

## Agraïments

Vull agrair la col·laboració de totes aquelles persones i institucions que han fet possible la realització d'aquesta tesi.

En primer lloc als directors de la tesi. Al Dr. Francesc Ramírez de Cartagena que va confiar en mi per tal de dur a terme aquest treball i que va introduir-me en els temes de simulació de la dinàmica d'aigua al sòl amb seu model SIMDAS, que ha estat la llavor d'aquest treball. També li he d'agrair el seu suport i interès al llarg de la realització de la tesi. Al Dr. Javier Barragán per ajudar a posar en ordre les idees i estructurar aquest treball, i també per la seus valuosos comentaris, revisions i suport al llarg de tot aquest temps.

Als companys de la Secció de Producció Animal i Enginyeria Agroforestal, Francesc Ramírez de Cartagena, Jaume Puig, Ricard Poch, Miquel Duran, Joan Pujol, Xevi Puigvert i Lluís Bosch per la seva col·laboració i disposició en tot el que fa referència a la tesi i al dia a dia.

A en Jaume Puig per l'ajuda rebuda al llarg de tot aquest llarg període de tesis.

A en Ricard Poch per la seva col·laboració en les dures feines del muntatge de camp i per les seves discussions sobre els models de simulació.

A en Lluís Bosch i l'Albert Turné per la seva ajuda en els temes de tractament d'imatges.

A la Fundació Experimental Mas Badia que ha col·laborat amb la cessió de parcel·les de l'assaig, amb la realització de les feines culturals, amb els aparells de mesura i de laboratori i amb el seu personal.

Al Campus Agroalimentari de la Universitat de Girona a Monells: Semega i Escola de Capacitació Agrària per la cessió de les parcel·les de l'assaig en aquesta localització i per la realització de les feines culturals.

A en Joan Bonany de la Fundació Mas Badia per la seva ajuda en el plantejament de les experiències, per compartir les seves dades experimentals i pel seu anàlisi crític, especialment pel que fa als models.

A en Narcís Teixidor, l'Oscar Palou i en Francesc Domingo per la seva ajuda en la descripció de les calicates.

Als becaris de recerca de la Fundació Mas Badia per la seva col·laboració en les tasques de camp i per les estones de recolliment a l'hora del cafè i pasta.

A la Rafi Cáceres de l'IRTA de Cabrils per la seva ajuda en la calibració de la sonda TDR.

A tots aquells amics i companys que m'han fet costat al llarg de tots aquests anys i que m'han fet veure que hi ha un altre món a part del de la Universitat.

A l'Inday i a tota la meva família pel seu amor i suport incondicional i continu.

A tots aquells que d'una manera o altra m'han ajudat, encara que el seu nom no figuri de forma explícita en aquestes línies; sense ells tampoc hauria estat possible.

## RESUM

Els sistemes de reg localitzat són els que permeten assolir una major eficiència en l'ús de l'aigua. De totes maneres, la tecnologia del reg per si mateixa no garanteix aquest objectiu, a més cal un disseny i un maneig adequats a les característiques del sòl i de la planta.

En aquesta tesi es tracta l'aplicació de models de simulació del moviment d'aigua al sòl com a eina per a ajudar en el disseny i maneig dels sistemes de reg localitzat.

Una de les tasques que s'ha realitzat al llarg de la tesi es la d'implementar noves funcions en el model de simulació numèric SIMDAS (Ramírez de Cartagena i Sáinz, 1997). Aquest model no permetia considerar l'evaporació en sòl nu, la formació de la bassa en la superfície del sòl, ni la distribució d'aigua al sòl en una línia d'emissió continua. Tots aquests aspectes, que limitaven l'aplicació pràctica del model, han estat incorporats.

La distribució dels continguts d'aigua al sòl obtinguts amb el model SIMDAS s'ha comparat amb els d'un altre model de simulació numèric, l'HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999) i amb els de la solució analítica, vàlida en règim transitori, desenvolupada per Warrick (1974).

Els resultats de SIMDAS han mostrat una alta correlació amb els d'HYDRUS-2D, especialment quan els temps de simulació han estat relativament curts, on el coeficient de determinació ( $R^2$ ) ha estat proper a 0.9. No es pot dir el mateix pel que fa a la solució de Warrick (1974) on els  $R^2$  han estat al voltant de 0.5.

Els resultats d'aquests tres models també s'han comparat amb els de proves de camp realitzades en diferents tipus de sòl i sense presència de cultiu. Els resultats de la comparació han mostrat que els models SIMDAS i HYDRUS-2D prediuen la distribució d'aigua al sòl de forma similar. L'arrel de l'error quadràtic mig (RMSE), que va ser l'estadístic de comparació utilitzat, va estar comprès entre 0.02 y 0.05  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  en ambdós casos. Cal indicar que quan els temps de simulació van ser importants, els errors comesos amb el model SIMDAS van ser superiors als comesos amb HYDRUS-2D, fet que s'atribueix a una sobreestimació de l'evaporació en el model SIMDAS.

Es destaca que les mesures del contingut d'aigua al sòl, preses a camp amb una sonda TDR, no han estat exemptes d'error. En les calibracions realitzades en relació al mètode gravimètric, els valors del RMSE van estar compresos entre 0.03 i 0.05  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

La simulació de la dinàmica de la bassa formada sota els emissors realitzada amb SIMDAS es va comparar amb observacions experimentals i amb diverses solucions analítiques en règim permanent. L'evolució en el temps simulada pel model s'ajusta molt bé a les observacions realitzades. Pel que fa al radi màxim de la bassa calculat amb les solucions analítiques, aquest presenta importants diferències amb el determinat amb SIMDAS i amb el que es va observar experimentalment. D'entre les solucions analítiques la de Wooding (1968) és una de les que prediu millor el radi màxim de la bassa. Tot i això aquesta solució, que s'utilitza correntment en el disseny agronòmic dels sistemes de reg per degoteig, ha donat valors del radi màxim inferiors als valors observats i simulats amb SIMDAS, fet que podria comportar un sobredimensionament de la instal·lació de reg.

Finalment també es va utilitzar el model HYDRUS-2D per tal de calibrar els paràmetres de les funcions hidràuliques del sòl a partir de mesures en continu del potencial i contingut d'aigua al sòl preses en una plantació de pomeres al llarg d'una campanya de reg.

Aquest mètode invers va permetre ajustar els paràmetres de les funcions hidràuliques del sòl satisfactòriament quan es va disposar de mesures simultànies del contingut d'aigua i del potencial, però no quan només va disposar de mesures de contingut d'aigua.

Una vegada calibrat el model aquest va permetre predir l'evolució de l'estat hídic del sòl al llarg de la campanya de reg.

## RESUMEN

Los sistemas de riego localizado son los que permiten alcanzar una mayor eficiencia en el uso del agua. De todas maneras, la tecnología del riego por sí misma no garantiza este objetivo, además son necesarios un diseño y un manejo adecuados a las características del suelo y de la planta.

En esta tesis se trata la aplicación de los modelos de simulación del movimiento de agua en el suelo como herramienta para ayudar al diseño y manejo de los sistemas de riego localizado.

