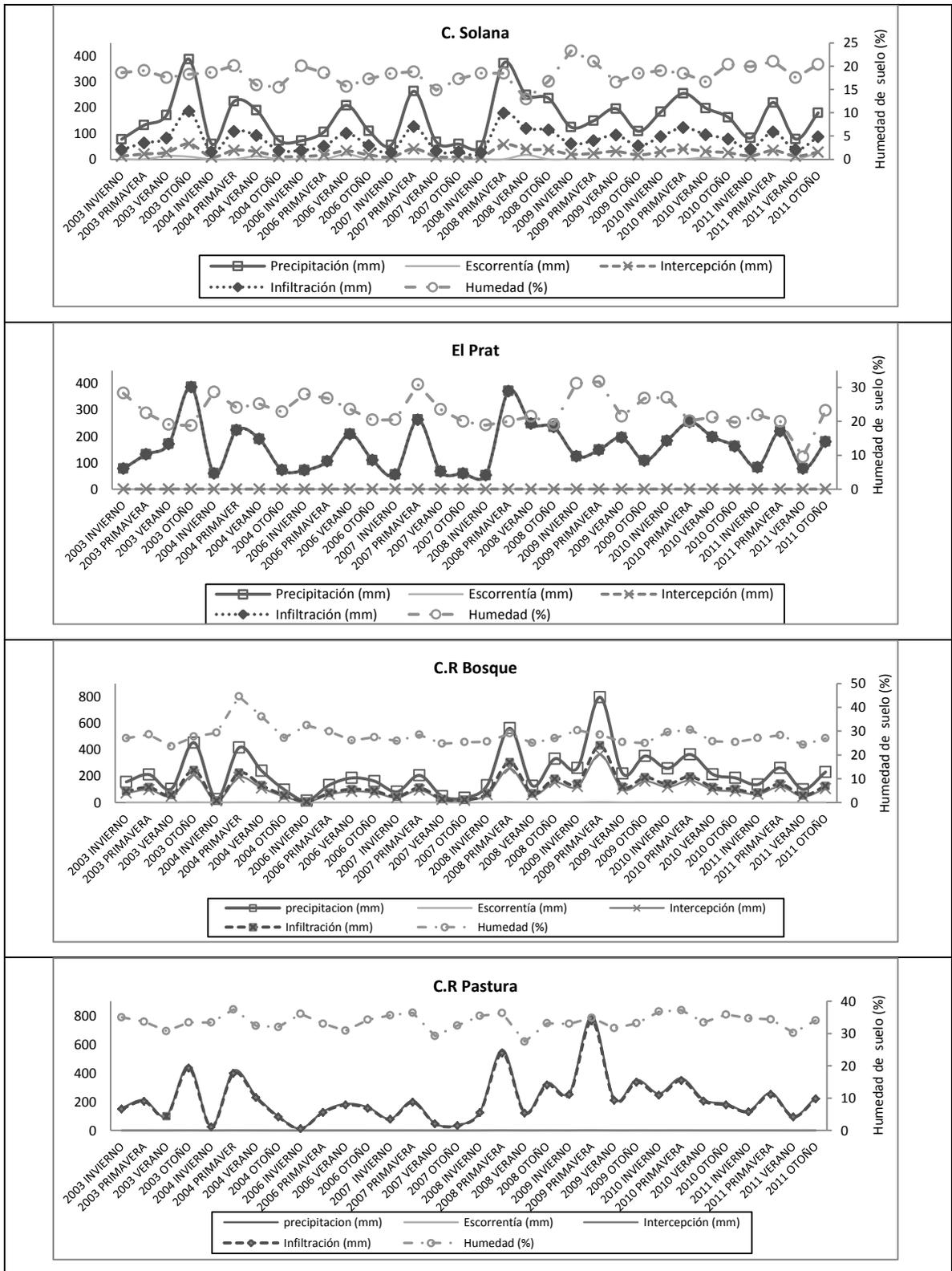
### 3.4 Balance hídrico

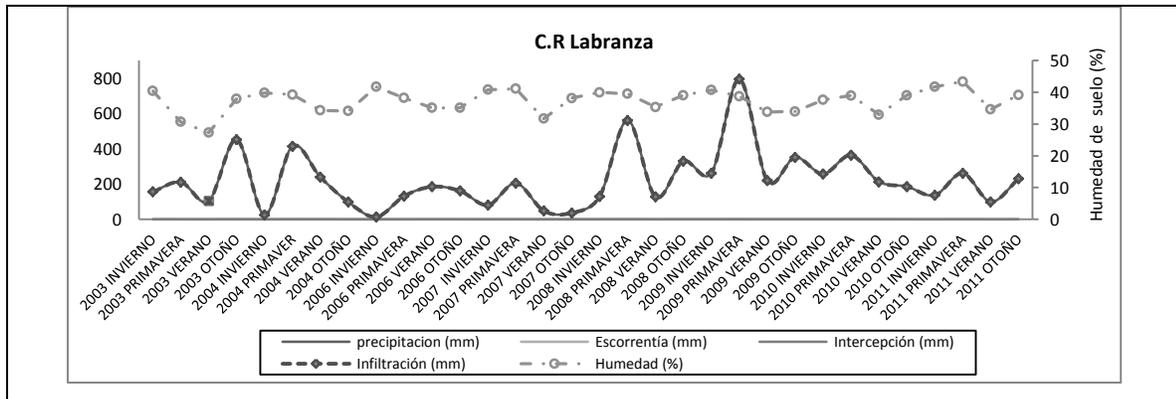
Durante las estaciones del año, los mayores valores de escorrentía se observan durante la primavera y verano, debido a que en estas estaciones del año se presentan altas

temperaturas, bajas condiciones de humedad del suelo, y precipitaciones de alta intensidad, influyendo en la rápida saturación de los primeros centímetros del perfil de suelo (Figura 3- 8). Sin embargo, los valores de escorrentía observados equivalen a menos del 3.1% de la precipitación total para la mayoría de las estaciones, lo cual está relacionado con el tipo de cobertura (alta intercepción en bosques), las condiciones físicas del suelo (capacidad de infiltración, conductividad hidráulica saturada, textura), contenido de agua del suelo y características de la precipitación (Kutiel & Inbar,1993; Martínez-Mena et al., 2008; Jordán & Martínez-Zavala, 2008; Katra et al., 2008; Loaiza & Poch, 2011).

**Figura 3- 8.** Balance hídrico para todas las unidades experimentales a escala de estaciones del año para todo el periodo de estudio (2003-2011).







Los mayores valores de infiltración observados, se encuentran entre 53% y 99% para todas las unidades experimentales, donde los valores más bajos se observaron en las estaciones bajo cobertura de bosques y pinos. Los valores de infiltración más altos se observaron en otoño y primavera, periodos en los cuales se observan la mayor cantidad de eventos de precipitación. Estos resultados coinciden con lo reportado por Loaiza & Poch (2011), quienes encontraron una relación directa entre el volumen y la intensidad de precipitación con la tasa de infiltración. Resultados similares en condiciones mediterráneas han sido reportados por Cerdá (1997) y Li et al. (2011).

De acuerdo a estos resultados, la escorrentía para todas las unidades experimentales es inferior 3.1% (C. Solana) de la precipitación total Tabla 3- 7. Los valores de infiltración más altos se encuentran en las estaciones el Prat, C.R Labranza, y C.R Pastura, con 99.8%, 99.7 y 95.7% de la precipitación total, respectivamente. Las tasas de infiltración más bajas se encontraron en C. Solana y C.R. Bosque, con 53.7% y 54% de la precipitación total, respectivamente, las cuales corresponden a los valores de intercepción más altos con 45.7% y 43.3% respectivamente. Estos resultados coinciden con lo reportado por Loaiza (2007), para el periodo 1999-2003, quien para la misma zona de estudio encontró valores de escorrentía equivalentes al 0.24% y 1.21% de la precipitación.

**Tabla 3- 7** Componentes del balance hídrico para el período de estudio en cada estación.

	Precipitación (mm)	Escorrentía (mm)	Intercepcion (mm)	Infiltración (mm)	HS(%)	$\Delta S$ (%)
Montpol	5098 (621)	68,7 (8,6)	1408,9(176,2)	3617,2 (391,2)	20,3	-0,6
C. Umbría	5098 (621)	22,2 (2,8)	1841,8 (230,2)	3233 (404,1)	46,0	-0,5
C. Solana	5098 (621)	153,0 (19,1)	2208,4 (276,1)	2736,0 (342)	18,6	0,1
El Prat	5098 (621)	12,4 (2)	-	5085 (636)	23,0	-0,3
CR Bosque (4 años)	4777 (1198)	14,9 (3,7)	2181,1 (545,3)	2581,9 (645,5)	27,5	0,4
CR Pastura (4años)	4777 (1198)	13,7 (3,4)	-	4569,3 (1142,3)	34,1	0,7
CR Labranza (4años)	4777 (1198)	12,6 (3,1)	-	4762 (1190,5)	37,0	0,8

HS: Humedad de suelo,  $\Delta S$ : Cambio en la humedad el suelo. En parentesis los valores se encuentran los valores promedio anual para cada una de las variables

## **4. Modelización de la humedad del suelo**

A continuación se presentan los resultados obtenidos durante los procesos de calibración y validación de los modelos hidrológicos HBV y SHIA, haciendo un balance hídrico con el modelo SHIA para toda la cuenca; posteriormente, se muestran los resultados obtenidos mediante la implementación de los modelos climáticos ECHAM y GFDL, discutiendo sobre los efectos de los cambios en el contenido de agua en el suelo sobre la vegetación de la cuenca la Ribera Salada.

### **4.1 Modelo HBV**

#### **4.1.1 Periodo de Calibración**

En la Tabla 4- 1 se muestran los valores RMSE, NASH y los promedios medidos y simulados de humedad del suelo para el periodo de calibración en las diferentes unidades experimentales. Durante el periodo de calibración, el modelo HBV simuló adecuadamente la humedad promedio anual en cada una de las unidades experimentales, donde la mayor diferencia entre los valores promedios medidos y simulados se presentó en las unidades experimentales Montpol (1.02%), El Prat (0.46%) y CR Labranza (0.67%).

Los valores de los coeficientes de Nash muestran un excelente ajuste para las estaciones el Prat, Canalda, C. Umbría, C. Solana y C.R. Labranza (NASH >0.8), y un muy buen ajuste en las demás unidades experimentales (NASH >0.6). Los valores RMSE, menores a 2.760 en todas las estaciones, muestran un alto grado de ajuste entre los datos experimentales y los datos simulados, principalmente en aquellas unidades experimentales en las cuales no se presentan fuertes variaciones en el contenido de agua del suelo (El Prat, Canalda, C. Umbría y C. Solana). Las unidades experimentales

del Prat y Cal Ramonet Labranza presentaron los mayores valores RMSE, cuyo resultado se asocia a variaciones abruptas en el contenido de agua del suelo, lo que coincide con lo reportado por Loaiza (2007). El citado autor encontró para el modelo TOPLATS mayores valores RMSE, en sitios donde el contenido de agua era más variable, y en condiciones de variaciones súbitas en los eventos de precipitación.

**Tabla 4- 1** Valores promedio observado y simulado de la humedad de suelo para el periodo de calibración y sus respectivas pruebas de bondad (RMSE y NASH).

Estación	Humedad del suelo (%)		RMSE	NASH
	Promedio Med	Promedio Sim		
Montpol	20,9	21,8	0,831	0,661
El Prat	20,6	20,2	2,760	0,882
Canalda	15,1	15,1	0,917	0,814
C.Umbría	45,9	45,9	1,609	0,854
C.Solana	17,6	17,6	0,841	0,808
C.R. Pastura	32,7	32,6	1,606	0,662
C.R.Bosque	25,8	25,7	0,905	0,688
C.R. Labranza	38,5	37,8	2,070	0,825

Promedio Sim: Humedad promedio simulada, Promedio Med: Humedad promedio medida

Los parámetros calibrados para el modelo, se muestran en la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia..** De acuerdo a estos parámetros, los valores más altos de almacenamiento de agua en el suelo corresponden a los suelos de las unidades experimentales C. Umbría, y Cal Ramonet labranza, las cuales presentaron los mayores porcentajes de humedad del suelo durante el periodo de estudio, 44.5% y 35.5%, respectivamente; sin embargo, los suelos que presentan las mayores capacidades de almacenamiento en el modelo, no corresponden a los suelos con los mayores valores de capacidad de campo, Cal Ramonet (43.49%) y el Prat (38.05%), esto ocurre porque los valores reflejados por los parámetros del modelo HBV no reflejan las propiedades físicas reales del terreno, ni su distribución espacial (Seibert, 1997).

En la Figura 4- 1 muestra la humedad del suelo medida y simulada con el modelo HBV. En la unidad experimental Montpol, las diferencias entre los valores de humedad de suelo simulados y medidos se encuentran entre 0 % y 2.8% (87% de los datos); donde

las máximas diferencias se encuentran principalmente después del periodo seco, periodo en el cual la humedad del suelo es levemente sobreestimada por el modelo (1%-3%).

En Canalda la diferencia entre la humedad del suelo simulada y la medida está entre 0% y 2.30% (96% de los datos), con máximos de 7.6%; en esta estación, la humedad del suelo es subestimada por el modelo durante la primavera (0%-1.5%) y sobreestimada durante el otoño (0%-2.3%).

**Tabla 4- 2** Parámetros calibrados para el modelo HBV.

Estación	$\lambda$	Smax	b	P	$\beta$	S2max
Montpol	10,65	45,5	3,42	0,0530	0,1655	111
Canalda	6,18	32,87	3,96	0,0001	0,1312	165
C. Umbría	6,48	94,56	3,43	0,4939	0,0026	110
C. Solana	11,81	43,28	5,86	0,0001	0,0001	165
El Para	3,17	46,97	0,99	0,0245	1,3432	165
CR Bosque	19,45	53,82	5,01	0,0001	0,1214	165
CR Labranza	8,86	88,42	4,77	0,0001	0,0001	165
CR Pastura	18,18	69,77	5,29	0,0001	0,0001	165

$\lambda$ : Parámetro que relaciona ETR con ETP, Smax: Máxima capacidad de almacenamiento del suelo, b: parámetro adimensional que relaciona infiltración con la precipitación total, P: Parámetro de percolación S2max : Máxima capacidad de almacenamiento del reservorio de rápida reacción,  $\beta$ : Parámetro adimensional para calcular percolación

Para Cogulers Umbría la diferencia entre los valores simulados y los medidos están entre 0 % y 3.0% (95% de los datos) durante todo el periodo de calibración, alcanzando el 10.3% durante los periodos de recarga. En esta unidad experimental, se observa un ajuste casi perfecto entre los datos simulados y los observados durante todo el periodo de calibración, excepto durante los fenómenos de recarga, en los cuales se observan diferencias hasta del 7%.

En Cogulers Solana se observan diferencias entre 0% y 2.1% (96% de los datos), encontrándose diferencias máximas de 5.22% durante los fenómenos de recarga; adicionalmente, se observa que el modelo subestima levemente la humedad del suelo durante la primavera y parte del verano (0%-3%), y la sobre estima durante el otoño (0%-2%).

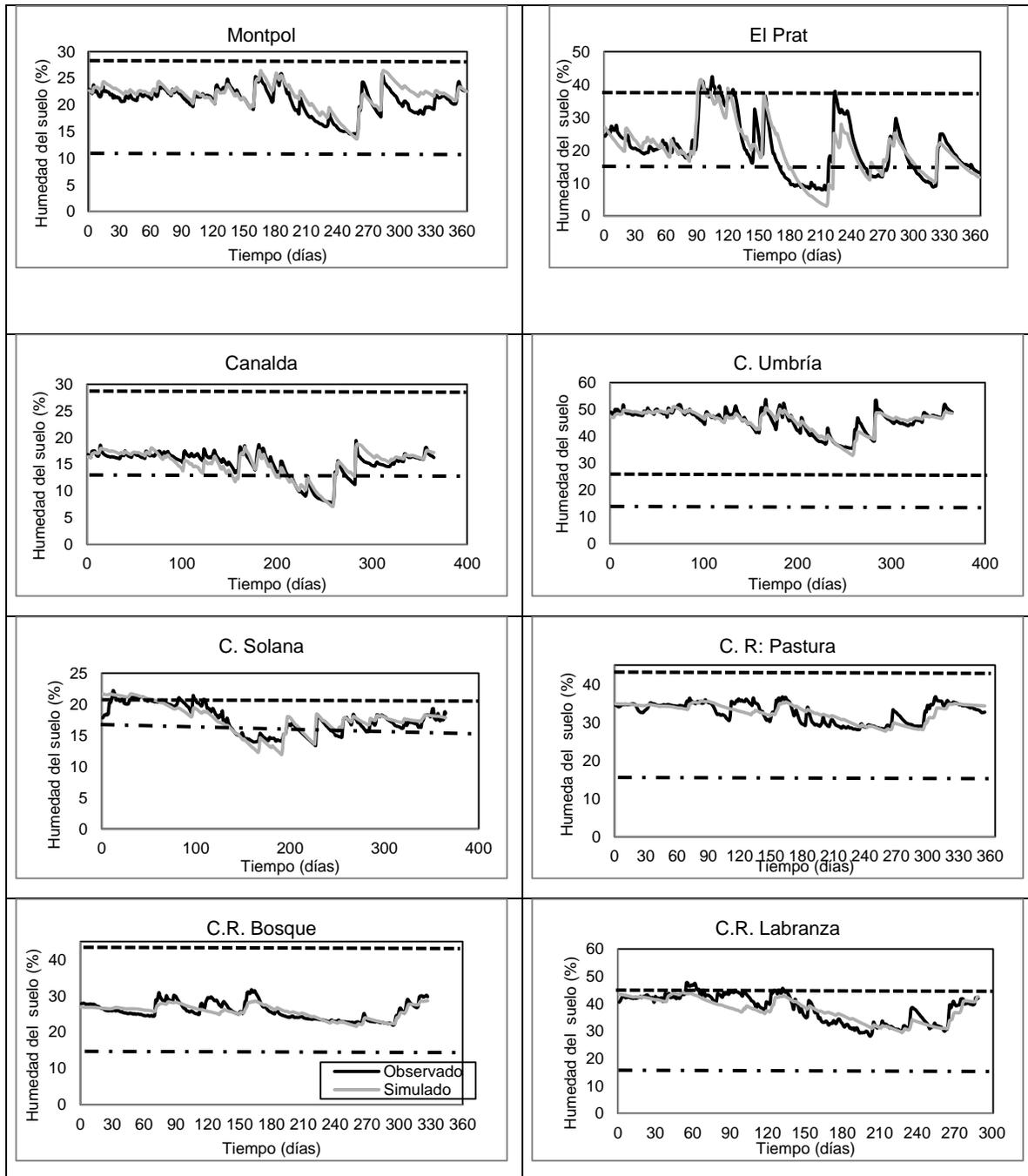
Para el Prat la diferencia entre los datos obtenidos en campo y los simulados con el modelo difieren entre 0% y 6.63% (90.3% de los datos). Durante los períodos de recarga, estos valores son superiores, logrando diferencias hasta del 13.3%. Este comportamiento es más evidente durante el periodo seco, en el cual se presentan fuertes variaciones en el contenido de agua del suelo luego de eventos de precipitación (Figura 4- 1).

En Cal Ramonet, aunque la diferencia entre los valores simulados y los medidos estuvieron entre 0% - 2.12% (91% de los datos) para CR Bosque, entre 0% - 4.45% (91% de los datos) para CR Labranza, y entre 0% - 3.35% (95% de los datos) para CR Pastura; en estas estaciones, el modelo suaviza la tendencia de la humedad del suelo, sobreestimando el contenido de agua en el suelo durante el periodo seco (0% - 3% en todas las estaciones), y subestimándolo durante el periodo húmedo (0% - 3% CR Pastura, 0% - 6% en CR: Labranza y 0% - 3.3% en CR Bosque); esto se debe a la incapacidad del modelo para simular el tiempo de respuesta del suelo al fenómeno de humedecimiento, el cual no se tiene en cuenta dentro del modelo (Bergström & Graham, 1998).

#### **4.1.2 Periodo de Validación**

Para la validación del modelo HBV (periodo 2003-2011), se encontró que todas las unidades experimentales presentaron un buen ajuste entre los datos simulados y los observados (NASH entre 0.4 y 0.8), Tabla 4- 3; siendo C.R. Bosque y C. Solana las estaciones que presentaron los mejores ajustes, NASH de 0.712 y 0.655, respectivamente. Resultados similares han sido reportados por Liu et al. (2007), quienes encontraron coeficientes de NASH de 0.67 durante la validación (1981 - 1997) del modelo HBV-96.