Una de las tareas que se han realizado a lo largo de la tesis es la de implementar nuevas funciones en el modelo SIMDAS (Ramírez de Cartagena y Sáinz, 1997). Este modelo no permitía considerar la evaporación en un suelo sin cobertura vegetal, la formación del charco en la superficie del suelo, ni la distribución de agua en el suelo bajo una línea de emisión continua. Todos estos aspectos, que limitaban la aplicación práctica del modelo, han sido incorporados.

La distribución de los contenidos de agua en el suelo obtenidos con el modelo SIMDAS se han comparado con los de otro modelo de simulación numérico, HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999) y con los de la solución analítica, válida en régimen transitorio, desarrollada por Warrick (1974).

Los resultados de SIMDAS han mostrado una alta correlación con los de HYDRUS-2D, especialmente cuando los tiempos de simulación han sido relativamente cortos, en cuyo caso el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) fue cercano a 0.9. No puede decirse lo mismo en referencia a la solución de Warrick (1974) dado que los  $R^2$  fueron aproximadamente de 0.5.

Los resultados de estos tres modelos también se compararon con los de las pruebas de campo realizadas en distintos tipos de suelo y sin presencia de cultivo. Los resultados de la comparación mostraron que los modelos SIMDAS y HYDRUS-2D predicen la distribución de agua en el suelo de forma similar. La raíz del error cuadrático medio (RMSE), que fue el estadístico de comparación utilizado, estuvo comprendida entre 0.02 y 0.05  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  en ambos casos. Debe indicarse que cuando los tiempos de simulación fueron largos, los errores cometidos con el modelo SIMDAS fueron superiores a los cometidos con HYDRUS-2D, hecho que se atribuye a una sobreestimación de la evaporación en el modelo SIMDAS.

Se destaca que las medidas del contenido de agua en el suelo, realizadas en campo con una sonda TDR, no estuvieron exentas de error. En las calibraciones realizadas en relación al método gravimétrico, los valores de la RMSE estuvieron comprendidos entre 0.03 y 0.05  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

La simulación de la dinámica del charco formado bajo los emisores realizada con SIMDAS se comparó con observaciones experimentales y con diversas soluciones analíticas en régimen permanente. La evolución en el tiempo simulada por el modelo se ajusta muy bien a las observaciones realizadas. En lo que se refiere al valor del radio máximo del charco calculado con las soluciones analíticas, presenta diferencias importantes respecto a los valores calculados con SIMDAS y respecto a las observaciones experimentales. Entre las soluciones analíticas la de Wooding (1968) es la que mejor predice el radio máximo del charco. Aún así esta solución, que se utiliza corrientemente en el diseño agronómico de los sistemas de riego por goteo, dio valores del radio máximo inferiores a los observados y a los simulados con SIMDAS, hecho que podría comportar un sobredimensionamiento de la instalación de riego.

Finalmente también se utilizó el modelo HYDRUS-2D para calibrar los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo a partir de medidas en continuo del potencial y del contenido de agua en el suelo tomadas en una plantación de manzanos a lo largo de una campaña de riego.

Este método inverso permitió ajustar los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo satisfactoriamente cuando se dispuso de medidas simultáneas del contenido de agua y del potencial, pero no cuando sólo se dispuso de medidas del contenido de agua.

Una vez calibrado el modelo, este permitió predecir la evolución del estado hídrico del suelo a lo largo de la campaña de riego.

## ABSTRACT

Microirrigation systems are those which allow achieving higher efficiency in water use. In any case, irrigation technology by itself doesn't guarantee this goal, besides a design and management according to soil and plant characteristics are required.

In this thesis we treat the application of simulation models for soil water movement as a tool to help in the design and management of microirrigation systems.

One of the tasks that we realised along the thesis was to implement new functions in the numerical simulation model SIMDAS (Ramírez de Cartagena and Sáinz, 1997). This model could not take into account evaporation into bare soil, formation of ponded area on soil surface, nor distribution of water beneath a continuous emission line. All these aspects, which limited practical application of the model has been incorporated.

Distribution of soil water contents computed with SIMDAS model has been compared with the ones of another numerical model, HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999) and with the ones of a time-dependent analytical solution, developed by Warrick (1974).

Results of SIMDAS show a high correlation with the results of HYDRUS-2D, especially when simulation time was relatively short, in which case determination coefficient ( $R^2$ ) has been close to 0.9. The same could not be said in which concern Warrick's (1974) solution, as  $R^2$  has been around 0.5.

The results of these three models have been also compared with the ones obtained from field experiences in different soil types uncultured.

The results of the comparison have showed that SIMDAS and HYDRUS-2D models predict soil water distribution in a similar way. Root mean square error (RMSE), which was the statistical of comparison used, was included between 0.02 and 0.05  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  in both cases. We should note that, when simulation time was relatively long, RMSE was higher with SIMDAS than with HYDRUS-2D, this fact was attributed to an overestimation of the evaporation in SIMDAS model.

We also should emphasize that the measurement of soil water content, take at field with TDR probe, was not error free. In calibrations realized comparing TDR measurement with gravimetric ones, RMSE values were included between 0.03 and 0.05  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

Simulation of the dynamics of ponded area under the emitter carried out with SIMDAS was compared with experimental observations and with different analytical solutions in permanent regime. The evolution in time simulated by the model fits very well the observed values. In which concerns maximum radius of ponded area computed with the analytical solutions, this differs very much from both, SIMDAS and experimental results. Between analytical solutions, Wooding's (1968) predicts better ponded radius. Nevertheless this solution, which is extensively used in the design of microirrigation systems, gave values of maximum ponded radius under the observed ones and also under the simulated with SIMDAS, this fact could yield an over dimensioning of the irrigation system.

Finally we also use HYDRUS-2D model to calibrate parameters of the hydraulic soil functions from continuous measurements of potential and water content into the soil taken in an apple plantation along the irrigation campaign.

This inverse method allowed fitting the parameters of the soil hydraulic functions satisfactorily when we had simultaneous measurements of soil water content and potential, but not when we only had soil water content measurements.

Once the model was calibrated, it allows predicting soil water status along the irrigation campaign.



<b>CAPÍTULO 1 : REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>1</b>
1.1.-DEFINICIÓN E IMPORTANCIA DE LOS SISTEMAS DE RIEGO LOCALIZADO.....	1
1.2.-EL DISEÑO Y EL MANEJO DE LOS RIEGOS POR GOTEO.....	2
1.2.1.- <i>Diseño agronómico en riego por goteo</i> .....	2
1.2.2.- <i>Manejo de los sistemas de riego localizado</i> .....	3
1.3.-SIMULACIÓN DEL MOVIMIENTO DE AGUA EN EL SUELO.....	4
1.3.1.- <i>Aplicación de modelos matemáticos al diseño y/o manejo de los sistemas de riego localizado</i> 4	
1.3.2.- <i>Las ecuaciones matemáticas que rigen el movimiento de agua en medio poroso</i> .....	5
1.3.3 - <i>Relaciones constitutivas de la ecuación de Richards: Funciones de las propiedades hidráulicas del suelo</i> .....	7
1.4.- LOS MODELOS ANALÍTICOS .....	10
1.4.1.- <i>Simulación de la zona saturada bajo los emisores</i> .....	11
1.4.2.- <i>Simulación de la distribución de agua en el suelo en riego localizado: Modelos analíticos</i> .18	
1.5.- LOS MODELOS NUMÉRICOS PARA DETERMINAR LA DISTRIBUCIÓN DE AGUA EN EL SUELO EN RIEGO POR GOTEO .....	21
1.5.1.- <i>Características de la distribución de agua en el suelo en los sistemas de riego localizado: Hipótesis adoptadas</i> .....	21
1.5.2.- <i>Modelos analíticos vs. Numéricos</i> .....	24
1.5.3.- <i>Antecedentes del modelo de simulación SIMDAS</i> .....	24
1.5.4.- <i>Descripción del modelo HYDRUS-2D (H-2D)</i> .....	25
1.6.- DISTRIBUCIÓN DE AGUA EN EL VOLUMEN DE SUELO MOJADO .....	26
1.6.1.- <i>Hipótesis de simetría en la distribución de agua bajo un emisor aislado</i> .....	26
1.6.2.- <i>La hipótesis de flujo plano bajo una línea de emisores</i> .....	26
1.6.3.- <i>El volumen de suelo mojado por un emisor aislado: Determinación del la profundidad y la anchura máximas del volumen de suelo mojado (VSM)</i> .....	26
1.6.4.- <i>Uniformidad en la distribución del contenido de agua dentro del volumen de suelo mojado por un emisor aislado</i> .....	27
<b>CAPÍTULO 2: OBJETIVOS DE LA TESIS.....</b>	<b>28</b>
<b>CAPÍTULO 3 : METODOLOGÍA .....</b>	<b>29</b>
3.1.- CARACTERIZACIÓN FÍSICA E HIDRÁULICA DE LOS SUELOS .....	29
3.1.1.- <i>Descripción de los suelos donde se realizaron las experiencias</i> .....	29
3.1.2.- <i>Métodos para la determinación de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo en laboratorio</i> .....	29
3.1.3.- <i>Características físicas e hidráulicas del suelo en laboratorio</i> .....	30
3.1.4.- <i>Propiedades hidráulicas de los suelos determinadas en campo</i> .....	33
3.1.4.1.- <i>Método del infiltrómetro de doble anillo</i> .....	33
3.1.4.2.- <i>Método del Gotero</i> .....	36

3.1.4.3- Comparación de los valores de $K_s$ determinados con distintos métodos de laboratorio y de campo .....	39
3.1.4.4.- Caracterización del comportamiento hidrodinámico del suelo no saturado: Método del perfil instantáneo.....	40
3.1.5.- Ajuste de las funciones hidráulicas del suelo.....	43
3.1.5.1.- Determinación de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten-Mualem (VG-M) mediante el ajuste a datos experimentales .....	43
3.1.5.2.- Determinación de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten-Mualem (VG-M) mediante ecuaciones de edafo-transferencia.....	45
3.1.5.3.- Calibración de las funciones hidráulicas del suelo mediante modelos numéricos .....	47
3.1.5.4.-Características básicas de los métodos para la determinación de la curva de retención $\theta(h)$ y de conductividad hidráulica insaturada, $K(h)$ o $K(\theta)$ .....	49
3.1.5.5- Reflexiones generales respecto a los métodos de determinación de las propiedades hidráulicas del suelo.....	50
3.2.- DISPOSITIVOS DE MEDIDA DEL CONTENIDO Y POTENCIAL DE AGUA EN EL SUELO.....	51
3.2.1.- Medidas del contenido de agua en el suelo a partir del método gravimétrico.....	51
3.2.2.- Determinación del contenido de agua en el suelo a partir de una sonda TDR (IMKO TRIME-T <sup>®</sup> ) .....	52
3.2.3.- Determinación del contenido de agua en el suelo a partir de una sonda FDR (ENVIROSCAN <sup>®</sup> ) .....	54
3.2.4.- Medidas del potencial de agua en el suelo.....	54
3.3.- MÉTODOS DE COMPUTACIONALES IMPLEMENTADOS EN SIMDAS.....	56
3.3.1.- Modificación de la condición de contorno en superficie en el modelo SIMDAS .....	56
3.3.2.-Descripción del nuevo modelo SIMDAS adaptado al flujo plano.....	59
3.3.2.1.-Condiciones iniciales y de contorno.....	60
3.3.2.2.- Procedimiento de resolución.....	60
3.3.2.3- El balance de masas en el modelo de flujo plano.....	63
3.3.3.- Implementación de la evaporación en el modelo SIMDAS .....	65
3.3.3.1.-Aplicación de las ecuaciones en el modelo SIMDAS .....	66
3.4.- DETERMINACIÓN DE LOS VOLÚMENES DE SUELO MOJADO A PARTIR DE MEDIDAS EXPERIMENTALES .....	66
3.4.1.-Dispositivo experimental.....	66
3.4.2.- Pruebas realizadas con un emisor aislado.....	68
3.4.3.- Pruebas realizadas con una línea de emisores .....	69
3.4.4.-Tratamiento de los datos experimentales .....	70
3.4.4.1.- Tratamiento de los datos experimentales en el caso de un emisor aislado.....	70
3.4.4.2- Tratamiento de los datos en las experiencias con la línea de emisores.....	72
3.5.- MODELACIÓN ANALÍTICA Y COMPARACIÓN CON MEDIDAS EXPERIMENTALES.....	74
3.5.1.- Soluciones para determinar la extensión del charco superficial, comparación con medidas experimentales.....	74