**Figura 4- 1** Humedad del suelo medida y simulada con el modelo HBV durante el periodo de calibración.



Los valores RMSE observados en todas las unidades experimentales se encuentran entre 0.876 y 2.772, excepto en el Prat (7.090). Adicionalmente, las diferencias entre la humedad promedio del suelo simulada versus la observada en las diferentes estaciones

experimentales fue inferior al 2%, excepto en la estación el Prat, donde esta diferencia fue de 7.39%. Este comportamiento puede ser atribuido a la rápida percolación que se presenta en esta estación de monitoreo (Loaiza, 2007), la cual no logra ser simulado de manera adecuada por el modelo.

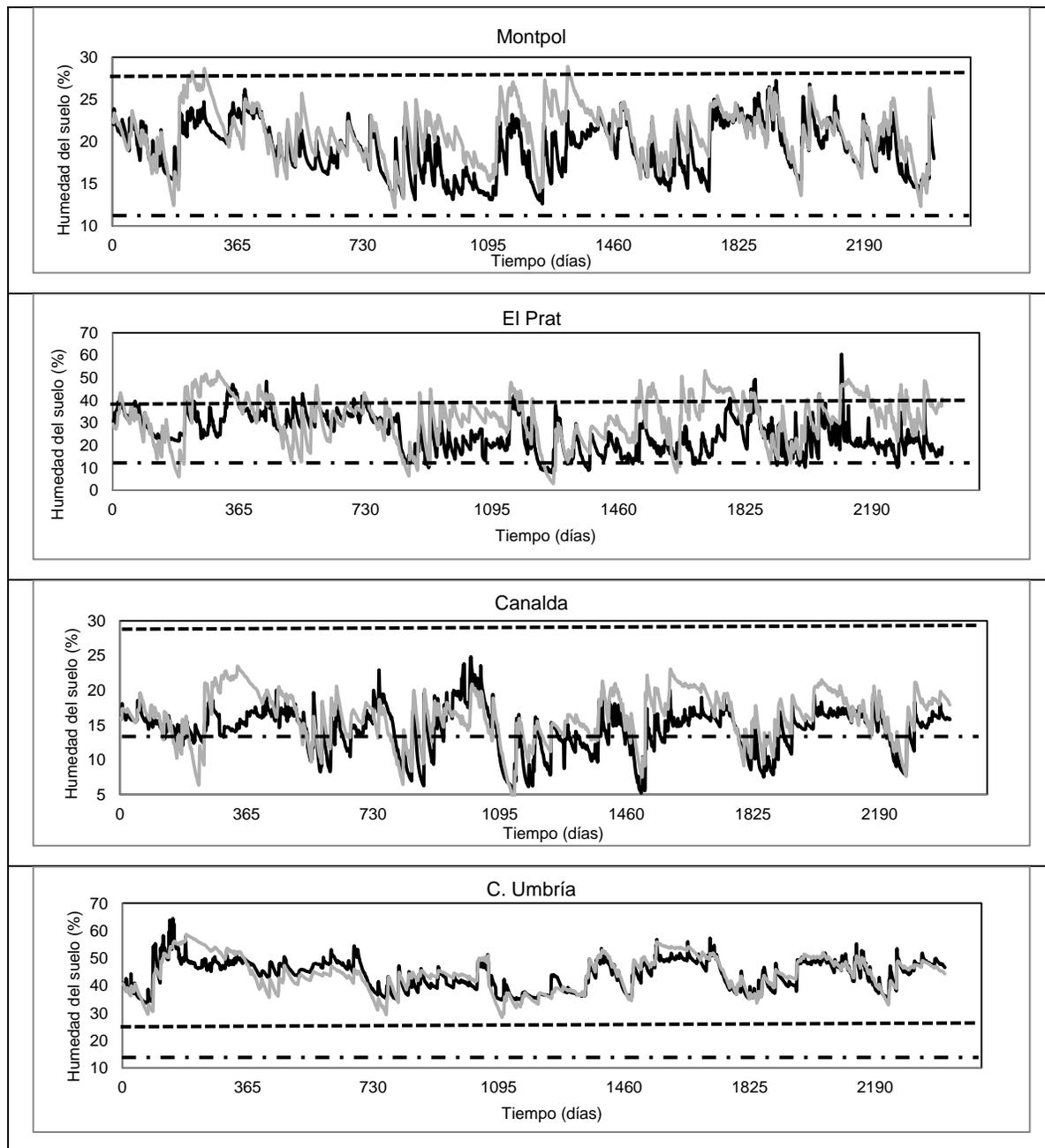
**Tabla 4- 3** Valores promedio observado y simulado de la humedad de suelo para el periodo de validación (2003-2011) con el modelo HBV y sus respectivas pruebas de bondad (RMSE y NASH)

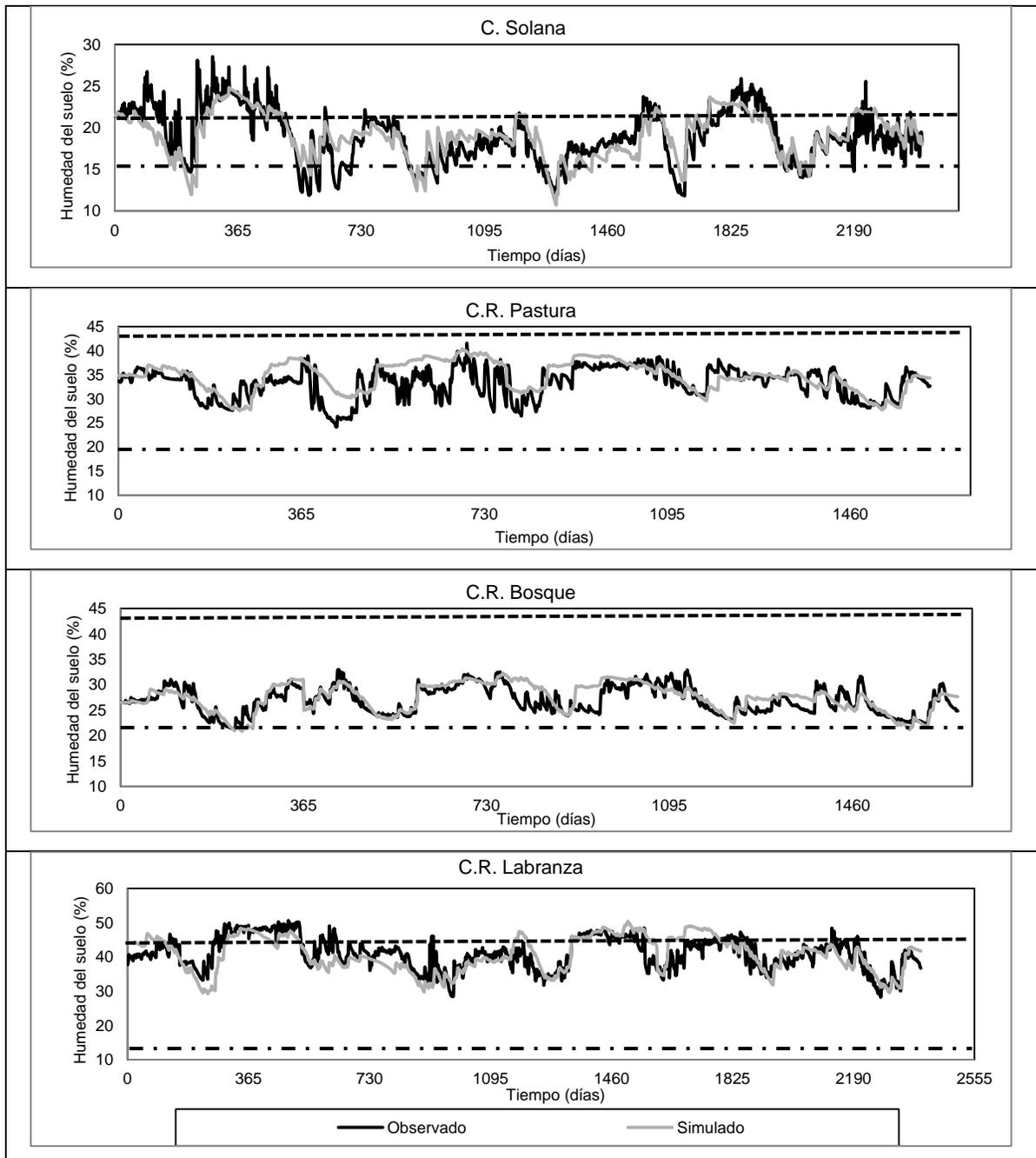
Estación	Humedad del suelo (%)		RMSE	NASH
	Promedio Med	Promedio Sim		
Montpol	19,2	21,0	2,342	0,504
El Prat	24,1	31,5	7,090	0,492
Canalda	14,3	16,1	2,434	0,531
C.Umbría	44,2	44,0	2,547	0,586
C.Solana	21,7	20,0	1,795	0,655
C.R. Pastura	33,2	34,7	2,232	0,438
C.R.Bosque	26,9	27,4	1,056	0,712
C.R. Labranza	43,2	41,4	2,998	0,568

Promedio sim: Humedad promedio simulada, Promedio Med: Humedad promedio medida

En la Figura 4- 2 se muestran los gráficos de validación para el modelo durante el periodo de estudio (2003 - 2011). De acuerdo a estas gráficas, el modelo logra simular la tendencia de la humedad del suelo en las tres unidades experimentales de Cal Ramonet; no alcanzando a simular adecuadamente los valores máximos asociados a los fenómenos de recarga en el suelo. Esta respuesta puede ser atribuida a la alta variabilidad espacial presente en estos suelos, tal como lo indica Loaiza (2007).

A pesar de tener condiciones del suelo similares en Cal Ramonet, HBV simula mejor el comportamiento de la humedad en suelos bajo cobertura de bosque (NASH 0.712), respecto a las estaciones bajo pasto y labranza con NASH de 0.438 y 0.565, respectivamente. Este comportamiento puede estar asociado con la distribución de las raíces dentro del perfil de suelo y la tasa de evapotranspiración real en cada uno de los usos del suelo, los cuales no son tenidos en cuenta por HBV (Andersson, 1988; Andersson & Harding, 1991).

**Figura 4- 2** Validación del modelo HBV para el periodo 2003-2011.



En el Prat, el modelo presenta valores RMSE (7.009) y NASH (0.492). Estos resultados sugieren que el modelo tiene limitantes en condiciones de suelos con texturas gruesas, subestimando los valores máximos de recarga en el suelo, y sobreestimando las pérdidas por ETP.

Los mejores ajustes para humedad del suelo son para C.R. Bosque, C. Solana y C Umbría. En Canalda y Montpol, el modelo logra simular de forma correcta la tendencia para humedad observada, sobreestimando los valores para todo el periodo de validación. Este comportamiento puede estar asociado a flujos sub superficiales, y la presencia de acuíferos sobre materiales calcáreos (Loaiza, 2007).

## **4.2 Modelo SHIA**

### **4.2.1 Periodo de calibración**

En la Tabla 4- 4 se muestran los valores RMSE, NASH y los promedios de la humedad del suelo medida y simulada con el modelo SHIA, para el periodo de calibración (2010). De acuerdo a estos resultados, durante la calibración, la diferencia entre los valores de humedad de suelo promedio simulados versus los observados en todas las estaciones están entre 0.1% y 3.5%. Adicionalmente, el modelo presenta un buen ajuste con los datos de las unidades experimentales Montpol, el Prat, Canalda y C Umbría; un ajuste satisfactorio en las estaciones C. Solana, CR Pastura y CR Labranza y un ajuste insuficiente en la estación CR. Bosque, debido a que el modelo sobreestima la humedad del suelo durante todo el periodo de calibración, Figura 4- 3. Los valores RMSE obtenidos en las estaciones estuvieron entre 1.350 y 2.440, que corresponden a las unidades experimentales Canalda y C. Umbría, respectivamente; esto indica que durante la calibración, el modelo SHIA simula de manera aproximada, la tendencia de la humedad del suelo en todas las estaciones. Resultados similares fueron reportados por Loaiza & Pauwels (2008), quienes para la misma zona de estudio reportaron valores RMSE entre 1.89 y 6.34 durante la calibración del modelo TOPLATS. De manera similar, en Republica Checa, Šípek & M. Tesar (2013) reportan coeficientes NASH entre 0.34-0.47 en la calibración del modelo SWIM (Modelos Integrado de suelo y agua).

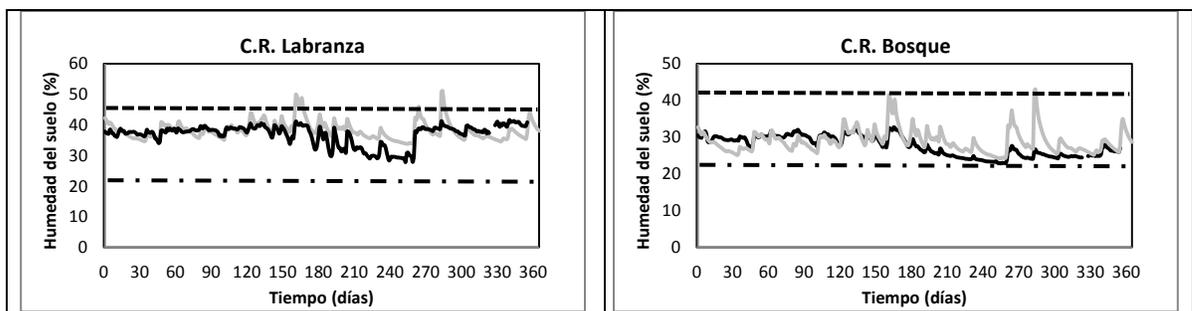
**Tabla 4- 4** Promedios para valores observados, simulados, RMSE y NASH, durante el periodo de calibración del modelo SHIA

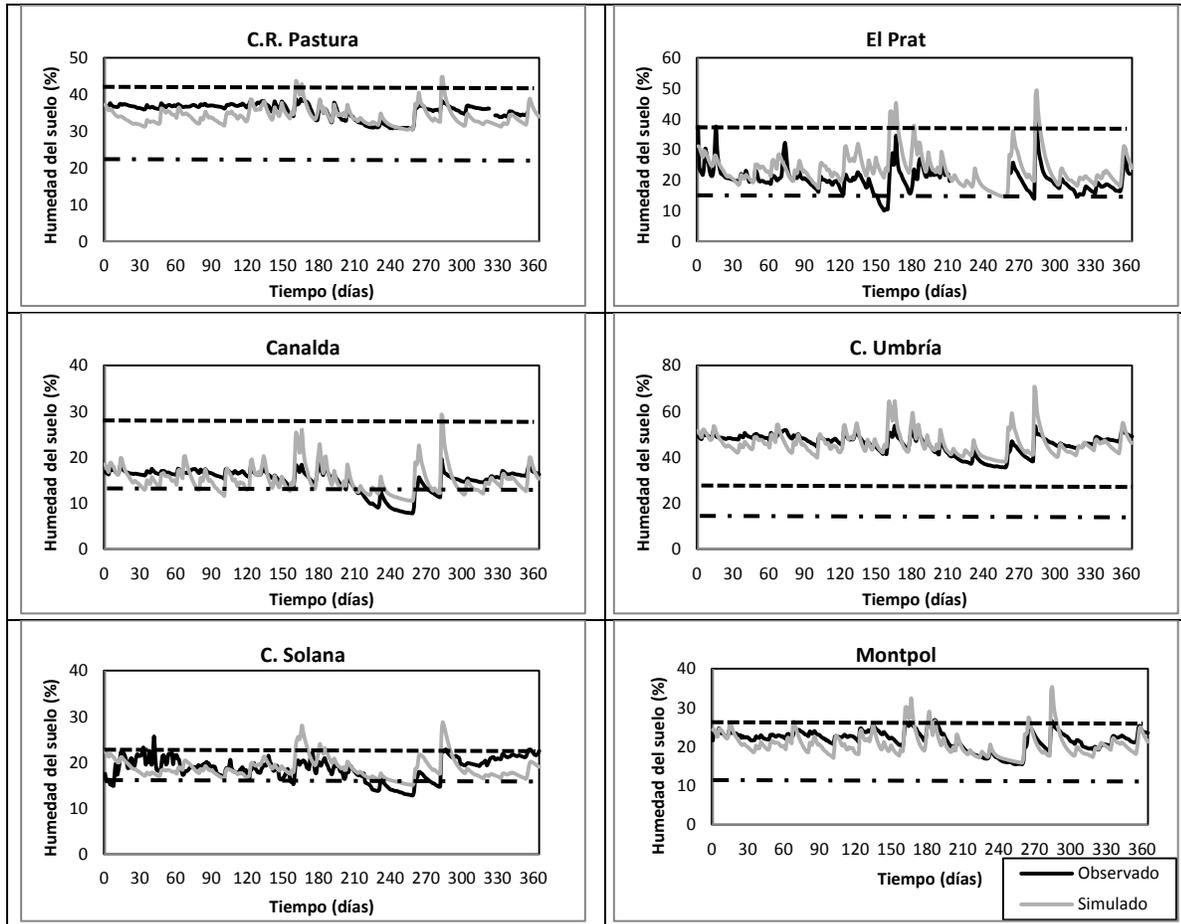
Estación	Humedad del suelo (%)		RMSE	NASH
	Promedio Med	Promedio Sim		
Montpol	20,9	20,4	1,939	0,584
El Prat	20,1	23,6	1,580	0,489
Canalda	15,3	18,8	1,350	0,564
C.Umbría	45,9	46,0	2,440	0,520
C.Solana	18,8	18,7	1,740	0,212
C.R. Pastura	34,1	35,6	1,940	0,295
C.R.Bosque	27,6	28,9	1,894	0,142
C.R. Labranza	36,8	38,3	1,670	0,352

Promedio sim: Humedad promedio simulada, Promedio Med: Humedad promedio medida

En la Figura 4- 3 se presentan los datos simulados y medidos para la calibración de los parámetros del modelo SHIA., donde se muestra que en el periodo de calibración, el modelo sobreestima la humedad del suelo durante los fenómenos de recarga, picos agudos, en todos los suelos estudiados. Esta respuesta del modelo está asociada a un exceso en almacenamiento del agua de infiltración tanto en la zona capilar como en la zona de almacenamiento sub-superficial, debido a que en este modelo las pérdidas por intercepción del dosel de la vegetación son almacenadas en el tanque de almacenamiento capilar (Vélez, 2001).

**Figura 4- 3** Humedad medida y calibrada con el modelo SHIA para el periodo (2010).





En Montpol, se encontró que las diferencias entre los valores de humedad de suelo simulados y medidos se encuentran entre 0 % y 3.8% (93.8% de los datos); donde las máximas diferencias se encuentran principalmente durante el periodo húmedo; en esta estación, el modelo subestima la humedad del suelo entre 0.45% y 2%. En Canalda la diferencia entre la humedad del suelo simulada y la medida está entre 0% y 3.11% (87% de los datos), encontrándose las máximas diferencias durante los eventos de precipitación (1% - 3%). Para Cogulers Umbría, la diferencia entre los valores simulados y los medidos están entre 0% y 4.98% (92% de los datos) durante todo el periodo de calibración, alcanzando valores máximos de 7.07% durante los fenómenos de recarga. En Cogulers Solana se observan diferencias entre 0% y 4.0% (88.5% de los datos), encontrándose diferencias máximas de 8.1%, las cuales se observan principalmente durante el verano (Figura 4- 3). Para el Prat la diferencia entre los datos obtenidos en campo y los simulados con el modelo difieren entre 0% y 6.39% (93% de los datos); durante los periodos de recarga, estos valores son superiores, logrando diferencias hasta

del 8%. En Cal Ramonet, la diferencia entre los valores simulados y los medidos estuvieron entre 0% - 4.23% (86% de los datos) para CR Bosque, entre 0% - 5.7% (90% de los datos) para CR Labranza y entre 0% - 3.99% (89% de los datos) para CR Pastura.

**Tabla 4- 5** Parámetros obtenidos para la calibración del modelo SHIA.

Parámetro	Descomposición	Valor Calibrado
Máximo Almacenamiento Capilar	$S_{m,1}^* = R_1 S_{m,1}$	0.1
Evapotranspiración	$E_{1t}^* = R_2 E_{1,t}$	0.7
Infiltración	$K_S^* = R_3 K_S$	2
Velocidad de laderas	$v_1^* = R_4 v_1$	0.75
Percolación	$k_P^* = R_5 k_P$	0.15
Velocidad sub-superficial	$k_{SS}^* = R_6 k_{SS}$	2000
Pérdidas subterráneas	$k_{PP}^* = R_7 k_{PP}$	0
Velocidad de flujo base	$k_b^* = R_8 k_b$	100
Velocidad de canales	$v_2^* = R_9 v_2$	0.989

#### 4.2.2 Periodo de Validación

En la Tabla 4- 6 se muestran los valores promedio de la humedad del suelo simulada, observada, RMSE y NASH, para el periodo de validación (2003 - 2011) del modelo hidrológico SHIA. De acuerdo a estos datos, la diferencia entre la humedad promedio medida y simulada estuvo entre 0.1% (C.R. Pastura) y 2.9% (El Prat).

Para el periodo de validación, los datos simulados con SHIA presentan un buen ajuste con los datos observados en Montpol, el Prat, Canalda, C Umbría y C Solana, un ajuste satisfactorio en las estaciones CR Bosque y CR pastura y un ajuste insuficiente en CR Labranza. Adicionalmente, se observan valores RMSE inferiores a 2.610 en todas las unidades experimentales. Para la misma cuenca de estudio, Loaiza & Pauwels (2008) encontraron valores RMSE entre 2.99 y 6.91, con el modelo TOPLATS, para el periodo de validación 1998 - 2003. Resultados similares han sido reportados por Šípek & Tesar (2013) y Zappa & Gurtz (2003), quienes encontraron valores NASH entre 0.34 - 0.47 y 0.38 - 0.96, respectivamente, simulando humedad de suelo con los modelos SWIM

(Modelo Eco-hidrológico), Laio Box Model y PREVAH (Modelo de Precipitación-Esorrentía-Evapotranspiración). En Canada, Doumedah & Coulibaly (2011) encontraron valores RMSE de 4.62 a 7.26 con el modelo SWAT durante el periodo de validación 2006-2010.

En la **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** se muestran las gráficas obtenidas durante la validación del modelo SHIA en todas las estaciones. De acuerdo a estas gráficas, el modelo logra simular adecuadamente la tendencia de la humedad del suelo en todas las estaciones, presentando un mejor ajuste en las unidades experimentales Canalda, C. Umbría, C. Solana y Montpol, asociado a menores variaciones en el contenido de agua en el suelo (Loaiza, 2007); sin embargo, se observa que el modelo sobreestima la humedad del suelo durante el periodo seco y lo subestima levemente durante el periodo húmedo; esta tendencia fue descrita por Mapfumo et al. (2004), quien asoció este comportamiento al hecho de que algunos modelos subestiman la evapotranspiración real durante el verano y la sobreestiman durante el invierno. En C.R Pastura, C.R Bosque y C.R Labranza se presenta un ajuste aceptable entre los datos observados y los simulados; no obstante, se observan fuertes disminuciones en la humedad del suelo simulada para los años 2004-2006, subestimando la humedad observada; este comportamiento es debido a que no se contó con el 100% de los datos de precipitación registrados durante este periodo de tiempo en la estación Cal Ramonet, castigando significativamente al modelo, debido a que este asume la ausencia de datos de precipitación como periodos secos (Vélez, 2001).

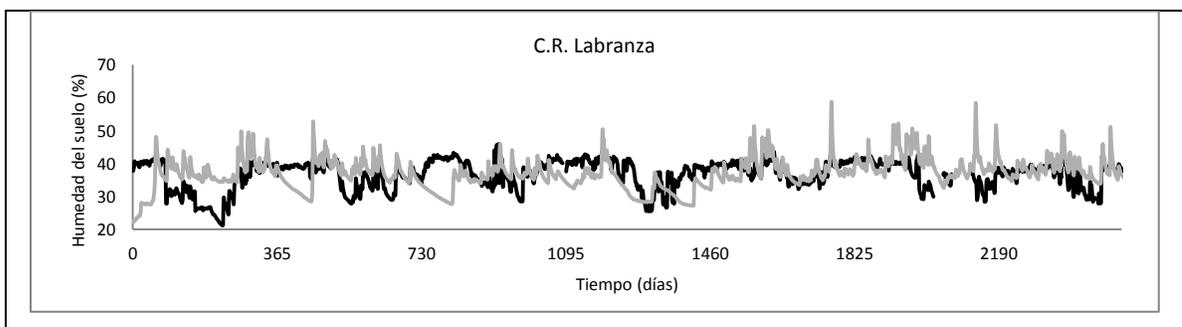
**Tabla 4- 6** Valores RMSE; NASH y promedios observado y simulado de la humedad de suelo durante el periodo de validación (2003 - 2011) con el modelo de simulación SHIA.

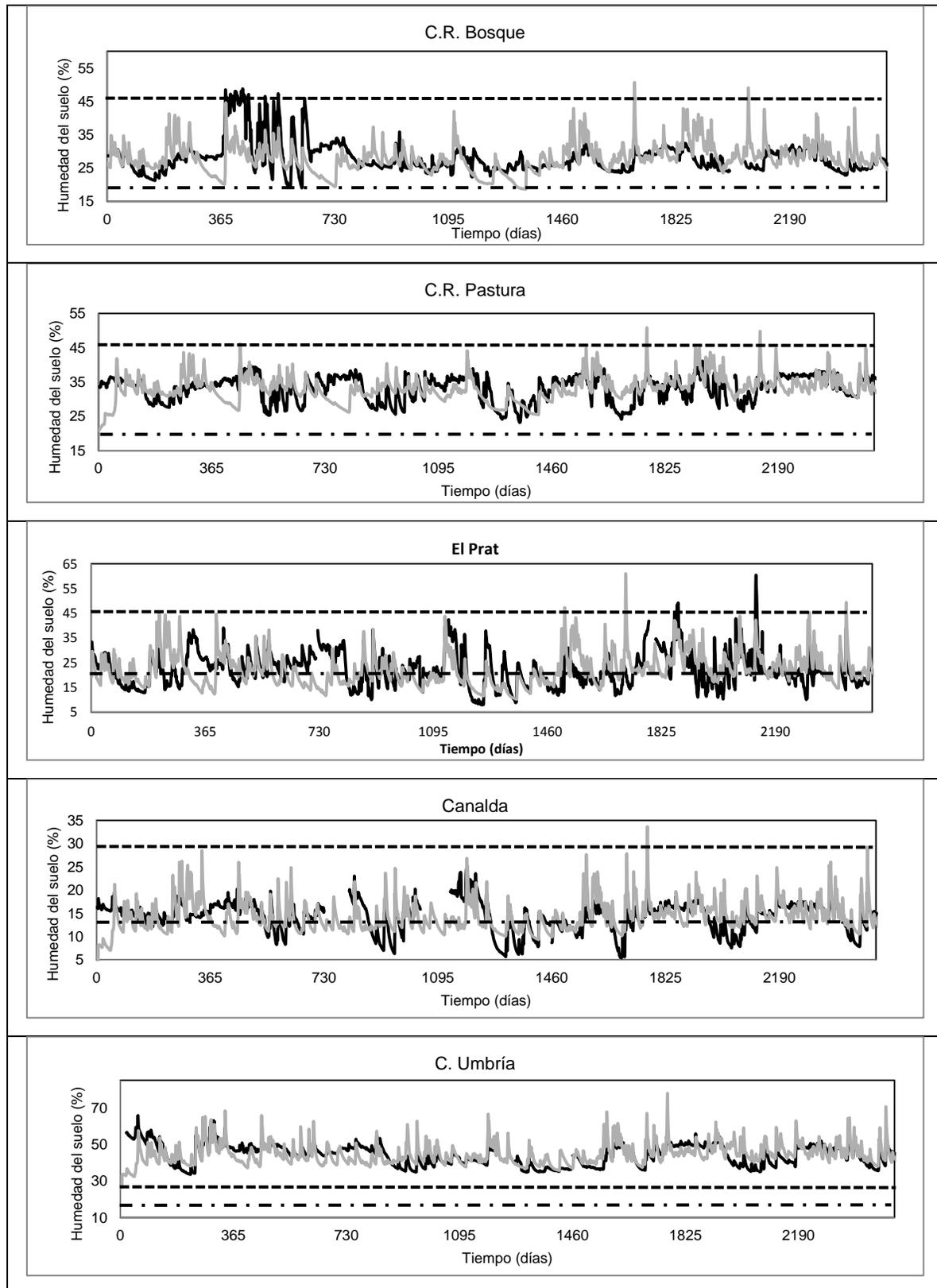
Estación	Humedad del suelo (%)		RMSE	NASH
	Promedio Med	Promedio Sim		
Montpol	19,6	19,6	1,930	0,485
El Prat	20,8	22,7	2,020	0,449
Canalda	14,3	15,1	1,707	0,529
C.Umbría	44,6	44,6	0,828	0,474
C.Solana	17,8	17,8	1,350	0,540
C.R. Pastura	33,1	33,1	1,930	0,341
C.R.Bosque	27,8	27,8	2,106	0,202
C.R. Labranza	37,0	37,0	2,610	0,094

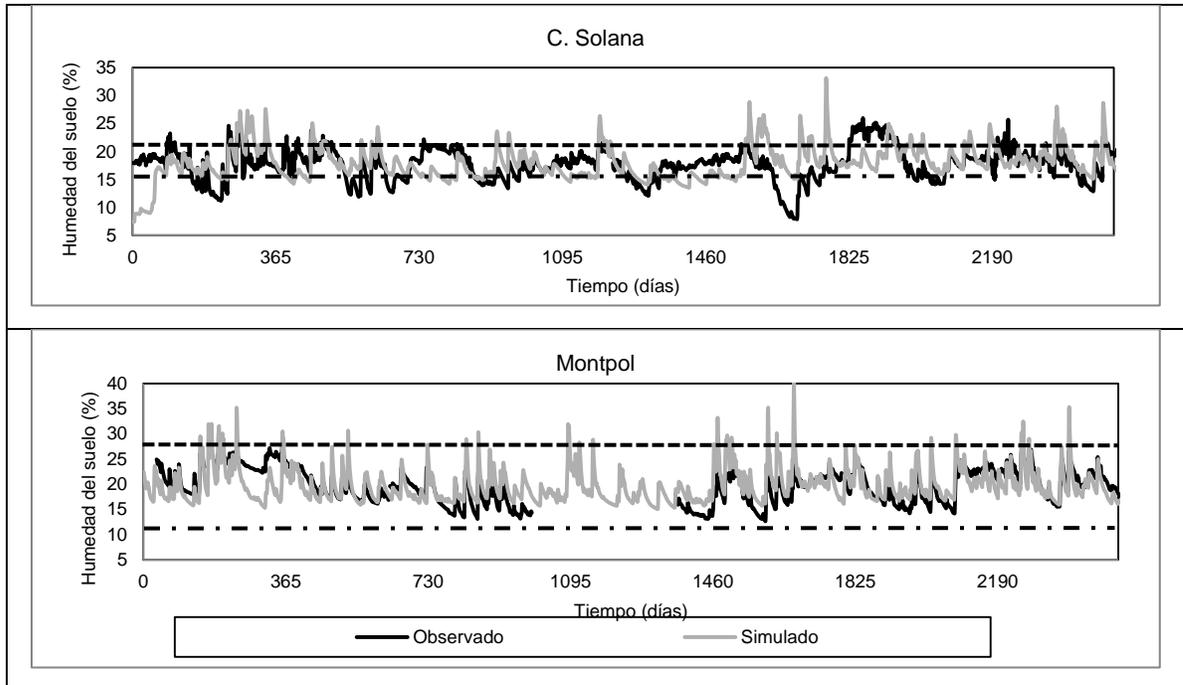
Promedio sim: Humedad promedio simulada, Promedio Med: Humedad promedio medida

De acuerdo a los resultados anteriormente descritos, el modelo hidrológico distribuido SHIA logra simular de manera aproximada la cantidad de agua en el suelo en seis de las unidades experimentales evaluadas; estos resultados coinciden con los reportados por Li et al. (2011), quienes a partir de datos de precipitación y mapas de cobertura vegetal, textura de suelos y topográficos, evaluaron los modelos distribuidos AFFDEF (Modelo distribuido basado en modelos de elevación digital), y WATLAC (Modelo de flujos de agua para cuencas y lagos), encontrando que el modelo AFFDEF logra simular la humedad del suelo, dependiendo del tipo de cobertura y las propiedades físicas del terreno.

**Figura 4- 4** Validación del modelo SHIA para el periodo 2003-2011 en la cuenca de la Ribera Salada







Adicionalmente, en algunas estaciones (Cal Ramonet y el Prat), el modelo sobre estima el comportamiento de la humedad del suelo durante el verano, y lo subestima durante el invierno. En este sentido, el comportamiento hidrológico de los suelos está asociado principalmente a las propiedades físicas del suelo y la vegetación, tales como porosidad, textura, distribución de raíces, dosel, entre otros (Xianghu et al., 2013), las cuales no son tenidas en cuenta por los modelos HBV y SHIA; debido a que en ambos modelos el suelo es considerado un tanque de almacenamiento, cuyas propiedades físicas son capacidad máxima de almacenamiento y conductividad hidráulica saturada (Bergström & Graham, 1998; Vélez, 2001).

A pesar de que el modelo SHIA no había sido implementado en la evaluación de la dinámica de la humedad del suelo, a partir de datos medidos in situ, se encontró que dicho modelo simula adecuadamente la tendencia de la humedad del suelo en seis de las unidades experimentales evaluadas, logrando de esta manera, demostrar el potencial de SHIA para explicar la variabilidad espacial de la humedad del suelo a escala de cuenca. Sin embargo, es posible mejorar su rendimiento mediante la división del tanque de almacenamiento capilar en tanque de almacenamiento capilar y almacenamiento en el dosel, con el objetivo de poder cuantificar las pérdidas por interceptación.

#### 4.2.3 Balance hídrico para el modelo SHIA

Durante el proceso de simulación de la humedad del suelo con el modelo hidrológico SHIA, se encontró que los datos de infiltración y escorrentía son sobreestimados por el modelo (Tabla 4- 7). Este comportamiento es debido a que el modelo SHIA no separa el almacenamiento en el dosel del almacenamiento capilar (Vélez, 2001), el cual equivale entre el 0% - 46% de la precipitación total (Loaiza, 2007; Loaiza & Poch, 2011); Esta diferencia es menor en C.R: pastura, El Prat y C.R. Labranza, debido a que en estas unidades experimentales no hay almacenamiento de agua en el dosel (Loaiza, 2007; Loaiza & Poch, 2011).

Por otro lado, se observó que los cambios en el contenido de agua en el suelo son cercanos a cero para todas las unidades experimentales, debido a que en la cuenca, la precipitación no supe el 100% de los requerimientos de evapotranspiración de los diferentes usos del suelo (Poyatos et al., 2005).

**Tabla 4- 7** Componentes del balance hídrico con el modelo de simulación SHIA (2003-2011).

Estación	precipitación (mm)	Escorrentía (mm)	Infiltración (mm)	HS (%)	$\Delta S$ (%)
<b>C.R. Bosque</b>	4777 (1198)	39,9	4741,4	27.8	-0,3
<b>C.R. Pastura</b>	4777 (1198)	192,0	4584,8	33,3	-0,4
<b>C.R. Labranza</b>	4777 (1198)	227,5	4549,3	43.5	-0,4
<b>El Prat</b>	5098(621)	373,2	4724,8	21.6	0,2
<b>Canalda</b>	5098(621)	100,7	4997,3	15.1	0,0
<b>C. Umbría</b>	5098(621)	384,0	4714,0	44.8	-0,1
<b>C. Solana</b>	5098(621)	238,4	4859,6	21.7	0,0
<b>Montpol</b>	5098(621)	193,1	4904,9	20.6	-0,1

HS- Humedad del suelo (%),  $\Delta S$ - Cambio en la humedad del suelo (%)

## 4.3 Modelos Climáticos

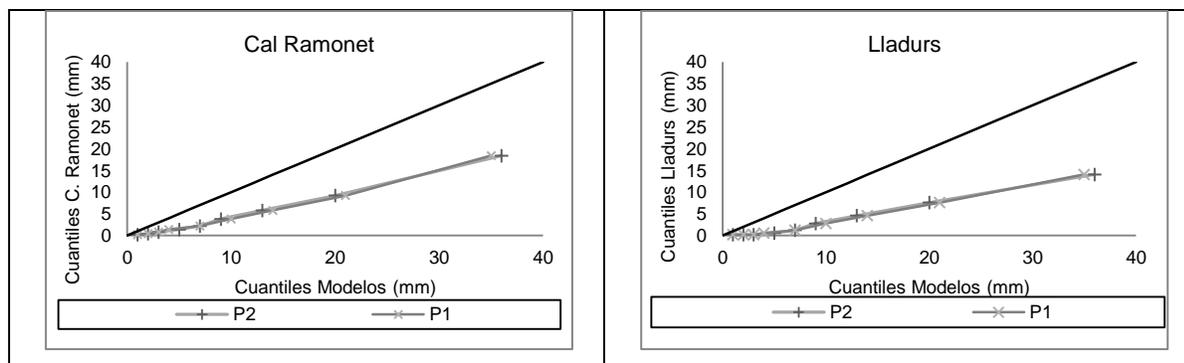
### 4.3.1 Análisis de los datos

Durante el análisis de los histogramas de los datos de precipitación observados (2003 - 2011) y los datos de precipitación obtenidos de los modelos P1 (ECHAM 1961-2000) y P2 (GFDL 1961-2000), se encontró que la distribución de la precipitación en P1 es similar a la observada en Lladurs y Cal Ramonet; lo que indica que ECHAM podría describir mejor la dinámica de la precipitación observada en las estaciones de precipitación Cal Ramonet y meteorológica Lladurs.

En la Figura 4- 5 se muestran las gráficas cuantil - cuantil, entre los datos registrados en las estaciones meteorológica Lladurs y de precipitación Cal Ramonet y los obtenidos de P1 y P2; donde se muestra que la relación entre los datos observados versus los datos de los modelos es aproximadamente lineal, encontrándose coeficientes de correlación de 0.99 entre los deciles de P1 y P2 con los obtenidos a partir de los datos observados en las estaciones Cal Ramonet y Lladurs (Tabla 4- 8).

De acuerdo a los datos obtenidos de AEMET, todos los escenarios evaluados proyectan una disminución en la precipitación promedio para los periodos 2046 – 2065 y 2081 – 2100; de esta manera, se proyecta una disminución en la precipitación del 4.6% en Q1, 17.3% en Q2, 2.9% en Q3, 16.5% en Q4, 11.7% en R1, 15,9% en R2, 20.4% en R3, 8% en R4 y 14.7% en R5. Adicionalmente, para el periodo 2046 – 2065 y 2081-100, se proyecta una disminución entre el 7% y el 21% en los deciles 70,80 y 90, para todos los escenarios del modelo climático ECHAM, y entre el 0 % y el 8% en los deciles 80 y 90 para todos los escenarios del modelo GFDL (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

**Figura 4- 5** Relación cuantil - cuantil entre los datos de P1 y P2 con los datos observados en las estaciones Cal Ramonet y Lladurs.