3.5.2- Soluciones para la determinación de la distribución de agua en el suelo .....	75
3.6.- MODELACIÓN NUMÉRICA Y COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS DE LOS MODELOS SIMDAS E	
HYDRUS-2D VS. MEDIDAS EXPERIMENTALES .....	75
3.6.1- Condiciones iniciales y de contorno impuestas en las simulaciones.....	75
3.6.2.-Evaluación de los modelos.....	77
3.6.3.- Los balances de masa.....	77
3.6.4.-Análisis de las fuentes de error.....	77
3.6.5.- Comparación entre los contenidos de agua simulados con los modelos SIMDAS e HYDRUS-	
2D entre ellos y de estos con datos experimentales.....	78
3.6.6.- Comparación de la profundidad (D) y extensión horizontal máxima (W) del volumen de suelo	
mojado (VSM) simulada con los modelos numéricos y determinada experimentalmente.....	79
3.7.-MODELACIÓN DIRECTA E INVERSA CON EL MODELO HYDRUS-2D A NIVEL DE CAMPAÑA DE RIEGO Y	
CON PRESENCIA DE CULTIVO .....	79
3.7.1.- Las experiencias de campo .....	79
3.7.2.-Modelado de la dinámica de agua en el suelo .....	80
3.7.3.- Condiciones iniciales y de contorno adoptadas en las simulaciones con HYDRUS-2D.....	80
3.7.4.- Determinación del término de extracción de agua por la planta.....	81
3.7.5.- Selección de los parámetros a optimizar.....	83
3.7.6.- Utilización de las medidas experimentales obtenidas en los distintos tratamientos de riego.	84
<b>CAPÍTULO 4 : RESULTADOS Y DISCUSIÓN.....</b>	<b>85</b>
4.1.- REFERENTES A LA DETERMINACIÓN DE LOS VOLÚMENES DE SUELO MOJADO A PARTIR DE MEDIDAS	
EXPERIMENTALES.....	85
4.1.1.- Pruebas con un emisor aislado .....	85
4.1.1.1.- Comprobación de la hipótesis de simetría axial .....	85
4.1.1.2.- Distribución del agua en el suelo.....	87
4.1.1.3.- Extensión horizontal (W) y vertical (D) del VSM.....	90
4.1.1.5.- Evolución de la uniformidad del contenido medio de agua dentro del VSM.....	98
4.1.1.6.- Evolución de la uniformidad del contenido medio de agua en un volumen de referencia	
constante en Monells 2 .....	100
4.1.2.- Pruebas con línea de emisores.....	102
4.1.2.1.- Distribución del agua en la superficie del suelo .....	102
4.1.2.2.- Distribución del agua en el suelo bajo la línea de emisores.....	103
4.1.2.3.-Evolución de las extensión horizontal (W1 y W2) y profundidad (D) en el volumen de suelo	
mojado (VSM) formado bajo la línea de emisión.....	105
4.1.2.4.- Uniformidad del contenido de agua dentro de un volumen de suelo de referencia .....	108
4.1.3.-Discusión de los resultados de las pruebas de campo .....	111
4.1.3.1.-Hipótesis de simetría.....	111
4.1.3.2.-Factores que afectan la distribución de agua en el suelo: caudal del emisor, volumen de	
agua aplicado, tipo de suelo, efecto de riegos precedentes.....	112
4.1.3.3.- Contenido medio de agua en el suelo y uniformidad .....	114

4.2.- REFERENTES A LAS SOLUCIONES ANALÍTICAS .....	114
4.2.1.-Determinación de la extensión del charco formado bajo los emisores.....	114
4.2.1.1.- Determinación del radio saturado último ( $r_0$ ) en las pruebas con emisores aislados .....	115
4.2.1.2.- Determinación de la semi-anchura de la franja saturada última, $x_0$ (cm) .....	117
4.2.2.-Determinación de la distribución de agua en el suelo .....	118
4.2.2.1.- Verificación de la hipótesis de régimen estacionario .....	118
4.2.2.2.-Comprobación de la hipótesis adoptada en la solución en régimen transitorio.....	118
4.2.2.3.- Incidencias acontecidas en la aplicación de la solución analítica .....	119
4.2.2.4.-Comparación de los resultados de las simulaciones con observaciones experimentales ...	119
4.3.-REFERENTES A LA MODELACIÓN NUMÉRICA CON LOS MODELOS SIMDAS E HYDRUS-2D .....	120
4.3.1.-Simulación numérica de la formación del charco en superficie en el modelo SIMDAS .....	120
4.3.1.1.- La importancia del sellado en la dimensión del charco y su consideración en el modelo SIMDAS.....	123
4.3.1.2.- Análisis de la sensibilidad de la elección del tamaño de malla e intervalo entre iteraciones en las predicciones de la extensión del charco.....	125
4.3.2.- Determinación de la distribución de agua en el suelo con los modelos numéricos .....	125
4.3.2.1.- Evolución del contenido de agua en el tiempo tras sucesivos riegos.....	129
4.3.3.- Comparación de los modelos para la evaporación en HYDRUS-2D y SIMDAS.....	130
4.3.4.-Efecto de la presencia de distintos horizontes en la distribución de agua en el suelo.....	132
4.3.5.- Análisis de sensibilidad: Incidencia del tamaño de las celdas o elementos y de los intervalos de tiempo entre iteraciones en la distribución de agua en el suelo simulada con los modelos.....	135
4.3.6.- Evaluación de la predicción de la profundidad ( $D$ ) y extensión horizontal máxima ( $W$ ) del volumen de suelo mojado ( $VSM$ ).....	137
4.3.7.- Verificación del modelo de flujo plano: Comparación de los resultados obtenidos con los dos modelos.....	137
4.4.- REFERENTES A LA MODELACIÓN DIRECTA E INVERSA DE LA DINÁMICA DE AGUA EN EL SUELO A NIVEL DE CAMPAÑA DE RIEGO Y CON PRESENCIA DE CULTIVO.....	138
4.4.1.-Comportamiento de los dispositivos de medida: ENVIROSCAN <sup>®</sup> y WATERMARK <sup>®</sup> para la gestión del riego a nivel campaña.....	138
4.4.2.- Ajuste de la curva de retención de agua en el suelo y corrección de las medidas de contenido de agua tomadas con ENVIROSCAN <sup>®</sup> .....	145
4.4.3.-Aplicación de un método de modelación inversa para determinar los parámetros de las ecuaciones de VG-M en los distintos horizontes del suelo. ....	147
4.3.4.- Resultados del contenido de agua y potencial hidráulico en las modelaciones. Comparación con los datos experimentales.....	152
4.4.5.- Discusión referente a los sensores de medida.....	159
4.4.6.- Discusión referente a los resultados de las simulaciones .....	159
<b>CAPÍTULO 5 : CONCLUSIONES.....</b>	<b>161</b>
<b>REFERENCIAS .....</b>	<b>165</b>

## ÍNDICE DE TABLAS:

Tabla 3-1: Propiedades físicas de los distintos horizontes en La Tallada.....	30
Tabla 3-2: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en La Tallada. ....	31
Tabla 3-3: Propiedades físicas de los distintos horizontes en Cortina.....	31
Tabla 3-4: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en Cortina.....	31
Tabla 3-5: Propiedades físicas de los distintos horizontes en el Inceptisol situado en Monells 1.....	32
Tabla 3-6: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en el Inceptisol situado en Monells 1.....	32
Tabla 3-7: Propiedades físicas de los distintos horizontes en el Alfisol ( <i>Typic Haploxeralfs</i> ), situado en Monells 2.....	32
Tabla 3-8: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en el Alfisol ( <i>Typic Haploxeralfs</i> ), situado en Monells 2.....	33
Tabla 3-9: Valores de los coeficientes <i>a</i> y <i>b</i> de las curvas de infiltración en los distintos ensayos realizados.....	36
Tabla 3-10: Valores de la conductividad hidráulica a saturación determinada en campo, $K_{fs}$ (cm/h) según el método utilizado.....	36
Tabla 3-11: Valores promedio y coeficiente de variación de la conductividad hidráulica saturada ( $K_{fs}$ ) y alfa estimados con el método del gotero en La Tallada, Monells 1 y Monells 2.....	39
Tabla 3-12: Parámetros ajustados mediante RECT de la ecuación de van Genuchten-Mualem correspondientes al Alfisol de Monells 2.....	44
Tabla 3-13: Parámetros ajustados de la ecuación de van Genuchten determinados mediante SOLVER, correspondientes al Entisol situado en La Tallada.....	45
Tabla 3-14: Parámetros de la ecuación de van Genuchten correspondientes a La Tallada y obtenidos mediante ROSETTA.....	45
Tabla 3-15: Parámetros estimados de la ecuación de van Genuchten correspondientes a Monells 1, obtenidos mediante ROSETTA.....	46
Tabla 3-16: Parámetros de la ecuación de van Genuchten correspondientes a Monells 2, obtenidos mediante ROSETTA.....	46
Tabla 3-17: Características básicas de los distintos métodos aplicados para determinar las funciones hidráulicas del suelo.....	49
Tabla 3-18: Rectas de regresión para la calibración de de la sonda TDR, correspondientes a todos los horizontes de los suelos estudiados.....	53
Tabla 3-19: Resumen de las principales características de los sensores utilizados.....	55
Tabla 3-20: Pruebas con emisor aislado realizadas en La Tallada y Monells 1.....	68
Tabla 3-21: Resumen de las pruebas con una línea de emisores realizadas en Monells 2.....	68
Tabla 3-22: Pruebas con una línea de emisores realizadas en La Tallada y Monells 1.....	70
Tabla 4-1: Valores de la desviación standard media ( <i>S</i> ), máxima ( <i>S<sub>max</sub></i> ) y mínima ( <i>S<sub>min</sub></i> ) en el conjunto de pruebas realizadas en cada emplazamiento.....	85
Tabla 4-2: Características geométricas del volumen de suelo mojado (VSM): extensión horizontal máxima ( <i>W</i> ), profundidad ( <i>D</i> ) y la relación D/R correspondientes a La Tallada.....	92