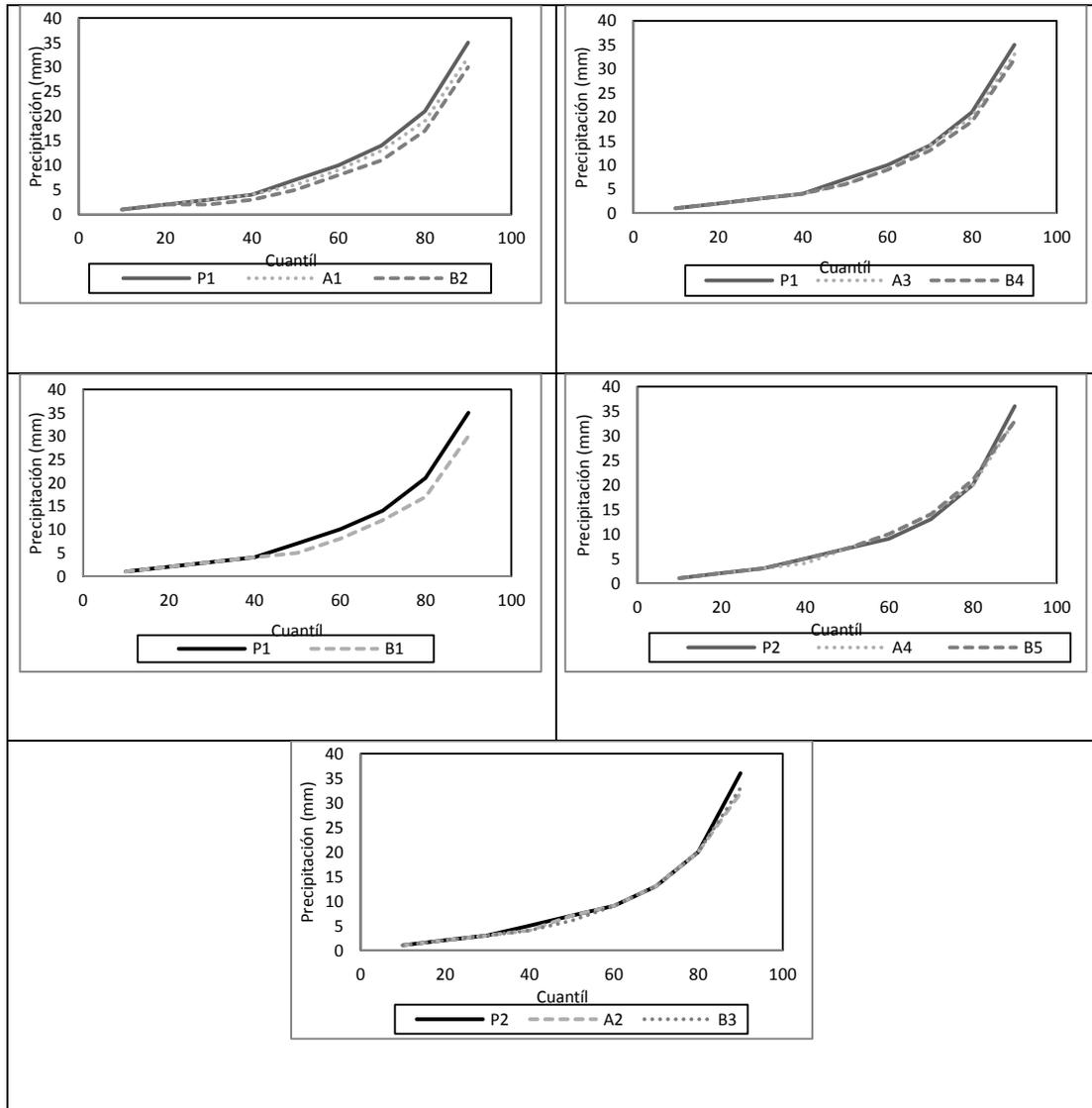
**Tabla 4- 8** Valores de la pendiente y el coeficiente de correlación  $R^2$  entre los modelos ECHAM (P1) y GFDL (P2) y los datos obtenidos en las estaciones Cal Ramonet y Lladurs.

	Cal Ramonet		Lladurs	
	Pendiente	Coef. Corr.	Pendiente	Coef. Corr.
ECHAM	1,871	0,989	2,376	0,990
GFDL	1,844	0,996	2,335	0,991

Coef. Corr.: Coeficiente de correlación  $R^2$

Según los modelos climáticos ECHAM y GFDL, para el periodo 2046-2065, el incremento en la temperatura mínima promedio estará entre 1.3°C y 2.1°C, y en la temperatura máxima promedio entre 1.5°C y 3.6°C (Tabla 4- 9), y para el periodo 2081 - 2100 el incremento en la temperatura mínima promedio entre 1.2°C y 3.7°C, y en la temperatura máxima promedio entre 3.3°C y entre 8.4°C. Este comportamiento es más marcado en GFDL, donde se proyectan los mayores incrementos en los valores de temperatura máxima y mínima; especialmente en el escenario A2 (Tabla 4- 9). Estos resultados, el incremento en la temperatura y disminución en la cantidad de precipitación, podrían afectar el régimen de humedad del suelo, debido al incremento en las necesidades evapotranspiración y la subsecuente disminución en la disponibilidad de agua (Gerten et al., 2007).

**Figura 4- 6** Deciles para precipitación en los diferentes escenarios de los modelos de cambio climático ECHAM y GFDL para los períodos 1961-2000, 2046-2065 y 2081-2100.



**Tabla 4- 9** Cambios en la temperatura promedio para los períodos 2046 - 2065 y 2081 - 2100, respecto al período 1961-2000, proyectados con los modelos ECHAM y GFDL.

Período	Modelo	GFDL		ECHAM	
		Escenario	TPmín (°C)	TPmáx (°C)	TPmín (°C)
2046-2065	A1B			2,1	3,0
	A2	1,9	3,6	2,1	2,8
	B1	1,3	3,3	1,2	1,5
2081-2100	A1B			3,6	5,0
	A2	3,7	8,4	3,6	5,3
	B1	2,0	3,9	2,4	3,4

### 4.3.2 Implementación de los modelos climáticos

Los resultados obtenidos con los modelos HBV y SHIA, frente a los escenarios de cambio climático, Q1 - Q4 y R1 - R5 (Tabla 2- 7), muestran una tendencia a la disminución de la humedad del suelo en todas las unidades experimentales, entre 0.2% y 6.64% (Tabla 4- 10 y Tabla 4- 11). Estos resultados confirman lo reportado por Pan (2013), quien a partir del modelo CMIP5, encontró para la región Mediterránea una disminución en la humedad del suelo entre 0% y el 10% para el periodo 2013 - 2100.

La unidad experimental que proyecta una mayor disminución en el contenido de humedad de suelo promedio frente a los diferentes escenarios de cambio climático es C. Umbría, entre 0.13% - 4.13% (HBV) y entre 0.54%-6.64% (SHIA). A pesar de esto, se encontró que en esta unidad, ninguno de los escenarios de cambio climático evaluados proyecta cambios en el régimen de humedad (Tabla 4- 10), debido a que bajo estos supuestos, la humedad promedio del suelo permanecería por encima de capacidad de campo durante todo el año; esto podría ocurrir, debido a que a pesar del incremento en la tasa de evapotranspiración, se conservarían en parte los aportes correspondientes a los flujos de agua sub-superficiales reportados para esta zona de estudio por Loaiza (2007) y Orozco et al. (2006).

En la mayoría de las unidades experimentales no se encontraron variaciones en el contenido de agua en el suelo que sugieran una disminución en los regímenes de humedad del suelo, excepto en Canalda, escenarios Q2, R1-R3 y R5 para SHIA y R3 para HBV, y C. Solana, escenarios Q2, Q4, R1-R5 (Figura 4- 7). En estas unidades, se observó que bajos los supuestos de cambio climático, en particular en el escenario R3, se proyecta un incremento en el déficit de humedad del suelo, la cual permanecería por debajo de capacidad de campo más tiempo al año, generando un déficit de humedad del suelo, entre 4 y 5 meses en Canalda y entre 2 y 10 meses en C. Solana; esto haría que el régimen de humedad del suelo en Canalda pueda cambiar de ústico a xérico para el periodo 2081 - 2100, y en C. solana de ústico a xérico (2046 - 2065) y de ústico a arídico (2081 - 2100).

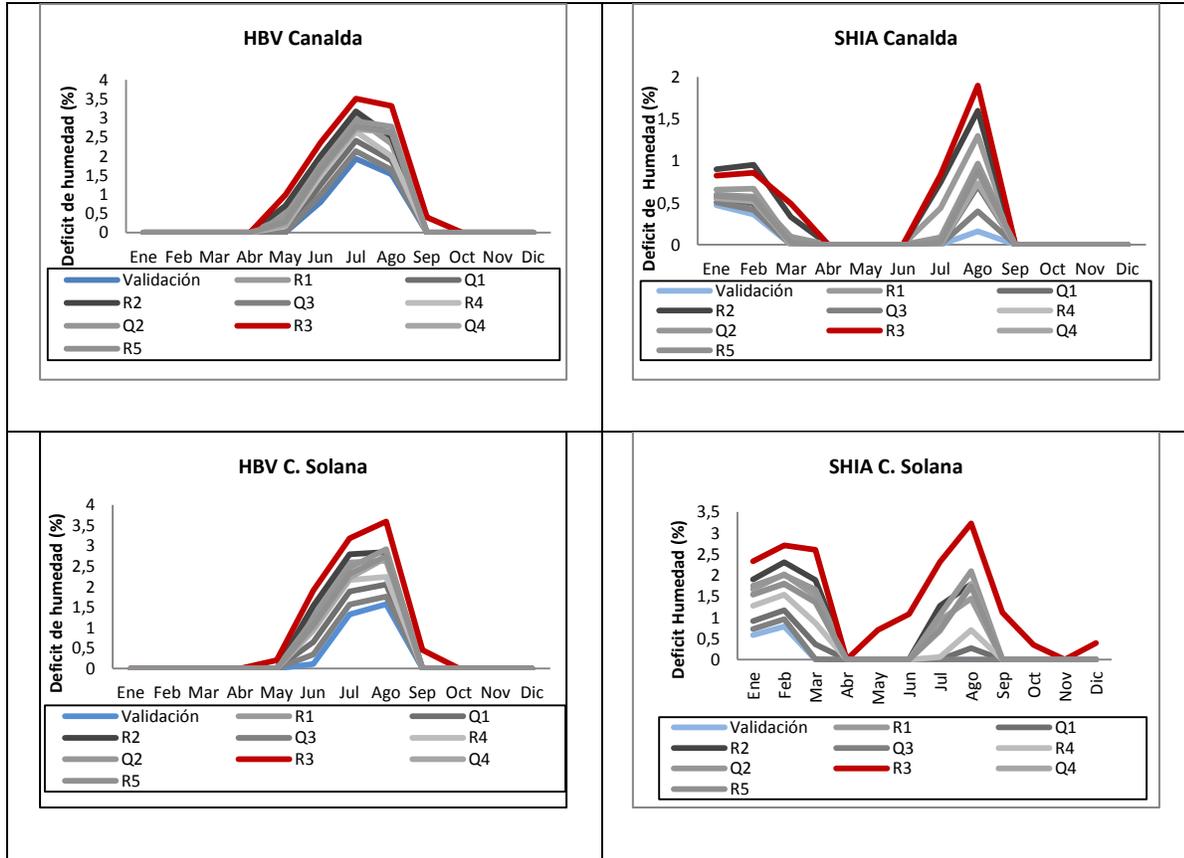
**Tabla 4- 10** Valores promedios de la humedad del suelo obtenidos con el modelo HBV en la simulación de escenarios de cambio climático.

	Validación	Q1	Q2	Q3	Q4	R1	R2	R3	R4	R5
Montpol	19,2	18,78	18,14	19,03	18,32	18,21	18,02	17,56	18,56	18,28
El Prat	24,1	23,42	22,44	23,81	22,72	22,57	22,28	21,55	23,10	22,66
Canalda	14,3	13,90	13,34	14,11	13,50	13,39	13,22	12,82	13,70	13,46
C.Umbría	44,2	43,09	41,49	43,72	41,96	41,68	41,19	40,02	42,56	41,85
C.Solana	21,7	20,83	19,67	21,34	20,07	19,60	19,21	18,44	20,33	19,95
C.R. Pastura	33,2	32,66	32,41	32,98	32,66	32,10	31,78	31,50	32,55	32,50
C.R.Bosque	26,9	26,44	26,23	26,70	26,44	25,97	25,71	25,48	26,34	26,30
C.R. Labranza	43,2	42,30	41,89	42,81	42,30	41,39	40,88	40,44	42,11	42,03

**Tabla 4- 11** Valores promedios de la humedad del suelo obtenidos con el modelo SHIA en la simulación de escenarios de cambio climático.

	Validación	Q1	Q2	Q3	Q4	R1	R2	R3	R4	R5
Montpol	19,60	18,93	17,29	19,35	17,60	17,69	17,38	16,26	18,40	17,66
El Prat	22,7	22,13	21,14	22,48	21,40	21,27	20,85	20,02	21,85	21,37
Canalda	15,1	14,85	14,60	15,00	14,72	14,52	14,19	14,04	14,78	14,67
C.Umbría	44,6	43,20	40,25	44,06	40,91	40,81	40,04	37,96	42,26	40,93
C.Solana	17,8	17,22	15,96	17,57	16,23	16,22	15,94	15,05	16,82	16,25
C.R. Pastura	33,1	32,50	31,99	32,86	32,26	31,75	31,02	30,67	32,36	32,13
C.R.Bosque	27,8	27,36	27,02	27,62	27,23	26,81	26,21	25,99	27,27	27,12
C.R. Labranza	37,0	36,39	35,78	36,75	36,06	35,58	34,77	34,39	36,22	35,95

**Figura 4- 7** Déficit de humedad en el suelo proyectado por los diferentes escenarios de cambio climático en Canalda y C. Solana.



En la Tabla 4- 12 se muestran los valores extremos de los cambios en la humedad del suelo proyectados para los períodos 2046 - 2065; 2081 - 2100, los cambios porcentuales y los valores máximos proyectados para el verano.

Como fue discutido previamente, tanto para el modelo HBV, como para el modelo SHIA, las mayores variaciones promedio en el contenido de agua del suelo se proyectan para Cogulers Umbría (0.13% - 6.64%); sin embargo, cambios del 6.64% en la humedad del suelo, representan un cambio respecto a las condiciones actuales del 14.8%, siendo esta cifra el porcentaje de agua que se disminuiría para efectos de evapotranspiración. Teniendo en cuenta esto, se puede observar que para el periodo 2046 - 2065 se presentaría una disminución en la cantidad de agua disponible para las plantas entre 0.01% y el 11.77% y para el periodo 2081-2100 entre el 0.27% y el 17.03%; siendo esta una condición extrema, donde la cantidad de agua disponible para efectos de

evapotranspiración disminuiría entre el 2.26% y 15.82% para el periodo 2046-2065, y entre el 7.01 y el 21.21% para el periodo 2081-2100. Según el informe del Panel Intergubernamental sobre el Cambio climático (IPCC, 2014), bajo escenarios de cambio climático en las regiones secas tiende a acentuarse el déficit hídrico. Estos cambios en la humedad del suelo afectarían los regímenes de evapotranspiración de las plantas (Seneviratne et al. 2010), alterando la estructura y composición de las comunidades vegetales nativas y como consecuencia, el funcionamiento de los ecosistemas, actuando como un régimen de perturbación que acrecentará el riesgo de invasiones biológicas (Capdevila-Argüelles et al., 2011); de esta manera, las plantas tendrían que adaptarse a las condiciones hidrológicas del suelo extendiendo el período de crecimiento en los climas secos, aumentando la producción de biomasa por unidad de agua transpirada o modificando la distribución de las comunidades vegetales en los diferentes zonas de vida (Kriticos et al. 2003).

**Tabla 4- 12** Valores extremos de cambios en la humedad respecto a la humedad actual, simulados con los modelos HBV y SHIA para los diferentes escenarios de cambio climático (unidades negativas).

	Estación	2046-2065						2081-2100					
		m (%)	mR (%)	M (%)	MR (%)	MV (%)	MVR (%)	m (%)	mR (%)	M (%)	MR (%)	MV (%)	MVR (%)
HBV	Montpol	0,19	0,01	1,17	5,52	1,17	5,53	0,70	3,32	1,81	8,56	2,10	11,00
	Canalda	0,16	1,10	0,97	6,77	1,20	9,30	0,57	4,01	1,50	10,46	1,70	13,70
	C. Solana	0,17	0,98	1,09	6,02	1,30	8,10	0,65	3,60	1,69	9,34	1,90	12,30
	El Prat	0,45	1,80	2,37	9,49	2,60	13,30	1,61	6,46	3,78	15,14	4,00	20,06
	CR. Bosque	0,19	0,74	0,65	2,46	0,80	3,20	0,55	2,05	1,39	5,20	1,70	7,01
	CR Pastura	0,26	0,77	0,84	2,53	1,00	3,19	0,70	2,12	1,77	5,32	2,10	7,07
	CR Labranza	0,83	2,10	1,19	3,04	1,30	3,94	1,00	2,55	2,52	6,41	3,00	8,75
	C. Umbría	0,48	1,08	2,86	6,52	3,10	8,15	1,76	4,00	4,45	10,14	5,00	13,01
SHIA	Montpol	0,25	1,26	2,30	11,77	2,96	15,22	1,20	6,13	3,34	17,03	4,12	21,21
	Canalda	0,10	0,67	0,49	3,30	0,70	5,00	0,43	2,85	1,06	7,05	1,57	11,19
	C. Solana	0,22	1,27	1,84	10,33	2,20	12,34	0,97	5,48	2,75	15,46	3,69	20,72
	El Prat	0,21	0,96	1,56	6,87	2,20	8,74	0,84	3,74	2,68	11,81	4,26	18,42
	CR. Bosque	0,03	0,12	0,16	0,55	0,78	2,86	0,10	0,37	0,36	1,30	2,88	10,51
	CR Pastura	0,24	0,72	1,10	3,36	1,22	3,74	0,74	2,24	1,10	3,36	3,94	12,02
	CR Labranza	0,25	0,67	1,22	3,30	1,32	3,62	0,78	2,11	2,61	7,05	4,09	11,21
	C. Umbría	0,54	1,20	4,35	9,76	5,21	11,83	2,34	5,25	4,35	9,76	9,01	20,44

m: Mínimo, mR: Mínimo Relativo, M: Máximo, MR: Máximo Relativo, MV: Máximo en Verano. MVR: Máximo Relativo en Verano

En este sentido, se proyectaría una modificación en la zona de vida de las diferentes especies vegetales presentes en la cuenca (Tabla 2- 2), debido a la migración de las especies hacia zonas mas altas de la cuenca. Esto implicaría una disminución de bosques de *Pinus sylvestris*, *Buxus sempervirens* y *Quercus ilex*, presentes en las zonas bajas de la cuenca (Canalda, C. Umbria y C. Solana ) (Loaiza, 2007), al igual que la aparición de nuevas especies vegetales en la parte alta de la cuenca (Cal Ramonet), a expensas de la disminución de la población de *Pinus uncinata* (Loaiza, 2007); esto coincide con lo reportado por Felicísimo, (2011), quien a partir de los modelos climáticos ECHAM4 y CGCM2 (escenarios Q2 y R2 para el periodo 2011 - 2100) encontró que para España, los bosques de *Pinus sylvestris*, *Quercus ilex*, *Buxus serpembyrens* y *Pinus uncinata* tendrían una disminución del área potencial entre el 37% - 96%, 39% - 100%, 17% y 99% y entre el 25% y el 100%, respectivamente.

Se encontró que el modelo SHIA proyecta una mayor disminución de la humedad del suelo mensual en la mayoría de las estaciones, excepto en Canalda y el Prat; allí, todos los escenarios evaluados con HBV pronostican una mayor disminución en la humedad del suelo, respecto a las demás unidades experimentales.

De los escenarios de cambio climático evaluados (A1B, A2 y B1), el escenario A2 presenta los mayores efectos negativos sobre la humedad del suelo; debido a que en este escenario se proyectan los mayores incrementos en la temperatura, entre 1.9°C - 3.6°C para los períodos 2046 - 2065 y entre 3.6°C - 8.4°C para el periodo 2081 - 2100; esto, coincide con lo reportado por Jiménez (2009) quien para Centro América encontró que entre los escenarios utilizados en la evaluación de la resiliencia de la vegetación al cambio climático, A2 entrega las consecuencias más drásticos. Resultados similares han sido presentados por Felicísimo (2011), quien evaluó con los escenarios A2 y B2 el impacto del cambio climático sobre la biodiversidad Española, encontrando que A2 pronostica los efectos más negativos.

Para el modelo SHIA, en los períodos 2046 – 2065 y 2081 - 2100, los mayores efectos negativos sobre la humedad del suelo, frente a los diferentes escenarios evaluados, se proyectan para julio en las estaciones Montpol (disminución en la humedad del suelo

entre 0.36% - 4.16%) y C. Umbría (disminución en la humedad del suelo entre 3.16% - 9.41%), y agosto en las demás estaciones, Canalda (0.24% - 1.67%), El Prat (0.57% - 3.8%), C Solana (1.28% - 3.8%), CR Pastura (0.4% - 4.6%), CR Labranza (0.66% - 4.76%), CR Bosque (0.85% - 2.89%); y los meses con los efectos menos negativos son noviembre en Montpol (0.17% - 2.24%) y diciembre en las demás estaciones, C. Umbría (1.45% - 4.8%), Canalda (0.03% - 0.45%), el Prat (0.06% - 1.7%), C Solana (0.63% - 1.8%), CR Pastura (0.06% - 1.1%), CR Labranza (0.06% - 1.15%), CR Bosque (0.05% - 0.82%).

Para el modelo HBV, los mayores efectos negativos sobre la humedad del suelo se pronostican para los meses de mayo en el Prat (0.49% - 3.4%), Julio en Montpol (0.27% - 2.0%), C. Umbría (2.25% - 4.87%), Canalda (0.2% - 1.6%) y C.Solana (0.84% - 1.90%) y agosto en CR. Labranza (0.55% - 3.10%), CR bosque (0.31% - 1.60%) y CR Pastura (0.39% - 2.2%), y los meses de menor disminución de la humedad del suelo son noviembre para Montpol (0.14% - 1.8%), C. Umbría (1.52% - 4.60%), El Prat(0.4% - 2.69%), CR Bosque (0.14% - 1.09%), CR Labranza (0.25% - 2.60%) y CR pastura (0.2% - 1.80%), septiembre para Canalda (0.14% - 1.19%) y octubre para C. Solana (0.52% - 1.90%).

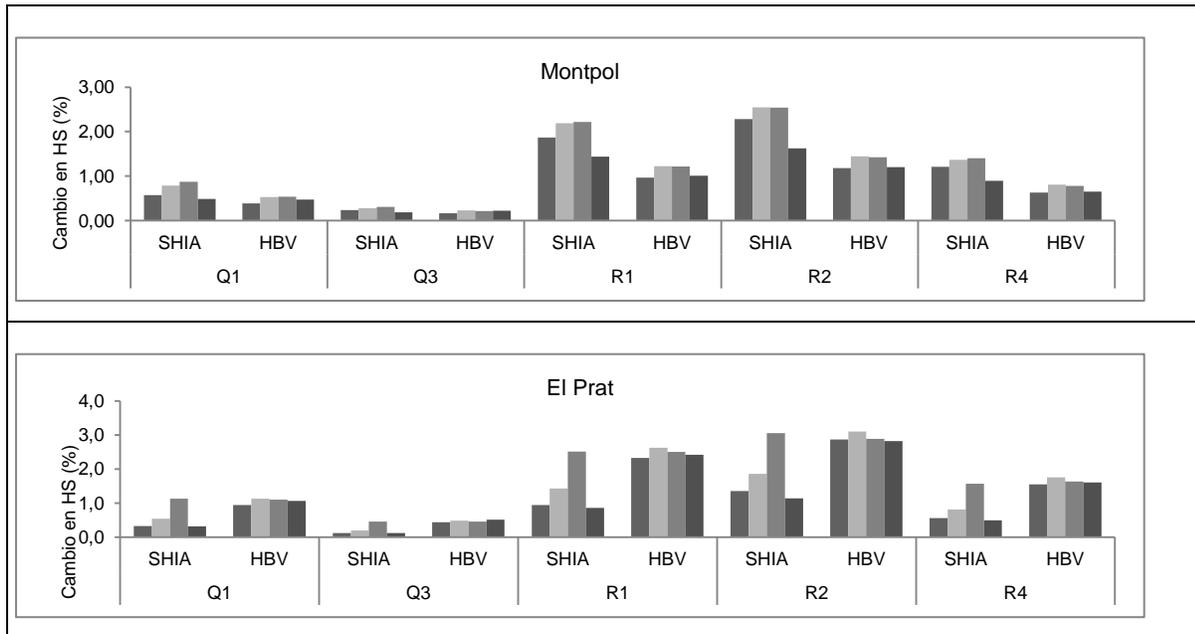
Estos resultados indican que los meses más secos (precipitación < 60 mm mensual en Lladurs) y de mayor evapotranspiración (> 120 mm mensual en Lladurs) presentarán los mayores efectos sobre la humedad del suelo; y los menores efectos se presentarán en los meses de menor evapotranspiración (< 25mm en Lladurs). Esto coincide por lo reportado para Illinois (Estados Unidos) por Pan et al (2001), quien evaluó la respuesta de la humedad del suelo a través del modelo climático regional (RegCM2), encontrando que bajo estos supuestos, los mayores efectos negativos sobre la humedad del suelo se presentan en julio y agosto, y los menores efectos en enero y febrero. Resultados similares han sido reportados en Turkia por Komuscu (1998), quien encontró para 10 escenarios de cambio climático (+2°C y + 4°C, y -20%,-10%, 0%, +10% y +20%), que las mayores disminuciones de la humedad del suelo, son proyectadas para Junio y Julio.

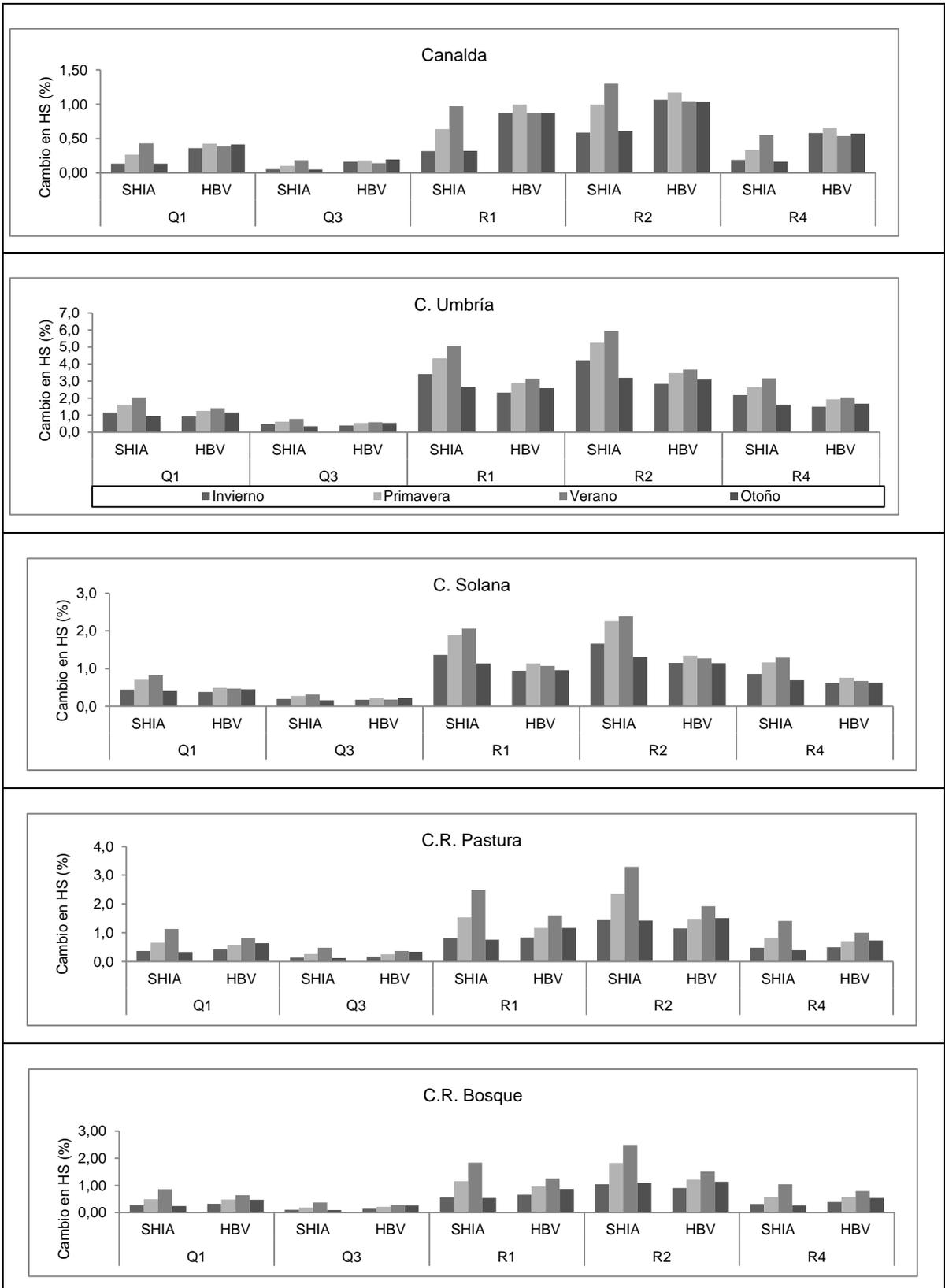
En la Figura 4- 8 se muestran las gráficas de disminución de la humedad del suelo, simulada con los modelos HBV y SHIA, proyectada para las diferentes estaciones del año para los períodos 2046 - 2065 y 2081 - 2100. De acuerdo a estos resultados, las

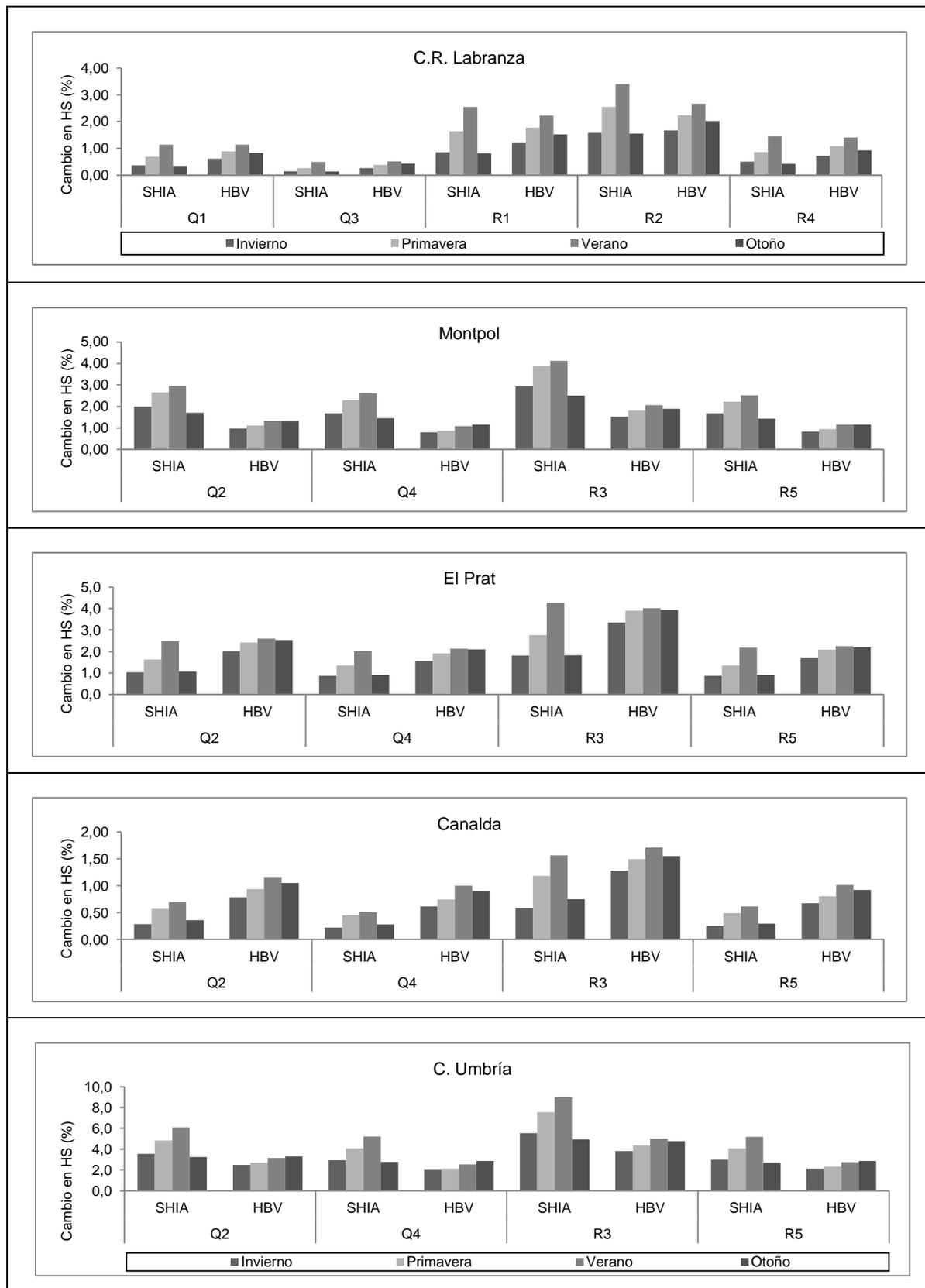
mayores disminuciones en el contenido de agua en el suelo en todos los escenarios (Q1 - Q4 y R1 - R5) se proyectan para verano (1.3% - 9%) y primavera ( 1.2% - 7.6%), y las menores para otoño (1% - 4.9%) e invierno (1% - 5.5%), excepto para HBV en la estaciones C. Umbría y C. Solana para el escenario B2 (2046 - 2065) el cual registra mayores variaciones en otoño (1.1% - 2.9%) y primavera (0.3% - 1.2%).

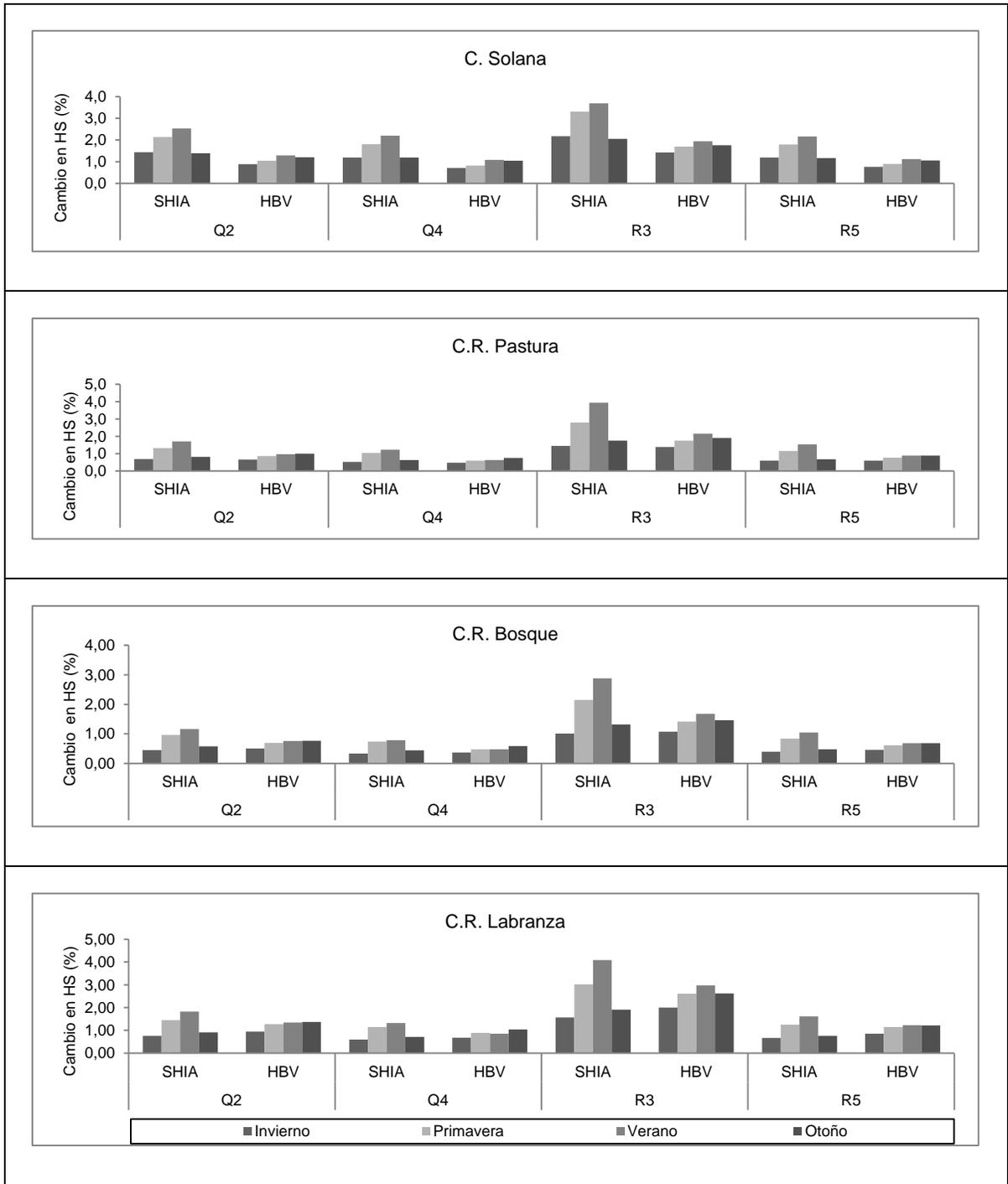
Esta disminución en la humedad del suelo durante verano y primavera, se debe al incremento en la tasa de la evapotranspiración potencial, como consecuencia del aumento de la temperatura, generando un aumento en el déficit de la humedad del suelo (Sheffield & Wood, 2007). Resultados similares han sido reportados por Gregory et al (1997) para el sur de Europa, donde fenómenos de cambio climático han generado una disminución en el contenido de agua en el suelo en verano. De manera similar, en Alemania, estudios realizados por Holsten et al. (2009), muestran una disminución de la humedad (21%, relativo) del suelo para el periodo 2046 - 2055.

**Figura 4- 8** Cambio promedio estacional de la humedad del suelo simulada con los modelos HBV y SHIA, para el modelo climático ECHAM para los periodos 2046-2065 y 2081-2100, (Valores Negativos).









Las barras representan las estaciones del año, la primer barra de derecha a izquierda invieron, esta gráfica se obtiene calculando la diferencia entre la humedad futura y la del presente (unidades negativas)



## **5. Conclusiones y Recomendaciones**

### **5.1. Conclusiones**

La tendencia de la humedad del suelo y la evapotranspiración, en la Ribera Salada, están asociadas al comportamiento estacional de la precipitación, donde el tipo de cobertura influye en la media de los datos; allí, durante la mayor parte del año, la precipitación no supe los requerimientos de agua por parte de la vegetación (evapotranspiración), no obstante, en otoño la precipitación es mayor a la evapotranspiración, lo que genera una recarga de agua en el suelo.

En esta cuenca, los valores mas bajos de humedad de suelo están asociados a condiciones de bosque, los cuales presentan una mayor intercepción de la precipitación, y una mayor tasa de evapotranspiración respecto a los demás usos del suelo.

El modelo HBV, presentó un alto grado de ajuste entre los valores medidos y simulados, principalmente en las unidades experimentales donde se observaron datos que indicaban suaves variaciones en el contenido de Humedad (C. Umbría, Canalda y Montpol).

A pesar de no contar con una subrutina específica para el almacenamiento de agua en el dosel, que permitan caracterizar mejor el tipo de cobertura, el modelo SHIA explica de manera aceptable la tendencia de la humedad del suelo en la mayoría de las unidades experimentales estudiadas en la cuenca.

En las unidades experimentales donde se registraron fuertes variaciones en el contenido de agua en el suelo (El Prat, Montpol y C.R. Labranza), HBV no logra simular adecuadamente los fenómenos de recarga, subestimándolos durante todo el periodo de validación. Este comportamiento es opuesto a lo que ocurre con el modelo SHIA, el cual

sobreestima las variaciones en el contenido de agua en el suelo durante los fenómenos de recarga.

Todos los supuestos evaluados en esta investigación predicen una disminución en el contenido de agua en el suelo durante los siguientes 100 años, debido a la disminución en los volúmenes de la precipitación y al aumento en las temperaturas, proyectados por los diferentes escenarios y modelos climáticos. Este comportamiento permite considerar un impacto negativo sobre los regímenes de evapotranspiración de algunas especies forestales tales como: *Pinus sylvestris*, *Quercus ilex*, *Buxus sempervirens* y *Pinus uncinata*, usos más comunes en la cuenca, las cuales ante estos supuestos deberían adaptarse al cambio ó estar condenadas a su desaparición paulatina.

El modelo SHIA presenta las mayores diferencias dentro del ciclo anual de humedad del suelo proyectados para los períodos 2046 - 2065 y 2081 - 2100. De todas las unidades experimentales, estudiadas fue en C. Umbría donde se proyectaron los mayores cambios en el contenido de agua en el suelo, en relación con los demás sitios; sin embargo, la unidad experimental que proyecta las mayores disminuciones relativas fue Montpol.

Los meses de julio y agosto (verano) auguran una mayor disminución en el contenido de agua en el suelo para todas las unidades experimentales y una mayor variabilidad en el comportamiento de los fenómenos de recarga del suelo; mientras en los meses de diciembre y enero dicho comportamiento es menos acentuado, siendo estos los meses más secos de todo el período.

El escenario A2, es el que presenta los mayores cambios para el parámetro humedad del suelo, debido a que este escenario asume un crecimiento constante de la población mundial, un menor crecimiento económico y un deterioro significativo del medio ambiente.

Para los períodos 2046 – 2065 y 2081 - 2100, se proyecta que suelos con bajas capacidades de almacenamiento de agua tendrán fuertes disminuciones en los contenidos de humedad, debido a que en estos suelos, pequeñas variaciones en la humedad del suelo, afecta significativamente la evapotranspiración.