Tabla 4-3: Características geométricas del volumen de suelo mojado (VSM): extensión horizontal máxima (W), profundidad (D) y la relación D/R correspondientes a Monells-1.....	94
Tabla 4-4: Grado de solapamiento de los charcos formados bajo los emisores.....	102
Tabla 4-5: Comparación de las medidas del radio saturado último, $r_0$ (cm) con los resultados de los distintos modelos.....	115
Tabla 4-6: Comparación de las medidas de la semianchura de la franja saturada última, $x_0$ (cm) con los resultados de los distintos modelos.....	117
Tabla 4-7: Estadísticos de comparación entre los contenidos de agua observados y simulados en con la solución analítica de Warrick (1974).....	119
Tabla 4-8: Comparación de las medidas del radio saturado último, $r_0$ (cm) observado con los resultados del modelo SIMDAS y con el radio máximo teórico.....	122
Tabla 4-9: Comparación de las medidas de la semianchura de la franja saturada última, $x_0$ (cm) con los resultados del modelo SIMDAS y con el máximo teórico.....	122
Tabla 4-10: Estadísticos de comparación entre resultados simulados con los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D.....	125
Tabla 4-11: Estadísticos de comparación entre resultados observados y simulados con el modelo SIMDAS.....	126
Tabla 4-12: Estadísticos de comparación entre resultados observados y simulados con el modelo HYDRUS-2D.....	128
Tabla 4-13: Raíz del error cuadrático medio, RMSE (cm) y error relativo medio, ERM (%) para el cálculo de la extensión (W) y profundidad (D) máximas del VSM a partir de los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D.....	137
Tabla 4-14: Matriz de correlaciones de los parámetros estimados en la primera modelación inversa.....	149
Tabla 4-15: Matriz de correlaciones de los parámetros estimados en la segunda modelación inversa.....	149
Tabla 4-16: Resultado de los parámetros estimados en las modelaciones inversas realizadas.....	150
Tabla 4-17: Estadísticos de comparación entre los contenidos de agua simulados y observados en las modelaciones directas.....	156
Tabla 4-18: Estadísticos de comparación entre los potenciales hidráulicos simulados y observados a 30 cm de profundidad en las modelaciones directas.....	157

## ÍNDICE DE FIGURAS:

Figura 1-1: Representación gráfica de la ecuación de van Genuchten, correspondiente a un suelo de textura franco-arenosa ( $\theta_s= 0.39$ , $\theta_r=0.04$ , $\alpha=0.027$ , $m=0.3096$ y $n = 1.4484$ ).	8
Figura 1-2: Influencia del parámetro $n$ en la forma de la curva de van Genuchten.	9
Figura 1-3: Condición de contorno en la zona de entrada de agua bajo el emisor en las soluciones de Philip (1984) modificada por Revol (1994) y Raats (1971).	16
Figura 1-4: Esquema de una línea de emisores separados una distancia igual a $2Y$ .	22
Figura 1-5: Esquema de la distribución de agua en el suelo para los casos de flujo plano y flujo cilíndrico.	23
Figura 3-1: Ajuste de una función potencial a los datos de infiltración acumulada vs. tiempo (izquierda de la figura) y velocidad de infiltración vs. tiempo (derecha). Las figuras corresponden a la repetición 2 en Monells 2.	35
Figura 3-2: Ajuste de la recta $f$ vs. $1/r_0$ para la obtención de los parámetros $K_{fs}$ y alfa correspondientes a la repetición 1 en Monells 2.	39
Figura 3-3: Perfiles de potencial matricial a lo largo de la prueba.	41
Figura 3-4: Evolución del contenido de agua a lo largo del periodo de drenaje.	42
Figura 3-5: Representación de las curvas de retención de agua en el suelo obtenidas en el ensayo.	42
Figura 3-6: Curvas de conductividad hidráulica insaturada $K(h)$ para los intervalos de profundidad de 0-45 y 45-90 cm.	43
Figura 3-7: Valores de contenido de agua y potencial matricial obtenidos experimentalmente en Monells 2 (0-50 cm de profundidad) con las curvas de retención de VG obtenidas a partir de RECT y ROSETTA.	46
Figura 3-8: Curva de retención correspondiente a la humectación del suelo ajustada con SOLVER, curva estimada a partir de ROSETTA y puntos obtenidos con las placas de presión correspondientes a La Tallada (0-75 cm de profundidad).	47
Figura 3-9: Dominio de flujo considerado (figura superior). Malla de diferencias finitas que define el dominio de flujo considerado (figura inferior).	57
Figura 3-10: Determinación visual de los límites de la zona saturada y del disco humedecido bajo el emisor.	58
Figura 3-11: Malla bidimensional que representa el dominio de flujo en el modelo SIMDAS y las posibles transferencias de agua en una celda genérica.	60
Figura 3-12: Esquema de compartimentación del suelo.	62
Figura 3-13: Distribución de los tubos de acceso de la sonda TDR bajo: (a) un emisor aislado, (b) una línea de emisores.	67
Figura 3-14: Calendario seguido en las pruebas con emisor aislado en Monells 2.	69
Figura 3-15: Calendario seguido en las pruebas con emisores en línea en Monells 2.	70
Figura 3-16: Esquema del volumen de suelo mojado (VSM) formado bajo un emisor.	71
Figura 3-17: Distinción entre el Volumen de Suelo Mojado por el riego actual ( $VSM_1$ ) y el mojado por riegos anteriores ( $VSM_2$ ).	72