Es posible predecir el comportamiento de la humedad del suelo bajo supuestos de cambio climático, mediante la implementación de modelos para simulación hidrológica, siempre y cuando se cuente con un set de datos a la escala espacio-temporal apropiada (9 años), que permita una correcta parametrización del modelo (calibración - validación).

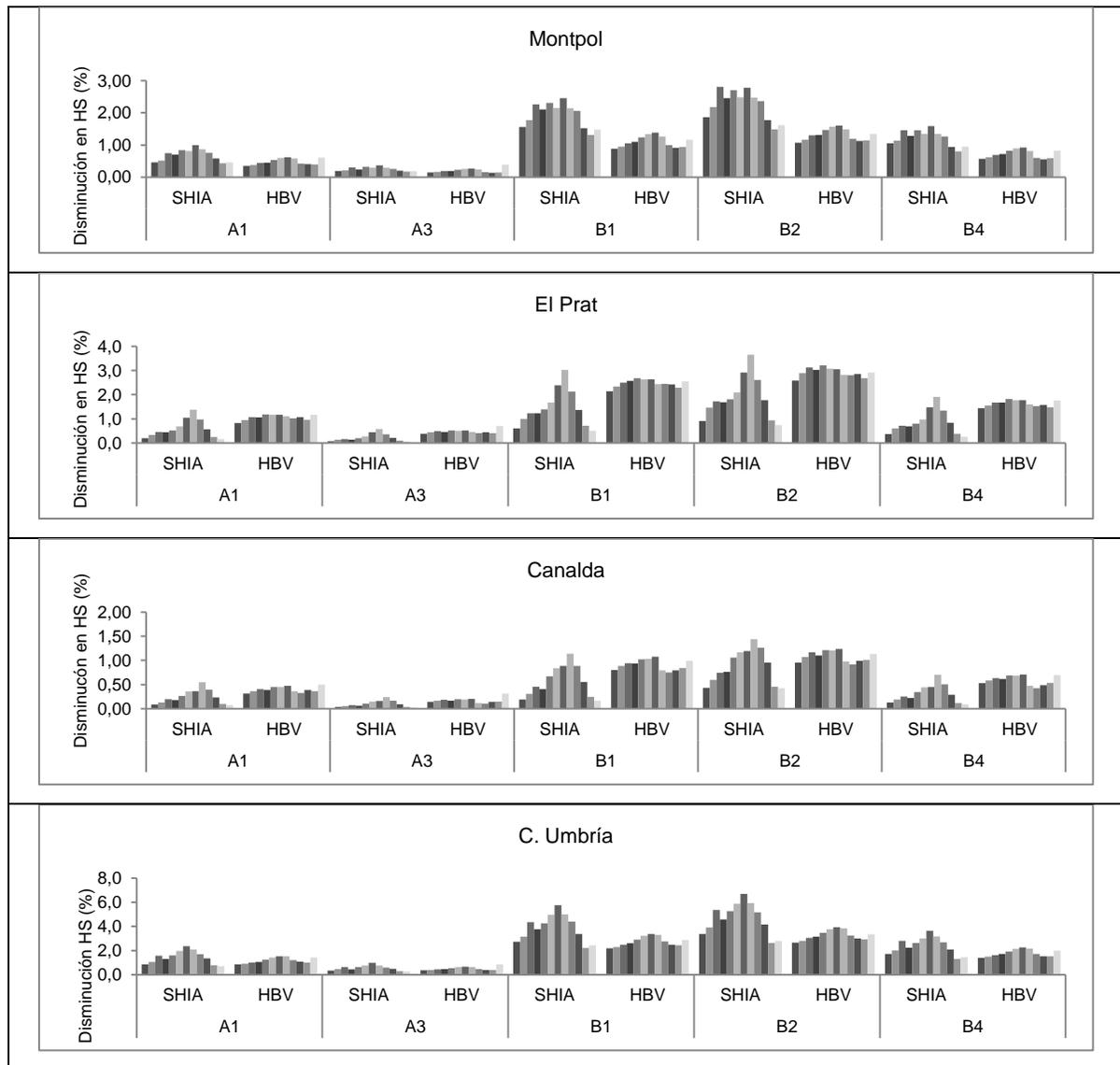
Para la implementación de modelos hidrológicos, que permiten predecir los posibles impactos de los diferentes escenarios de calentamiento global sobre el régimen de humedad del suelo, es necesario combinarlos con diferentes escenarios producto del uso de modelos climáticos.

## **5.2. Recomendaciones**

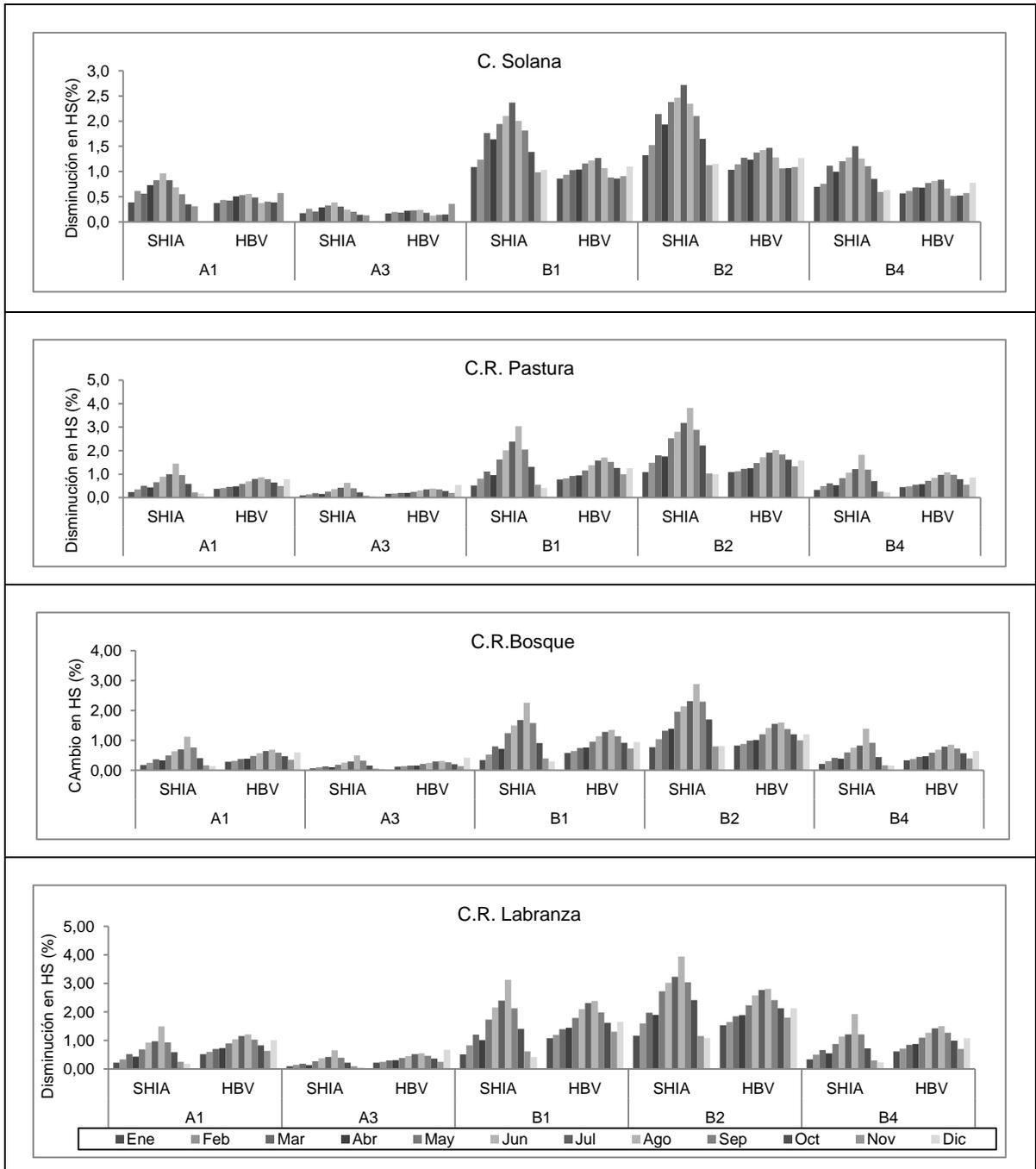
Para la implementación de estos modelos (HBV y SHIA), en la simulación de la dinámica de la humedad del suelo, es recomendable la implementando subrutinas que tengan en cuenta las características del tipo de cobertura, tales como, distribución de raíces, albedo, e índice de área foliar.

Para la implementación de estas metodologías bajo condiciones de cuencas en condiciones tropicales (Colombia), es recomendable tener en cuenta la importancia de la obtención de datos de campo y de la instrumentación continua de las diferentes variables.

**A. Anexo:** Cambio promedio mensual de la humedad del suelo simulada con los modelos HBV y SHIA, para el modelo climático ECHAM para los períodos 2046-2065 y 2081-2100, (Valores Negativos)

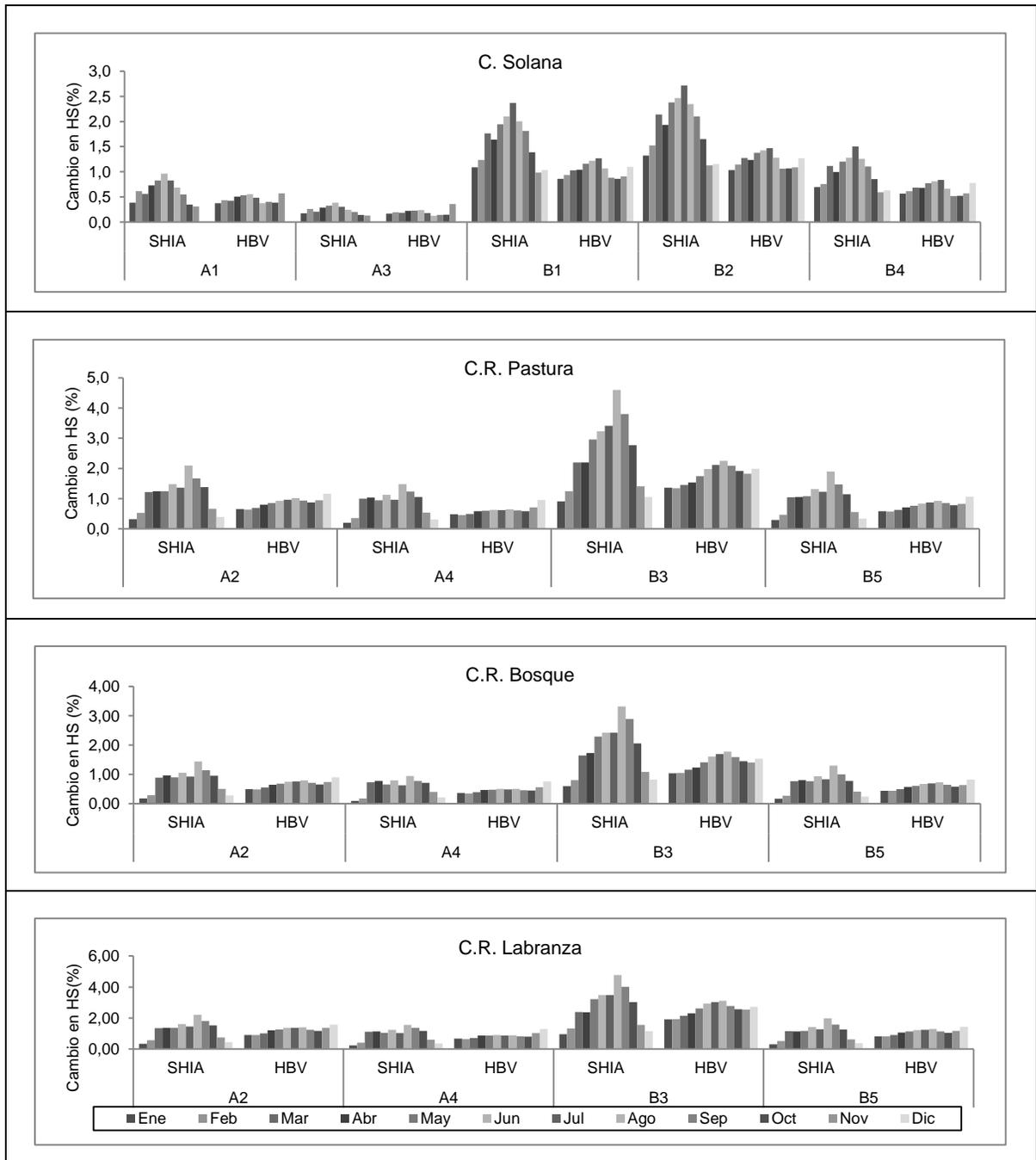


Continuación Anexo A





Continuación Anexo A



# Bibliografía

- Acevedo, L.A. (2009). Estimación hidrológica bajo escenarios de cambio climático [Tesis maestría]. Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Albergel, C., Rüdiger, C., Pellarin, T., Calvet, J.C., Fritz, N., Frois-sard, F., ..., Martin, E. (2008). From near-surface to root-zone soil moisture using an exponential filter: an assessment of the method based on in-situ observations and model simulations. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 12, 1323–1337.
- Aldomá, B.I; Pujadas R.R & Andés T.A. (1987). L'economia del Solsonès; Aprofitament integrat dels recursos comarcals. Caixa de Estalvis de Catalunya. Barcelona. 400p. (En Catalán).
- Alí G. A., Roy A. G. & Legendre P. (2010). Spatial relationships between soil moisture patterns and topographic variables at multiple scales in a humid temperate forested catchment. *Water Resources Research*, 46,10526. doi:10.1029/2009WR008804.
- Agencia Estatal de Meteorología - AEMET. (2014). Cambio Climático: Datos diarios regionalizados [en línea]. Recuperado de: <http://escenarios.aemet.es/>
- Ambroise, B. (2004). Variable 'active' versus 'contributing' áreas or periods: A necessary distinction. *Hydrol. Processes*, 18(6), 1149–1155.
- Andersson, L. (1988). Hydrological analysis of basin behaviour from soil moisture data. *Nordic Hydrol.*, 19, 1-18.
- Andersson, L. & Harding, R.J., (1991). Soil moisture deficit simulations with models of varying complexity for forest and grassland sites in Sweden and the UK. *Water Resources Management*, 5, 25–46.
- Anderson, B.T., Reifen, C. & Toumi, R. (2009). Identification of non-linear behavior in transient climate change projections of soil moisture over the United States. *Earth Interactions*, 13. DOI: 10.1175/2008EI269.1.
- Andréasson, J., Bergström, S., Carlsson, B., Graham, L. P. & Lindström, G. (2004). Hydrological change-climate change impact simulations for Sweden. *Ambio*, 33(4–5), 228–234.
- Arheimer, B. (1999). Riverine nitrogen - analysis and modelling under Nordic conditions ( Tesis Doctoral). Linköping University, Linköping, Sweden.

- Aristizábal, E. (2014). SHIA Landslide developing a physically based model to predict shallow landslides triggered by rainfall in tropical environments (Tesis de Doctorado). Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Balsamo, G., Mahfouf, J.F., Be'laïr, S., & Deblonde, G. (2007). A land data assimilation system for soil moisture and temperature: An information content study. *J. Hydrometeorology*, 8, 1225–1242.
- Batalla, R. & Vericat, D. (2010). A Review of Sediment Quantity Issues: Examples from the River Ebro and Adjacent Basins (Northeastern Spain). *Int. Env. Asses. Manag.*, 7(2), 256–268.
- Batalla, V.R & Poch, C.R. (2004). Caracterización de los flujos de agua y sedimento en una cuenca representativa del Prepirineo (Ribera Salada; cuenca media del Segre). Centre Tecnològic Forestal de Catalunya. España. *Rural Forest*, 2, 12 – 14.
- Belda, F. (1997). Climatología y Teledetección en zonas forestales de la provincia de Alicante. Aplicación a zonas incendiadas (Tesis de Doctorado). Departamento de Termodinámica. Facultat de Física. Universitat de Valencia. Valencia, España.
- Bergström, S. (1976). Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments. PhD Thesis. Lund University, Lund, Sweden.
- Bergström, S., & Forsman, A., (1973). Development of a conceptual deterministic rainfall–runoff model. *Nordic Hydrology* 4, 147–170.
- Bergström, S., & Graham, L.P. (1998). On the scale problem in hydrological modelling. *J. Hydrol*, 211, 255–265.
- Bergström, S. (1995). The HBV model. In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. *Water Res. Pub.*, Highlands Ranch, CO, USA, 443–476.
- Bergström, S., and Sandberg, G. (1983). Simulation of groundwater response by conceptual models. Three case studies, *Nordic Hydrology*, 14, 71-84.
- Birkeland, P.W. (1999). *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York. 430 pp.
- Bonan G. (2002) *Ecological climatology. Concepts and applications*. Cambridge: Cambridge University Press; Cambridge University Press, .
- Brandt, M. (1990). Human impacts and weather-dependent effects on water balance and water quality in some Swedish river basins. (SMHI Reports RH No. 2.) Swedish Meteorological and Hydrological Institute. Recuperado de: <http://www.smhi.se/publikationer/human-impacts-and-weather-dependent-effects-on-water-balance-and-water-quality-in-some-swedish-river-basins-1.7166>.

- Bray EA. (1993). Molecular responses to water deficit. *Plant Physiology*103, 1035–1040.
- Bray EA. (1997). Plant responses to water deficit. *Trends in Plant Science*2, 48–54.
- Brocca, L., Morbidelli, R., Melone, F., & Moramarco, T. (2007). Soil moisture spatial variability in experimental áreas of central Italy. *J. Hydrol.*, 333, 356–373.
- Brown, P. (2000). Basics of Evaporation and Evapotranspiration. Turf Irrigation Management Series, 1. University of Arizona, Tucson, 4 S.
- Capdevila-Argüelles L., Zilletti, B. & Suárez-Álvarez, V.A. (2011). Cambio climático y especies exóticas invasoras en España. Diagnóstico preliminar y bases de conocimiento sobre impacto y vulnerabilidad. Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Medio Ambiente y Medio Rural y Marino. Madrid, 146 Pp.
- Canton, Y., Sole-Benet, A., & Domingo, F. (2004). Temporal and spatial patterns of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *J. Hydrol.* 285, 199–214.
- Castro, M. (2007). El Modelado del Clima Terrestre [en línea]. Universidad de Castilla-La Mancha, 1-7. Obtenido de: [http://www.meteo.unican.es/courses/2007\\_cursoRegionalizacion\\_files/2\\_1\\_Castro\\_resumen.pdf](http://www.meteo.unican.es/courses/2007_cursoRegionalizacion_files/2_1_Castro_resumen.pdf)
- Cerdá, A. (1997). Seasonal changes of the infiltration rates in a typical Mediterranean scrubland on limestone in southeast Spain. *J. Hydrol.*, 198, 198–209.
- Chen, H., Zhang, W, Wang, K. & Fu, W. (2010). Soil dynamics under different land uses on Karst hillslope in north-west Guangxi, China. *Environ. Earth Sci.*,61, 1105-1111.
- Chen, X. & Hu, Q. (2004). Groundwater influences on soil moisture and surface evaporation. *J. Hydrol.*, 297, 285–300.
- Cifelli, R., Nesbitt, S., Rutledge, S., Petersen, W. & Yuter, S. (2008): diurnal characteristics of precipitation features over the tropical East Pacific: A Comparison of the EPIC and TEPPS Regions. *J. Clim.*, 21 (16), 4068–4086.
- Cognard-Plancq, A.L., Marc, V., Didon-Lescot, J.F., Normand, M., (2001) - The role of forest cover on streamflows down sub-Mediterranean mountain watersheds : a modelling approach. *J. Hydrol.*, 254, 229-243.

- Christiansen, J. (1966). Estimating pan evaporation and evapotranspiration from climatic data. Irrigation and Drainage Special Conference. Las Vegas, NV, USA.
- Crow, W. & Wood, E. (2003). The assimilation of remotely sensed soil brightness temperature imagery in a land surface model using Ensemble Kalman filtering: a case study based on ESTAR measurements during SGP97. *Adv. Water Resour.*, 26, 137–149.
- Cuddy, S. & Fitch, P. (2010). Hydrologists Workbench—a hydrological domain workflow toolkit, International Congress on Environmental Modelling and Software, Ottawa, Ontario, Canada.
- D’Odorico, P., & Rodriguez-Iturbe, I. (2000). Space-time self-organization of mesoscale rainfall and soil moisture. *Adv. Wat. Res.*, 23, 349-357.
- Dabrowska-Zielinska, K., Budzynska, M., Kowalik, W., & Turlej, K. (2010). Soil moisture and evapotranspiration of wetlands vegetation habitats retrieved from satellite images. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 7, 5929–5955.
- Daly, E., & Porporato, A. (2005). A review of soil moisture dynamics: from rainfall infiltration to ecosystem response. *Environ. Eng. Sci.* 22, 9–24.
- Delgado, J., Llorens, P., Nord, G., Calder, I.R. and Gallart, F. (2010). Modelling the hydrological response of a Mediterranean medium-sized headwater basin subject to land cover change: The Cardener River basin (NE Spain). *J. Hydro.* 383, 125–134.
- Delworth, T. L., Broccoli, A., Rosati, A., Stouffer, R.J., Balaji, V., Beesley, J.,... Zhang, R.. (2006). GFDL CM2.3 global coupled climate models. Part I: Formulation and simulation characteristics. *J. Clim.* 19, 643–674
- Descroix, L., Nouvelot, J. F., and Vauclin, M. (2002). Evaluation of an antecedent precipitation index model runoff in the western Sierra Madre (North-west Mexico), *J. Hydrol.*, 263, 114–130.
- Detto, M., Montaldo, N., Albertson, J.D., Mancini, M. & Katul, G. (2006). Soil moisture and vegetation controls on evapotranspiration in a heterogeneous Mediterranean ecosystem on Sardinia Italy. *Water Resour. Res.* 42(8) , W08419, doi: 10.1029/2005WR004693.
- Dingman, S.L. (1994). Physical Hydrology. New York, USA: MacMillan.
- Dorigo, W. A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A.,..., Jackson, T. (2011). The International Soil Moisture Network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 1675-1698.
- Doumedah G., Coulibaly P. (2011). Evolutionary assimilation of streamflow in distributed hydrological modeling using in-situ soil moisture data. *Advances in Water Resources.* 53, 231–241.

- Dressler, K. A., Leavesley, G. H., Bales, R. C., & Fassnacht, S. R. (2006). Evaluation of gridded snow water equivalent and satellite snow cover products for mountain basins in a hydrologic model. *Hydro. Process.*, 20, 673–688.
- Eagleson, P.S., 2002. *Ecohydrology*. Cambridge University Press, Cambridge, UK
- Egido, A. , Ruffini, G. Caparrini, M., Martín, C.,... Banqué, X. (2008). Soil moisture monitorization using gnss reflected signals. 1ST Colloquium Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme, París, Francia
- Entekhabi, D. (1995). Recent advances in land-atmosphere interaction research. *Rev. Geo-phys.*, 33, 995–1003
- Entin, J. K., Robock, A., Vinnikov, K.Y., Hollinger, S.E., Liu, S., & Namkhai, A. (2000). Temporal and spatial scales of observed soil moisture variations in the extratropics. *J. Geophys. Res.*, 105, 865–877.
- Famiglietti, J. S. & Wood, E. F. (1994). Multiscale modeling of spatially variable water and energy balance processes. *Water Resour. Res.*, 30(11), 3061–3078.
- Famiglietti, J.S., Ryu, D., Berg, A.A., Rodell, M. & Jackson, T.J. (2008). Field observations of soil moisture variability across scales. *Water Resour. Res.*, 44,W01423.
- FAO, (1998). *Crop Evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements*. FAO Bull N° 56, Roma, Italy. O es esta: FAO, (2006) *Evapotranspiración del cultivo. Guías para la determinación de los requerimientos de agua de los cultivos*. FAO Boletín N° 56. Roma Italia
- Felícísimo, Á. M. (coord.) (2011). *Impactos, vulnerabilidad y adaptación al cambio climático de la biodiversidad española. 2. Flora y vegetación*. Oficina Española de Cambio Climático, Ministerio de Medio Ambiente y MedioRural y Marino. Madrid, pp. 552.
- Farkas, C.S, Hagyló, A., Horvath, E., & Várallyay, G. (2008). A chernozem soil water regime response to predicted climate change scenarios. *Soil and Water Res.*, 3(Special Issue, 1), 558–567.
- Ferket, B., Samain, B., & Pauwels, V. (2010). Internal validation of conceptual rainfall–runoff models using baseflow separation. *J. Hydro.*, 381(1-2), 158–173
- Fisher, R.F., & Binkley, D. (2000). *Ecology and management of forest soils*. New York. John Wiley and Sons.
- Florentino, A. 2006. Métodos para medir el contenido de agua en el suelo. *Venesuelos*. 14(1).
- Fontaine, T. A., T. S. Cruickshank, J. G. Arnold, and R. H. Hotchkiss. (2002). Development of a snowfall-snowmelt routine for mountainous terrain for the Soil and Water Assessment Tool (SWAT). *J.*

- Hydrol.* 262(1-4): 209-223.
- Forte-Lay, J., Scarpati, O. & Capriolo, A. (2008). Precipitation variability and soil water content in Pampean Flatlands (Argentina). *Geofís. Internacional*, 47(4), 341-354.
- Francés, F., Vélez, J.I., Vélez, J.J. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332, 226–240.
- Frederick, K.D. (1997): Adapting to climate impacts in the supply and demand for water. *Climate Change* 37, 141–156.
- Fu, B., Wang, J., Chen, L., Qiu, Y. (2003). The effect of land use on soil moisture variation in the Danangou catchment of the Loess Plateau, China. *Catena Journal*, 54, 197–213.
- Fuller, M.L. (1914). The Geology of Long Island, New York. U.S. Geological Survey Prof. Paper 82.
- Futter, M.N., Erlandsson, M.A., Butterfield, D., Whitehead, P.G., Oni, S.K., & Wade, A.J. (2014). PERSIS: a flexible rainfall-runoff modelling toolkit for use with the INCA family of models. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18, 855-873.
- Gala, T.S., Aldred, D.A., Carlyle, S., & Creed, I.F. (2011). Topographically based spatially averaging SAR data improves performance of soil moisture models. *Rem. Sens. of Env.*, 115, 3507–3516.
- Gallart, F. & Llorens, P. (2004). Observations on land cover changes and water resources in the headwaters of the Ebro Catchment, Iberian Peninsula. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 767–773.
- García, P., Latron, J., Llorens, P. & Gallart, F. (2011). Variabilidad hidrológica inter/intra-anual en un área mediterránea de montaña. II – Dinámica espacio-temporal de la humedad del suelo a escala de cuenca. *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*, X, 163-168.
- Gerten, D., Schaphoff, S., & Lucht, W. (2007). Potential future changes in water limitations of the terrestrial biosphere. *Climatic Change*, 80, 277–299.
- Gibbins, C., Vericat, D. Batalla, R. (2007). When is stream invertebrate drift catastrophic? The role of hydraulics and sediment transport in initiating drift during flood events. *Freshwater Biology*, 52, 2369–2384.
- Goegebeur, M. & Pauwels, V.R.N. (2007). Improvement of the PEST parameter estimation algorithm through Extended Kalman Filtering. *J. Hydrol.*, 337 (3-4), 436-451.
- Gómez A. (2000). Variabilidad espacio-temporal del contenido de agua en el suelo en una zona Mediterránea Semiárida [en línea]. Efectos de las condiciones antecedentes en la respuesta hidrológica. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Madrid, Madrid España. Obtenida en <http://oa.upm.es/709/1/07200004.pdf>.

- Grayson, R.B., Western, A.W., Chiew, F.H.S., & Bloschl, G. (1997). Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and nonlocal controls. *Water Resour. Res.*, 33, 2897–2908.
- Greacen, E.L. Soil water assessment by the neutron method. CSIRO, Adelaide. 1981. 140p.
- Gregory, J.M., Mitchell, J.F.B. & Brady, A.J., (1997). Summer drought in northern midlatitudes in a time-dependent CO<sub>2</sub> climate experiment. *J. Clim.*, 10, 662–686
- Gribovszki, Z., Szilágyi, J. & Kalicz, P. (2010). Diurnal fluctuations in shallow groundwater levels and streamflow rates and their interpretation – A review. *J. Hydro.*, 385, 371–383.
- Hamdy, A. & Lacirignola, C. (1999). Mediterranean water resources: major challenges towards the 21st Century. CI-HEAM-IAM Bari, Italy, March, 1999, 570 pp.
- Harding, R. J. (1991) *Sablefish and Halibut Fixed Gear Fisheries Individual Fishery Quota System: Draft Implementation Plan*, Anchorage: North Pacific Fishery Management Council
- Hargreaves, G.H., Samáni, Z.A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Eng. in Agric.*, 1(2): 96-99.
- He, Z., Zhao, W.; Liu, H. & Chang, H. (2011). The response of soil moisture to rainfall event size in subalpine grassland and meadows in a semiarid mountain range: A case study in northwestern China's Qilian Mountains. *J. Hydrol.*, 420-421, 183–190.
- Heisler-White, J.L., Knapp, A.K. & Kelly, E.F. (2008). Increasing precipitation event size increases aboveground net primary productivity in a semi-arid grassland. *Oecología*, 158, 129–140.
- Heitman, J. L., Horton, R., Sauer, T. J. & Desutter T. M. (2008). Sensible heat observations reveal soil-water evaporation dynamics. Notes and correspondence. *J. Hydrometeor.*, 9, 165-171.
- Hillel, D. (1998). *Environmental Soil Physics*. San Diego .Academic Press.
- Holsten, A., Vetter, T., Vohland, K. & Krysanova, V. (2009). Impact of climate change on soil moisture dynamics in Brandenburg with a focus on nature conservation áreas. *Ecological Modelling*, 220, 2076–2087.
- Hook, P.B. & Burke, I.C. (2000). Biogeochemistry in a shortgrass landscape: control by topography, soil texture, and microclimate. *Ecology*, 81(10), 2686–2703.
- Houser, P., Shuttleworth, W., Famiglietti, J., Gupta, H., Syed, K., & Goodrich, D. (1998) Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. *Water Resour. Res.*, 34, 3405–3420.

- Huang, J., Van den Dool, H., & Georgarakos, K. (1996) Analysis of model-calculated soil moisture over the United States (1931–1993) and applications to long-range temperature forecasts. *J. Climate*, 9, 1350–1362.
- Huisjes M. (2006). Uncertainties in the impacts of Climate Change on extreme high Meuse discharge. University of Twente, Enschede, Netherlands
- Institut Cartografic de Catalunya ICC. (2002). Mapa geològic de Catalunya escala 1:250.000. Generalitat de Catalunya. Barcelona.
- Instituto Geológico y Minero de España IGME. (1994). Mapa Geológico de España. Segunda serie. Primera Ed. 293 (36-12). Madrid. 66p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). (2014). Climate Change (2014): Impacts, Adaptation and Vulnerability. Recuperado de: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>
- Jackson, R.J. (1973). Catchment Hydrology and some of its problems. Proceedings of Soils and Plant Water Symposium, Palmerston North, N.Z. DSIR Information series 96, 73-80.
- Jacobsen, A. L; Esler, K. J; Pratt, R. B; Ewers, F. W. (2009). Water stress tolerance of shrubs in Mediterranean-type climate regions: Convergence of fynbos and succulent karoo communities with California shrub communities. *American Journal of Botany*. 96, 1445 – 1453.
- Jankó Szép, I., Mika, J. & Dunkel, Z. (2005). Palmer Drought Severity Index as soil moisture indicator: physical interpretation, statistical behaviour and relation to global climate. *Phys. Chem. Earth*, 30, 231–244.
- Jasper, K., Gurtz, J. & Lang, H. (2002). Advanced flood forecasting in Alpine watersheds by coupling meteorological observations and forecasts with a distributed hydrological model. *J. Hydrol.*, 266, 40–52.
- Jasper, K., Calanca, P.L., Fuhrer, J. (2006). Changes in summertime soil water patterns in complex terrain due to climatic change. *J Hydro*, 327:550–563
- Jiménez Méndez, M. (2009). Resiliencia de los ecosistemas naturales terrestres de Costa Rica al cambio climático. Tesis Mag. Sc. Turrialba, Costa Rica, CATIE. 140 p.
- Jordán, A., Martínez-Zavala, L. (2008). Soil loss and runoff rates on unpaved forest roads in southern Spain after simulated rainfall. *Forest Ecology and Management*, 255, 913-919.
- Jungclaus, J. H. , Keenlyside, N., Botzet, M., Haak, H., Luo, J.-J., Latif, M.,... Roeckner, E. (2005). Ocean Circulation and Tropical Variability in the Coupled Model ECHAM5/MPI-OM. *Journal of Climate*. 18, 3952-3972.

- Kalman, R.E. (1960). A new approach to linear filtering and prediction problems. Transactions of the American Society of Mechanical Engineers. *J. Basic Eng.*, 82, 35–45.
- Kato, C., Nishimura, T., Imoto, H. & Miyazaki, T., (2010). Applicability of HYDRUS to predict soil moisture and temperature in vadose zone of arable land under monsoonal climate region, Tokyo. 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World, Brisbane, Australia.
- Katra, I., Lavee, H., Sarah, P., (2008). The effect of rock fragment size and position on topsoil moisture on arid and semi-arid hillslopes. *Catena Journal*. 72, 49–55.
- Kellomäki, S., Maajärvi, M., Strandman, H., Kilpeläinen, A. & Peltola, H. (2010). Model computations on the climate change effects on snow cover, soil moisture and soil frost in the boreal conditions over Finland. *Silva Fennica*. 44(2), 213–233.
- Kemper, W. D., Nicks, A. D. & Corey, A. T. (1994). Accumulation of water in soils under gravel and sand mulches. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 56–63.
- Kim, S. (2009). Characterization of soil moisture responses on a hillslope to sequential rainfall events during late autumn and spring. *Water Resour. Res.* 45(9). doi:10.1029/2008WR007239
- Klingseisen, B., Metternicht, G. & Paulus, G. (2008). Geomorphometric landscape analysis using a semi-automated GIS-approach. *Environmental Modelling & Software*, 23, 109-121.
- Komuscu, A.U.; Erkan, A. & Oz, S. (1998). Possible impacts of climate change on soil moisture availability in the southeast Anatolia development project región (GAP): An analysis from an agricultural rough perspective. *Climatic Change*, 40, 519–545. Doi:10.1023/A:1005349408201.
- Konz, M., Chiari, M., Rimkus, S., Turowski, J. M., Molnar, P., Rickenmann, D., & Burlando, P. (2011). Sediment transport modelling in a distributed physically based hydrological catchment model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15, 2821-2837, doi:10.5194/hess-15-2821-2011.
- Kosmas, C., Danalatos, N.G., Poesen, J. & van Wesemael, B. (1998). The effect of water vapour adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions. *Agric. Water Manag.*, 36, 157-168.
- Kriticos DJ, Leriche A, Palmer D, Cook DC, Brockerhoff EG, Stephens AEA, Watt MS (2013) Linking climate suitability, spread rates and host-impact when estimating the potential costs of invasive pests. *PLoS One* 8: e54861. doi: 10.1371/journal.pone.0054861
- Kutiel, H., Sharon, D. (1980). Diurnal Variation of Israel. *Arch Meteorogic Geophys Bioklim*. 29A, 387-395.
- Kutiel, P. & Inbar, M., (1993). Fire impact on soil nutrients and soil erosion in a Mediterranean pine forest plantation. *Catena Journal*, 20: 129-139.

- Lacava, T., Brocca, L., Calice, G., Melone, F., Moramarco, T., Pergola, N. & Tramutoli, V., (2010). Soil moisture variations monitoring by AMSU-based soil wetness indices: A long-term inter-comparison with ground measurements. *J. Rem. Sens. Environ.*, 114, 2317–2328. doi:10.1016/j.rse.2010.05.008
- Ladson, A.R. & Moore, I.D. (1992). Soil water prediction on the Konza Prairie by microwave remote sensing and topographic attributes. *J. Hydro.*, 138, 385–407.
- Laing, A., Levizzani, V., Carbone, R. & Ginnetti, R. (2007). Diagnosing the precipitation cycles over Africa and Europe from satellite data [En línea]. Obtenido de: [http://satmet.isac.cnr.it/papers/Laing EUMETSAT-2007.pdf](http://satmet.isac.cnr.it/papers/Laing%20et%20al%20EUMETSAT-2007.pdf).
- Leiva-Gutiérrez, N. (2012). Metodología para el cálculo de la humedad del suelo usando parámetros topográficos (MDE), climáticos y edáficos en un sector del piedemonte depositacional del municipio de Villavicencio (Tesis Maestría). Universidad Nacional de Colombia, Bogotá, Colombia.
- Li, X., Contreras, S., Sole-Benet, A., Cantón, Y., Domingo, F., Lázaro, R.,..., Puigdefabregas, J. (2011). Controls of infiltration-runoff processes in Mediterranean karst rangelands in SE Spain, *Catena Journal*, 86, 98–109.
- Li, X.Y. (2002). Effects of gravel and sand mulches on dew deposition in the semiarid region of China. *Hydro.* 260, 151-160.
- Li, X. Y.: Mechanism of coupling, response and adaptation between soil, vegetation and hydrology in arid and semiarid regions, *Sci.Sin. Terrae.*, 41, 1721–1730, 2011 (in Chinese).
- Lindroth, A., Grelle, A., & Morén, A.S. (1998). Long-term measurements of boreal forest carbon balance reveal large temperature sensitivity. *Global Change Biol.* 4, 443–450.
- Lindström, G; Johansson, B; Persson, M; Gardelin, M & Bergström, S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *J. Hydrol.*, 201(1-4), 272–288.
- Liu, J., Wang, B., Kuang, X. & Ti, R. (2011). Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium: results from a coupled model simulation. *Clim. Dynam.*, 36, 323-336.
- Liu, Y., van Dijk, A.,; Weerts AH; de Jeu RAM, (eds.). (2007) comparison of soil moisture simulated by HBV96 and estimated from TRMM passive microwave observations for a catchment in Southern NSW, Australia', in *MODSIM 2007: International Congress on Modelling and Simulation*, modelling & simulation soc Australia & New Zealand inc, pp. 1723 – 1728.
- Llasat, M.N. & Snyder, R.L. (1998). Data error effects on net radiation and evapotranspiration estimation. *Agricult. Forest Meteo.*, 209-221.

- Llorens, P. (1997). Rainfall Interception by a *Pinus Sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned área. II assessment of the applicability of Gash's analytical model. *J. Hydrol.*, 199, 346-359.
- Llorens, P., Poch, R., Latron, J., & Gallart, F. (1997). Rainfall interception by a *Pinus Sylvestris* forest patch overgrown in a Mediterranean mountainous abandoned área I. Monitoring design and results down to the event scale. *J. Hydrol.*, 199, 331-345.
- Loaiza Usuga, J.C & Poch, R. (2011). Evapotranspiration in *Pinus sylvestris* and *Pinus uncinata* forest plots from water balance component measurements in Mediterranean mountain catchment. Pine Forests: Types, Threats, and Management. Series: Environmental Science, Engineering and Technology Nova Science Publishers, Hauppauge, NY ISBN: 978-1-61324-493-7.
- Loaiza-Usuga J.C. (2007). Soil hydrology in the Rivera Salada Catchment (Catalán Pre Pyrenees) Application of hydrologic models for the estimation of hydrologic transitional regimes (Tesis de doctorado). Universitat de Lleida, Lleida, España.
- Loaiza-Usuga, J.C & Poch, R.M. (2009). Evaluation of soil water balance components under different land uses in a Mediterranean mountain catchment (Catalán Pre-Pyrenees NE Spain) *Zeitschrift für Geomorphologie*, 53(4), 519-537.
- Loaiza-Usuga, J.C. & Pauwels, V.R.N. (2008). Utilización de sensores de humedad para la determinación del contenido de agua en el suelo (Ecuaciones de Calibración). *Suelos Ecuatoriales. SCCS.*, 38(1), 24-33.
- Loaiza, J.C. & Poch, R. (2011). Evapotranspiration in *Pinus sylvestris* and *Pinus uncinata* Forest Plots from Water Balance Component Measurements in a Mediterranean Mountain Catchment. Nova Publishers pp. 81-100
- Loew, A., Stacke, T., Dorigo, W., de Jeu, R. & Hagemann, S.(2013). Potential and limitations of multidecadal satellite soil moisture observations for selected climate model evaluation studies. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 17, 3523–3542.
- López-Moreno, J. I., Goyette, S. & Beniston M. (2008). Climate change prediction over complex áreas: spatial variability of uncertainties and expected changes over the Pyrenees from a set of regional climate models. *Int. J. Climatol.*, **28**, 1535 - 1550.
- López-Moreno, J. I., Hess, T. M., & White, S. M. (2009). Estimation of reference evapotranspiration in a mountainous Mediterranean site using the Penman-Monteith equation with limited meteorological data. *Pirineos*. 164, 7 – 31.