Figura 3-18: Banda húmeda que se forma bajo la línea de emisores.....	73
Figura 3-19: Región en la que se determina el contenido de agua medio y el coeficiente de uniformidad de Christiansen (CUC) en las pruebas realizadas.....	73
Figura 3-20: Condiciones de contorno adoptadas en las simulaciones.....	81
Figura 3-21: Función alfa de extracción de agua de las raíces según el modelo de Feddes <i>et al.</i> (1978)....	82
Figura 3-22: Evolución de la evaporación y transpiración impuestas en la superficie del suelo el día 1/6/1998.....	83
Figura 4-1: Desviación standard de las medidas de contenido de agua en el suelo en las distintas pruebas realizadas.....	86
Figura 4-2: Distribución del contenido de agua en el suelo aplicando 25 l con emisores de 4 y 25 l/h. Las medidas corresponden a las 6 h después de finalizar el riego en la Tallada.....	87
Figura 4-3: Variación del contenido de agua en el suelo 6 horas después de finalizar el riego con emisores de 2 y 25 l/h.....	88
Figura 4-4: Variación del contenido de agua respecto a su valor inicial correspondiente al 2º riego en la prueba nº1.....	88
Figura 4-5: Representación de la variación del contenido de agua respecto a su valor inicial correspondiente a la finalización de los riegos 1º, 2º, 3º y 6º riegos en la prueba nº2.....	89
Figura 4-6: Incremento del contenido de agua en el suelo con respecto al contenido al inicio de la prueba nº 3 correspondiente al segundo riego con un emisor de 8.5 l/h después de regar 2 h.....	90
Figura 4-7: Incremento del contenido de agua en el suelo con respecto al contenido al inicio de la prueba nº 4 correspondiente al segundo riego con un emisor de 25 l/h después de regar 1 h.....	90
Figura 4-8: Relación entre el volumen de agua aplicado y la anchura y profundidad máximas alcanzadas por el VSM.....	91
Figura 4-9: Relación entre el caudal del emisor y la anchura (W) y profundidad (D) alcanzadas por el VSM, después de aplicar un volumen de agua de 25 l.....	93
Figura 4-10: Relación entre el tiempo desde el inicio del riego y la relación entre la profundidad y la semi anchura (R) del VSM.....	93
Figura 4-11: Relación entre el volumen de agua aplicado y la anchura y profundidad máximas alcanzadas por el VSM.....	95
Figura 4-12: Relación entre el tiempo desde el inicio del riego y el cociente entre la profundidad (D) y la semi anchura (R) del VSM.....	95
Figura 4-13: Relación entre volumen de agua aplicado y la W y D del VSM considerando el conjunto de riegos independientemente del caudal.....	96
Figura 4-14: Relación entre el caudal del emisor y la anchura (W) y profundidad (D) alcanzadas por el VSM, después de aplicar un volumen de agua de 25 l.....	96
Figura 4-15: Evolución de la extensión horizontal (W) y la profundidad (D) en el transcurso de las pruebas con emisores aislado de 2, 4, 8.5 y 25 l/h en Monells 2.....	97
Figura 4-16: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 2 l/h.....	98



Figura 4-17: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 4 l/h .....	99
Figura 4-18: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 8.5 l/h .....	99
Figura 4-19: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 25 l/h .....	99
Figura 4-20: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 2 l/h en Monells 2.....	100
Figura 4-21: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 4 l/h en Monells 2.....	101
Figura 4-22: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 8.5 l/h en Monells 2.....	101
Figura 4-23: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 25 l/h en Monells 2.....	102
Figura 4-24: Distribución de agua en el suelo bajo la línea de emisores en La Tallada una hora después de finalizar el riego con emisores de 4 y 8.5 l/h .....	103
Figura 4-25: Distribución del contenido de agua en el suelo bajo la línea de emisores 1 h después de aplicar un volumen de 25 l con emisores de 8.5 y 25 l/h.....	104
Figura 4-26: Distribución del contenido de agua en el suelo bajo una línea de emisores de 4 y 25 l/h separados 1 m con un volumen total aplicado de 25 l .....	105
Figura 4-27: Evolución de W1, W2 y D en el volumen de suelo mojado en las pruebas con una línea de emisores de 4, 8.5 y 25 l/h, realizadas en La Tallada .....	106
Figura 4-28: Evolución de W1, W2 y D en el volumen de suelo mojado durante las pruebas con una línea de emisores de 8.5 y 25 l/h, realizadas en Monells 1.....	107
Figura 4-29: Evolución de W1, W2 y D en el volumen de suelo mojado durante las pruebas con una línea de emisores de 4 y 25 l/h, realizadas en Monells 2.....	108
Figura 4-30: Evolución del coeficiente de uniformidad de Christiansen a lo largo de las pruebas con caudales de emisión de 4, 8.5 y 25 l/h realizadas en La Tallada .....	109
Figura 4-31: Evolución del Coeficiente de uniformidad a lo largo de las pruebas con caudales de emisión de 8.5 y 25 l/h en Monells 1 .....	109
Figura 4-32: Evolución del contenido de agua medio y CUC en la prueba con una línea de emisores de 4 l/h separados 1m en Monells 2 .....	110
Figura 4-33: Evolución del contenido de agua medio y CUC en la prueba con una línea de emisores de 25 l/h separados 1m en Monells 2 .....	111
Figura 4-34: Recta de regresión ajustada a los pares de valores de contenido de agua ( $\theta$ ) y conductividad hidráulica (K).....	119
Figura 4-35: Evolución del radio saturado con distintos caudales de emisión en Monells 1 .....	121
Figura 4-36: Estado del suelo horas después de regar en los ensayos realizados en La Tallada .....	124
Figura 4-37: Evolución de los contenidos de agua correspondientes a la prueba 2 realizada en Monells 2 a 20 cm del emisor y a 20 y 50 cm de profundidad simulados con HYDRUS-2D y observados.....	130

Figura 4-38: Evolución de los contenidos de agua correspondientes a la prueba 2 realizada en Monells 2 a 20 cm del emisor y a 20 y 50 cm de profundidad simulados con SIMDAS y observados. ....	130
Figura 4-39: Evolución del flujo de evaporación medio en la superficie del suelo calculada a partir de los resultados de H-2D, SIMDAS y el modelo de Ritchie (1972). Comparación con la evaporación potencial. ....	132
Figura 4-40: Sección vertical a 20 cm del emisor mostrando los contenidos volumétricos de agua simulados y observados, correspondientes a Monells 1. ....	133
Figura 4-41: Distribución de potencial hidráulico simulado con SIMDAS después de aplicar 25 l con un emisor de 4 l/h en La Tallada. ....	134
Figura 4-42: Sección vertical a 20 cm del emisor para indicar la formación de un plan de flujo nulo en La Tallada. ....	135
Figura 4-43: Distribución del contenido de agua en una sección vertical modelada con SIMDAS utilizando distintos tamaños de malla. ....	136
Figura 4-44: Evolución del contenido de agua y del potencial hidráulico a 30 cm de profundidad en relación a las aportaciones de agua de riego en el tratamiento T-30. ....	140
Figura 4-45: Influencia de la temperatura en las lecturas a 30 cm de profundidad con la sonda ENVIROSCAN®. ....	144
Figura 4-46: Evolución diaria de la ETo en relación a las lecturas a 30 cm de profundidad de los sensores de la sonda ENVIROSCAN®. ....	144
Figura 4-47: Evolución del contenido y potencial a lo largo del mes de junio en el tratamiento T-90. ...	145
Figura 4-48: Ajuste de los splines cúbicos a los datos de contenido de agua y potencial medidos con ...	146
Figura 4-49: Curvas de retención del suelo determinadas con placas de presión, con datos experimentales y con datos experimentales corregidos. ....	146
Figura 4-50: Datos de contenido de agua y potencial correspondientes a 30 cm de profundidad utilizados en la calibración en relación a los episodios de riego y lluvia en este periodo. ....	148
Figura 4-51: Análisis de sensibilidad de los parámetros de la ecuación de van Genuchten-Mualem en las predicciones de la distribución de agua en el suelo. ....	151
Figura 4-52: Comparación entre el potencial de agua medido y simulado a 30 cm de profundidad (parte superior) y entre los contenidos de agua medidos y simulados a la misma profundidad (parte inferior de la figura). Las medidas corresponden al mes de julio. ....	154
Figura 4-53: Evolución del contenido de agua medido y simulado a 10, 50 y 70 cm de profundidad en relación al agua aplicada (mm) durante el mes de julio. ....	155
Figura 4-54: Rectas de ajuste correspondientes a los contenidos de agua observados y simulados a 10 y 30 cm de profundidad durante el mes de agosto. ....	158
Figura 4-55: Rectas de ajuste correspondientes al valor de potencial hidráulico observado y simulado a 30 cm de profundidad durante el mes de agosto. ....	158