- McGuffie, K. & Henderson-Sellers, A. (2005): *A Climate Modeling Primer*, Third Edition, John Wiley & Sons, New York, 280 pp.
- Mahfouf, J. F. & Noilhan, J. (1991). Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. *J. Appl. Meteorol.*, 30, 1354–1365.
- Mahmood, R. & Hubbard, K.G. (2007). Relationship between soil moisture of near surface and multiple depths of the root zone under heterogeneous land uses and varying hydroclimatic conditions. *Hydro. Process.* 21(25), 3449–3462.
- Ministerio de Agricultura Pesca y Alimentación (MAPA). (1989). Mapa de cultivos y aprovechamientos (escala 1:50.000), Sant Llorenç Mounç (Lerida). Evaluación de Recursos Agrarios, Dirección General de la Producción Agraria. 44p. (In Spanish).
- Mapfumo, E., Chanasyk, D.S. & Willms, W.D. (2004). Simulating daily soil water under foothills fescue grazing with the Soil and Water Assessment Tool model (Alberta, Canada). *Hydrol. Process.* 18(14), 2787-2800.
- Martínez–Cob, A. & Cuenca, R.H. (1992). Influence of elevation on regional evapotranspiration using multivariate geostatistics for various climatic regimes in Oregon. *J. Hydro.*, 136(1-4), 353-380.
- Martínez-Fernández, J., Cano, A., Hernández-Santana, V. & Morán, C. (2007). Evolución de la humedad del suelo bajo diferentes tipos de cubierta vegetal en la Cuenca del Duero. *Estudios de la Zona Húmeda Saturada del Suelo*, VIII, 275-280.
- Martínez-Mena, M., Albaladejo, J., and Castillo, V. (1998). Factors influencing surface runoff generation in a Mediterranean semiarid environment: Chicamo watershed, SE Spain. *Hydrol. Process.*, 12, 741–754.
- Masachs, V. (1981). *Itineraris geològics Bages, Bergueda, Anoia, Solsonés*. Centre d'Estudis Geològics i Paleontològics de l'Escola Universitària Politècnica de Manresa. Barcelona, 15-22. (En Catalán).
- McKenzie, N.J. & Austin, M.P. (1993). A quantitative Australian approach to medium and small scale soil surveys based on soil stratigraphy and environmental correlation. *Geoderma*, 57: 329–355.
- McKenzie, N.J. & Ryan, P.J. (1999). Spatial prediction of soil properties using environmental correlation. *Geoderma*, 89, 67–94.
- Mills, G. (2000): Modelling the water budget of Ireland. Evapotranspiration and soil moisture. *Irish Geographical Journal*, 33, 99–116.
- Mitrakos, K. 1980. A theory for Mediterranean plant life. *Acta ecológica* 1: 245-252.
- Mead R.M., Soppe, R.W.O., and Ayars, J.E. (1996). Capacitance probe observations of daily soil moisture

- fluctuations. Proceedings of the International conference: Evapotranspiration and irrigation scheduling. November 3-6, San Antonio, Texas.
- Molnar, P. (2011). "Calibration". Watershed Modelling. Institute of Environmental Engineering, Chair of Hydrology and Water Resources Management, ETH Zürich. Switzerland.
- Monteith J.L. (1965). Evaporation and the environment. In: The State and Movement of Water in Living Organisms. XIXth Symposium. Soc. for exp. Biol., Swansea. Cambridge University Press. pp. 205-234.
- Moreno L.P. (2009). Respuesta de las plantas al estrés por déficit hídrico. Una revisión [En línea]. *Agronomía Colombiana* 27(2), 179-191. Obtenido de : <http://www.scielo.org.co/pdf/agc/v27n2/v27n2a06>
- Moran, M.S., McElroy, S., Watts, J.M, & Peters-Lidard, C.D. (2004). Radar Remote Sensing for Estimation of Surface Soil Moisture at the Watershed Scale. *Canadian Journal of Remote Sensing*, V. 30, I.5
- Müller, E., Francke, T, Batalla, R. & Bronstert, A. (2009). Modelling the effects of land-use change on runoff and sediment yield for a meso-scale catchment in the Southern Pyrenees. *Catena Journal*, 79, 288–296.
- Naden, P.S. & Watts, C.D. (2001). Estimating climate-induced change in soil moisture at the landscape scale: an application to five areas of ecological interest in the UK. *Clim. Change*, 49, 411–440.
- Nash, J.E., Sutcliffe, J.V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I: a discussion of principles. *J Hydrol*, 10(3), 282–290.
- Nilsen, E.T. & D.M. Orcutt. (1996). *Physiology of plants under stress: abiotic factors*. John Wiley and Sons, Inc., New York. 689 p.
- Niyogi, D. & Xue, Y. (2006). Soil moisture regulates the biological aspects of elevated atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations in a coupled atmosphere biosphere model. *Glob. Planet. Change*, 54, 94–108.
- Norstedt, U., Brandsten, C. O., Bergström, S., Harlin, J. & Lindström, G. (1992). Reevaluation of hydrological dam safety in Sweden. *International Water Power and Dam Construction*, June, 43-49.
- Nunes, J.P., Seixas, J., Keizer, J.J: (2013). Modeling the response of within-storm runoff and erosion dynamics to climate change in two Mediterranean watersheds: A multi-model, multi-scale approach to scenario design and analysis. *Catena Journal*, 102, 27-39.
- Ochoa. M. A. (2014). Impacto de la información a partir de radar meteorológico en la simulación hidrológica distribuida: Simulación de eventos extremos y ventajas para la gestión del riesgo en la cuenca del Río Medellín (Tesis de Maestría). Universidad Nacional de Colombia. Medellín,

Colombia.

- Orozco, M., Poch, R.M., Batalla, R.J. & Balasch, J.C. (2006). Hydrochemical budget of a Mediterranean mountain basin in relation to land use (The Ribera Salada, Catalán Pre - Pyrenees, NE Spain). *Z.Geomorph. N.F.*, 50, 77-94.
- Owe, M., Jones, E.B. & Schmutge, T.J., (1982). Soil moisture variation patterns observed in Harney County, South Dakota. *Water Resour. Bulletin*, 18, 949–954.
- Pan, Z, Arritt, R., Gutowski, W. & Takle, E. (2001). Soil moisture in regional climate models: simulation and projection. *Geophys. Res. Lett*, 28, 2947-2950.
- Pan, Y. (2013). Mediterranean Hydrological Change Projections for the 21st Century Assessed from CMIP5 Simulations (Tesis de Maestría). University of Maryland, College Park, Maryland, USA.
- Pieczka, I., Bartholy, J., Pongrácz, R, Hunyady, A. (2010): Climate change scenarios for Hungary based on numerical simulations with a dynamical climate model. *Lecture Notes in Computer Science*, 5913, 613–620.
- Piñol, J., Lledó, M. J., and Escarré, A. (1991). Hydrological balance of two Mediterranean forest catchments (Prades, northeast Spain). *Hydrological Sciences Journal*. 36 (2), 95 – 107.
- Poch, R. & Antúnez, M. (2010). Aggregate development and organic matter storage in mediterranean mountain soils. *Pedosphere*, 20(6), 702–710.
- Ponce, V. (1989). Catchment Modeling. Ponce (ed). Engineering Hydrology (pp 389-451). , United States of America: Prentice Hall.
- Poyatos, R., Latron, J. & Llorens, P. (2003). Land use and land cover change after agricultural abandonment – the case of a Mediterranean Mountain Área (Catalán Pre-Pyrenees). *Mountain Research and Development.*, 23 (4),362–368.
- Poyatos,R., Llorens,P., and Gallart,F.(2005). Transpiration of montane *Pinus sylvestris* L. and *Quercus pubescens* Willd. forest stands measured with sap flow sensors in NE Spain, *Hydrological Earth System Sci. Discuss.*, 2, 1011-1046.
- Qiu, Y., Fu, B., Wang, J. & Chen, L. (2001). Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. *J. Hydro.*, 240, 243–263.
- Rana, G. & Katerji, N. (2000). Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *Europ. J. Agro.*, 13, 125–153.

- Reichle, R. & Koster, R. (2004). Bias reduction in short records of satellite soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, 31, L19501. doi:10.1029/2004GL020938.
- Reichle, R.H., Walker, J.P., Koster, R.D. & Houser, P.R. (2002), Extended versus Ensemble Kalman filtering for land data assimilation. *J. Hydromet.*, 3(6), 728–740.
- Rientjes, T., Tamiru, A. & Almaj, A. (2013). Diurnal rainfall variability over the Upper Blue Nile Basin: A remote sensing based approach. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.*, 21, 311–325. <http://dx>.
- Robock, A., Schlosser, C.A., Vinnikov, K.Y., Speranskaya, N.A., Entin, J.K. & Qiu, S. (1998). Evaluation of the AMIP soil moisture simulations. *Glob. Planet. Chang.*, 19,181–208.
- Rodríguez-Iturbe, I. (2000). Ecohydrology: a hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resour. Res.*, 36,3–9
- Saelthun, N.R., Aittoniemi, P., Bergström, S., Einarsson, K., Jóhannesson, T., Lindström, G.,... Aamodt, K.O. (1998). Climate change impacts on runoff and hydropower in the Nordic countries. Final report from the project "Climate Change and Energy Production". TemaNord 1998:552, Nordic Council of Ministers, Copenhagen.
- Sánchez, N., Martínez-Fernández, J., Calera, A., Torres, E. & Pérez-Gutiérrez, C. (2010). Combining remote sensing and in situ soil moisture data for the application and validation of a distributed water balance model (HIDROMORE). *Agric. Water Manag.*, 98, 69–78.
- Seibert, J. (1997). Estimation of parameter uncertainty in the HBV model. *Nordic Hydrology*. 28 (4-5), 247-262.
- Seibert, j., Stendahl, J. & Sørensen, R. (2007). Topographical influences on soil properties in boreal forests. *Geoderma*, 141, 139–148.
- SENAMHI. (2005). Escenarios de cambio climático Futuros y Disponibilidad del Recurso Hídrico en la Cuenca del Río Santa, Editor Consejo Nacional del Ambiente, Perú– CONAM, ISBN 9972-824-19.
- Seneviratne, S., Corti, T., Davin, E., Hirschi, M., Jaeger, E., Lehner, I., ..., & Teuling, A. (2010). Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Sci. Rev.*, 99, 125–161.
- Sheffield J, Wood EF (2007) Characteristics of global and regional drought, 1950–2000: analysis of soil moisture data from off-line simulation of the terrestrial hydrologic cycle. *J Geophys. Res.*, 112, D17115.
- Šípek, V. & Tesar, M. (2013). Soil moisture simulations using two different modelling Approaches. *Die Bodenkultur*, 64 (3–4), 99-103. Recuperado de:

<https://diebodenkultur.boku.ac.at/volltexte/sondernummern/band-64/heft-3-4/sipek.pdf>.

- Smirnova, T.G., Benjamin, S.G., Brown, J.M., Schwartz, B., Kim, D. (2000). Validation of long-term Precipitation and evolved soil moisture and temperature fields in maps. Comunicación presentada en: the 80th AMS Annual Meeting, Logn Beach, Estados Unidos.
- Sole, S.L. (1973). Algunos aspectos de la tectonica del Pirineo Oriental entre los ríos Segre y Llobregat. *Acta Geológica Hispanica*, VIII(3), 81-89.
- SSS. (2010). Keys to soil taxonomy. Soil Conservation Service, US Department of Agriculture, Washington, DC.
- Suet, C. & Lam, Y. (2004). Comparison of flow routing algorithms used in Geographic Information Systems (Tesis de maestría). University of Southern California, Faculty of the Graduate School. 97pp.
- Stanhill, G., & Cohen, S. (2001). Global dimming a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agriculture and Forest Meteorology*, 107, 255–278.
- Stevens, B., Giorgetta, M. A., Esch, M., Mauritsen, T., Crueger, T., Rast, S.,... Roeckner, E. (2011). Atmospheric component of the MPI-M Earth System Model: ECHAM6. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 5, 146-172.
- Tamiru, A., Habibb, E, Elsaadani, M. & Rientjes, T. (2013). Inter-comparison of satellite rainfall products for representing rainfall diurnal cycle over the Nile basin. *Int. J. Appli. Earth Obs. Geoinf.*, 21, 233-240.
- Tarboton, D.G., (1997). A new method for the determination of flow directions and upslope areas in grid digital elevation models. *Water Resour. Res.*, 33(2), 309-319.
- Taylor, C.M. & Lebel, T. (1998). Observational evidence of persistent convective-scale rainfall patterns. *Monthly Weather Review*, 126(6), 1597-1607.
- Thorne, R. & Woo, M. (2006). Efficacy of a hydrologic model in simulating discharge from a large mountainous catchment. *J. Hydrol.* 330, 301–312.
- Tromp-van Meerveld, H.J. & Mc Donnell, J.J. (2006). On the interrelations between topography, soil depth, soil moisture, transpiration rates and species distribution at the hillslope scale. *Advan. Water Resour.* 29, 293–310.
- Ubalde, B.J.M. (1997). Monitorizació dels canvis d'ús del sol a la capçalera de la conca de la ribera de Salada- unpbu [Tesis Maestría]. Universitat de Lleida, Lleida, España.(En Catalán).

- Ubalde, JM., Rius, J. & Poch, RM. (1999). Monitorización de los cambios del uso del suelo en la cabecera de la Cuenca Ribera Salada mediante fotografía aérea y SIG [ *El Solsonès, Lleida, España*]. *Pirineos*. 153-154. 101-122.
- UNAL-Universidad Nacional de Colombia. (2014). Simulación Hidrológica y de Sedimentos de las Cuencas Abastecedoras del Embalse Río Grande II. Recuperado de: [http://www.siata.gov.co/operacional/modelohidrologico/informe\\_2\\_Rio\\_Grande/00\\_Informe.pdf](http://www.siata.gov.co/operacional/modelohidrologico/informe_2_Rio_Grande/00_Informe.pdf).
- Valenzuela I. & Torrente A. (2010). Ciencia del Suelo-Principios Básicos. En H. Burbano & F. Silva. Física de Suelos (pp 139-212). Bogotá: Sociedad Colombiana de la Ciencia del Suelo.
- Valladares, F., Vilagrosa, A., Peñuelas, S., Ogaya, R., Camarero, J.J., Corcuera, L., Siso, S. & Gil – Pelegrin, E. (2004). Estrés hídrico: ecofisiología y escalas de la sequía. En: Valladares, F. Ecología del bosque mediterráneo en un mundo cambiante, 163-190, Ministerio de medio ambiente, Madrid.
- Várallyay, G. (2010). The impact of climate change on soils and on their water management. *Agro. Res.*, 8 (Special Issue II), 385–396.
- Vélez J.I. (2001). Desarrollo de un Modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de crecidas. Universidad Politécnica de Valencia. Valencia, España.
- Vélez, J.I, Alvarez, O.D., Alarcón, J. & Quintero, F. (2004). Modelo distribuido hidrológico y geotécnico para determinar la amenaza de deslizamiento superficial [en línea]. Primer Congreso Colombiano de Hidrogeología, Medellín, Colombia. Recuperados de: <http://www.bdigital.unal.edu.co/4438/#sthash.ieZIZ4BG.dpuf>.
- Vélez, J., Francés, F. & Vélez, J. I. (2005). TETIS: A Catchment Hydrological Distributed Conceptual Model. *Geophysical Research Abstracts*, 7, 03503.
- Vélez,J.J., Puricelli,M., López-Unzu,F., & Francés,F.(2009). Parameter extrapolation to ungauged basins with a hydrological distributed model in a regional framework, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 13, 229-246.
- Velásquez, N. (2011). Simulación de sedimentos a partir de un modelo conceptual y distribuido no lineal (Tesis Maestría). Universidad Nacional de Colombia, Medellín, Colombia.
- Venkatesha, B. , Lakshmanb, N., Purandaraa, B.K. & Reddy, V.B. (2011). Analysis of observed soil moisture patterns under different land covers in Western Ghats, India. *J. Hydro.*, 397, 281–294.
- Verhoef, A., Fernández-Gálvez, J. Díaz-Espejo, A., Main, B.E & El-Bishti, M. (2006). The diurnal course of soil moisture as measured by various dielectric sensors: Effects of soil temperatura and the implications for evaporation estimates. *J. Hydro.*, 321, 147-162.

- Verma, P., Yeates, J. & Daly, E. (2011). A stochastic model describing the impact of daily rainfall depth distribution on the soil water balance. *Adv. Water Resour.*, 34, 1039–1048.
- Verstraeten, W., Veroustraete, F. & Feyen, J. (2008). Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors (Basel)*, 8(1), 70-117.
- Vehvilainen, B., and Lohvansuu, J. (1991) The effects of climate change on discharges and snow cover in Finland, *Hydrological Sciences Journal*, Vol. 36, pp. 109-121.
- Vicente Serrano, S.M., González-Hidalgo, J.C., de Luis, M. y Raventós, J., (2004), Spatial and temporal patterns of droughts in the Mediterranean área: the Valencia region (East-Spain). *Clim. Research* 26: 5-15.
- Wang, L. & Yang, Y.S. (2008). An approach to catchment-scale groundwater nitrate risk assessment from diffuse agricultural sources: a case study in the Upper Bann, Northern Ireland, *Hydrological Processes*, 22 (21), 4274-4286.
- Wang, S., Fu, B., Gao, G., Liu, Y. & Zhou, J. (2013). Responses of soil moisture in different land cover types to rainfall events in a re-vegetation catchment área of the Loess Plateau, China. *Catena Journal* 101, 122–128. doi:10.1016/j.Catena Journal.2012.10.006
- Weekley, C., Gagnon, D., Menges, E., Quintana-Ascencio, P. & Saha S. (2007). Variation in soil moisture in relation to vegetation, gaps, and time-since-fire in Florida scrub. *Ecoscience*, 14(3), 377-386.
- Western, A., Grayson, R. & Blöschl, G. (2002). Scaling of soil moisture: A Hydrologic Perspective. *Annual Reviews. Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 30, 149–80.
- Western, A.W., Grayson, R.B., Blöschl, G., Willgoose, G.R. & McMahon, T.A. (1999), Observed spatial organization of soil moisture and its relation to terrain indices. *Water Resour. Res.*, 35(3), 797–811.
- Wilson, D.J., Western, A.W. & Grayson, R.B., (2005). A terrain and data-based method for generating the spatial distribution of soil moisture. *Adv. Water Res.*, 28, 43–54.
- WMO. (2008). Guide to hydrological practices [En línea]. Obtenido de [http://www.whycos.org/hwrrp/guide/chapters/english/original/WMO168\\_Ed2008\\_Vol\\_I\\_Ch4\\_Up2008\\_en.pdf](http://www.whycos.org/hwrrp/guide/chapters/english/original/WMO168_Ed2008_Vol_I_Ch4_Up2008_en.pdf)
- Xianghu, L., Qi, Z. Xuchun, Y. (2013) Effects of spatial information of soil physical properties on hydrological modeling based on a distributed Hydrological model. *Chinese Geographical Sciences*, 13 (2), 182-193.
- Zappa, M. & Gurtz, J. (2003). Simulation of soil moisture and evapotranspiration in a soil profile during the 1999 MAP\_Riviera Campaign. *Hydro. Earth Syst. Sci.*, 6, 903-919.

- Zehe, E., Graeff, T., Morgner, M., Bauer, A. & Bronstert, A. (2010). Plot and field scale soil moisture dynamics and subsurface wetness control on runoff generation in a headwater in the Ore mountains. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 14, 873–889.
- Zhang, Y., Liu, J., Xu, X., Tian, Y., Li, Y. & Gao, Q. (2010). The response of soil moisture content to rainfall events in semi-arid area of Inner Mongolia. International Society for Environmental Information Sciences (ISEIS). *Proc. Env. Sci.*, 2, 1970–1978.
- Zhang, G. P. & Savenije, H. H. G. (2005). Rainfall-runoff modelling in a catchment with a complex groundwater flow system: application of the Representative Elementary Watershed (REW) approach. *Hydrology and Earth System Sciences. Sci.*, 9, 243–261.
- Zhang, W., Xu, Y., Wang, Y. & Peng H. (2014). modeling sediment transport and river bed evolution in river system. *Journal of Clean Energy Technologies*, 2 (2), 175-179.