**LISTADO DE SÍMBOLOS Y ABREVIACIONES:**

<b>Símbolo</b>	<b>Descripción</b>	<b>Dimensiones</b>
<i>A</i>	Sección transversal de la columna	[L]
<i>a</i>	Constante de ajuste de la función de infiltración acumulada	[-]
<i>b</i>	Constante de ajuste de la función de infiltración acumulada	[-]
<i>C</i>	Capacidad específica de agua	[L <sup>-1</sup> ]
<i>CUC</i>	Coefficiente de uniformidad de Christiansen	[-]
<i>c<sub>0</sub></i>	Velocidad de una onda electromagnética en el vacío	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>D</i>	Difusividad	[L <sup>2</sup> T <sup>-1</sup> ]
<i>D</i>	Profundidad máxima del volumen de suelo mojado	[L]
<i>E</i>	Intensidad de evaporación	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>Ec</i>	Evaporación acumulada	[L]
<i>Ep</i>	Intensidad de evaporación potencial	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>ERM</i>	Error relativo medio	
<i>ET</i>	Evapotranspiración	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>ETc</i>	Evapotranspiración del cultivo	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>f</i>	Flujo medio de agua que atraviesa el charco	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>H</i>	Potencial hidráulico	[L]
<i>Ha</i>	Humedad atmosférica relativa	[-]
<i>Hs</i>	Humedad en la interfaz suelo atmósfera	[-]
<i>H-2D</i>	HYDRUS-2D	
<i>h</i>	Potencial de presión	[L]
<i>h<sub>a</sub></i>	Potencial de entrada de aire	[L]
<i>I</i>	Infiltración acumulada	[L]
<i>i<sub>s</sub></i>	Velocidad de infiltración estacionaria	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>J</i>	Flujo de agua	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>K, K(h), K(θ)</i>	Función de conductividad hidráulica	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>K<sub>fs</sub></i>	Conductividad hidráulica saturada determinada en campo	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>K<sub>l</sub></i>	Coefficiente de localización	[-]
<i>K<sub>r</sub></i>	Conductividad hidráulica relativa	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>K<sub>s</sub></i>	Conductividad hidráulica saturada	[LT <sup>-1</sup> ]
<i>L</i>	Altura de la columna de suelo	[L]
<i>l</i>	Parámetro de conectividad entre poros en el modelo de Mualem	[-]

<b>Símbolo</b>	<b>Descripción</b>	<b>Dimensiones</b>
$m$	Parámetro de la función de retención de agua en el suelo según el modelo de van Genuchten	[-]
$n$	Parámetro de la función de retención de agua en el suelo según el modelo de van Genuchten	[-]
$PFN$	Plano de flujo nulo	
$Q$	Caudal del emisor	$[L^3 T^{-1}]$
$q$	Flujo de agua medio en el charco	$[L T^{-1}]$
$q_L$	Caudal de emisión por unidad de longitud	$[L^2 T^{-1}]$
$R$	Distancia radial adimensional a la vertical del emisor	[-]
$R^2$	Coefficiente de determinación de la regresión	
$RMSE$	Raíz cuadrada del error cuadrático medio	
$r$	radio del anillo de infiltración o distancia radial a la vertical del emisor	[L] [L]
$r_0$	radio último del charco	[L]
$s$	Desviación standard	
$S_e$	Contenido de agua efectivo	[-]
$SEQ$	Suma de errores al cuadrado	
$SSQ$	Suma de cuadrados de los residuos ponderados	
$S_0$	Sortividad	$[L T^{-0.5}]$
$S_p$	Extracción potencial de agua por la planta	$[L^3 T^{-1}]$
$T$	Tiempo adimensional en la solución de Warrick (1974)	[-]
$T_p$	Transpiración potencial	$[L T^{-1}]$
$t$	Tiempo	[T]
VSM	Volumen de suelo mojado	
$V_t$	Volumen de agua infiltrado por unidad de longitud	$[L^3 L^{-1}]$
$W$	Anchura máxima del volumen de suelo mojado	[L]
$x$	Coordenada espacial horizontal	[L]
$\bar{X}$	Media aritmética	
$y$	Coordenada espacial horizontal	[L]
$z$	Coordenada espacial vertical o potencial gravitacional	[L]
$Z$	Coordenada vertical adimensional	[-]

<b>Símbolo</b>	<b>Descripción</b>	<b>Dimensiones</b>
$\alpha$	Coefficiente de la función de retención de agua en el suelo del modelo de van Genuchten o coeficiente de la curva de conductividad hidráulica insaturada en el modelo de Gardner	$[L^{-1}]$
$\alpha(h)$	Función adimensional del modelo de Feddes	$[-]$
$\beta$	Constante en el modelo de Ritchie	$[L T^{-0.5}]$
$\Delta$	Incremento	$[-]$
$\varepsilon_a$	Error absoluto en el balance de masas	$[L^3]$ en flujo cilíndrico $[L^2]$ en flujo plano
$\varepsilon_{ap}$	Constante dieléctrica del medio	$[-]$
$\varepsilon_r$	Error relativo en el balance de masas	$[-]$
$\eta$	Coefficiente entre las coordenadas a y b de una esferoide	
$\theta$	Contenido volumétrico de agua	$[L^3 L^{-3}]$
$\theta_r$	Contenido de agua residual	$[L^3 L^{-3}]$
$\theta_s$	Contenido de agua a saturación	$[L^3 L^{-3}]$
$\theta_{fs}$	Contenido de agua a saturación determinado en campo	$[L^3 L^{-3}]$
$\lambda$	Longitud capilar del suelo	$[L]$
$\rho$	Distancia radial adimensional en coordenadas cilíndricas	$[-]$
$\rho_s, \rho_s(t), \rho(t)$	Radio del disco saturado formado bajo el emisor en flujo cilíndrico o semi anchura de la banda saturada bajo en flujo plano	$[L]$
$\nabla$	Gradiente tridimensional	$[L^{-1}]$
$\phi, \phi(h), \phi(\theta)$	Potencial de flujo matricial	$[L^{-2} T^{-1}]$
$\phi_s$	Potencial de flujo matricial a saturación	$[L^{-2} T^{-1}]$
$\Phi$	Flujo de potencial matricial adimensional	$[-]$

## CAPÍTULO 1 : REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

### 1.1.-Definición e importancia de los sistemas de riego localizado

Es corriente el uso de los términos riego localizado, riego por goteo o microirrigación para referirse al mismo tipo de sistemas de riego, sin embargo algunos autores establecen diferencias entre ellos. Bucks *et al.*, (1980) para referirse a este tipo de riego utilizan indistintamente los términos “trickle irrigation” o “drip irrigation”, que pueden traducirse al español como riego por goteo. Lo definen como el método de riego basado en aplicar el agua de forma lenta y precisa, en forma de gotas discretas, gotas continuas, pequeños chorros, o bien aerosoles, mediante unos elementos mecánicos que llevan el nombre de emisores y que van insertados a lo largo de una línea de distribución. Howell *et al.*, (1983) añaden a esta definición que los riegos se aplican de forma frecuente y que los emisores pueden disponerse sobre la superficie del suelo o bien enterrados. Actualmente el término “microirrigation” refiriéndose a este tipo de riego está muy extendido; así, por citar un ejemplo, a partir de 1986 en los congresos internacionales organizados por el “International Committee on Irrigation and Drainage” (ICID) se sustituye el termino “Trickle / Drip” por el de “microirrigation”.

En español esta muy extendido el término de riego localizado de alta frecuencia, que se emplea como sinónimo del término inglés “microirrigation” (Rodrigo-López *et al.*, 1992), aunque en algunas ocasiones también se emplee microirrigación, traduciendo directamente del inglés.

El calificativo de localizado, referido a este tipo de riego, incide en que el agua se aplica sólo en determinadas partes de la parcela; esta es una característica distintiva básica de este tipo de riego frente a la mayor parte de los riegos por superficie o por aspersion. Tener en cuenta esta diferencia resulta fundamental para poder entender el movimiento de agua en el suelo, que mientras en otros tipos de riego puede asumirse que es unidimensional, en los riegos localizados no. La alta frecuencia con que se aplican los riegos es otra característica distintiva de este tipo de riegos. Así por ejemplo un riego superficial por surcos sería localizado pero no de alta frecuencia.

En función de la forma en que el emisor suministra el agua, algunos autores distinguen 3 subclases de riegos dentro del riego localizado: Riego por goteo, riego por difusores o microaspersores y riego por cintas de exudación (Pizarro, 1987; Rodrigo-López *et al.*, 1992).

A lo largo de este trabajo los términos riego localizado y microirrigación se utilizarán indistintamente y se reserva el término de riego por goteo cuando el emisor genere gotas o pequeños chorros de agua.

#### - Importancia de los sistemas de riego localizado

Son numerosas las ventajas que ofrecen los sistemas de riego localizado en aras a un uso racional del agua, especialmente en aquellas regiones en que el agua escasea o es de baja calidad (Phene, 1995; Oster y Wichelns, 2003). En concreto en España la superficie regada por estos sistemas se ha ido incrementando de 112 500 ha el año 1986, pasando a 160 000 ha el año 1991 (Bucks, 1995) y la previsión para el año 2008 es de 562 857 ha, que representaría un 17 % de la superficie total regada (Plan Nacional de Regadíos-Horizonte 2008, 2001). Estas cifras ponen en evidencia el uso creciente de este tipo de sistemas de riego.

## **1.2.-El diseño y el manejo de los riegos por goteo**

### **1.2.1.- Diseño agronómico en riego por goteo**

La fase inicial en el diseño de un sistema de riego localizado se conoce con el nombre de diseño agronómico, en ella deben calcularse las necesidades de agua y determinar la dosis, frecuencia, tiempo de riego, número de emisores por planta y caudal de los emisores. Esta fase resulta crítica, pues los errores cometidos en ella no pueden corregirse en la fase posterior del diseño hidráulico (Pizarro, 1987); y puede poner en peligro el objetivo de conseguir una gestión adecuada del agua de riego. Diversos autores han planteado metodologías de cálculo que permiten fijar algunas o todas las variables que intervienen en el diseño agronómico. Seguidamente se comentan las particularidades de distintos de estos métodos:

#### **- Método de Keller y Karmeli (1974)**

Probablemente el método más extendido hoy en día, y el primero que se utilizó para el diseño es el de Keller y Karmeli (1974). Se basa en considerar el riego como la aportación de agua en un depósito, que es el suelo, y que debe llenarse parcialmente por el hecho de tratarse de un sistema de riego localizado. El volumen de suelo que debe “mojarse” se estima a partir del porcentaje de suelo a humedecer; que a su vez se fija como objetivo a alcanzar. El diseño debe permitir mantener el porcentaje de suelo mojado dentro de unos determinados límites, en función de la sensibilidad del cultivo y de la climatología de la zona. Para poder aplicar el método debe conocerse la textura del suelo y fijarse el caudal de los emisores, permitiendo determinar la separación entre emisores en un lateral y la separación entre laterales. El diámetro del volumen de suelo mojado, necesario para calcular el área mojada por un emisor, debe determinarse experimentalmente; alternativamente puede estimarse a partir de las tablas proporcionadas por los mismos autores, o a través de ecuaciones empíricas. En este sentido Keller y Bliesner (1990) sugieren la posibilidad de utilizar las ecuaciones empíricas de Schwarzmass y Zur (1986) para estimar el área de suelo mojada bajo los emisores. Una de las limitaciones del método es que no considera la extracción de agua por el cultivo.

#### **- Método de Zur (1996)**

Presenta un método en el cual el objetivo es conseguir un determinado volumen de suelo mojado, calculado a partir de la demanda de agua del cultivo, el intervalo entre riegos, el contenido de agua del suelo a capacidad de campo y el déficit de agua permitido.

El método asume que el volumen de suelo mojado tiene forma de elipsoide truncado. Pudiendo obtener el mismo volumen mojado a partir de distintas combinaciones entre la profundidad y la anchura del elipsoide. Su aplicación permite seleccionar el caudal del emisor de acuerdo con la conductividad hidráulica saturada del suelo, obteniendo la profundidad y anchura deseadas.

El método puede aplicarse en aquellos casos en que no existe solapamiento entre los volúmenes de suelo mojado de emisores adyacentes.

#### **- Método de Bresler (1978)**

A diferencia de los anteriores este método no se basa en conseguir un determinado volumen o porcentaje de suelo mojado, sino en mantener el potencial matricial del suelo en la zona entre emisores en un valor

prefijado en función de la sensibilidad del cultivo. El artículo de Bresler (1978) se fundamenta en la solución analítica de Wooding (1968), que permite establecer ecuaciones sencillas para calcular la separación entre emisores en un lateral a partir de características hidráulicas del suelo ( $K_s$  y  $\alpha$  de Gardner) y del caudal de los emisores.

Igual que el método de Keller y Karmelli este no tiene en cuenta la extracción de agua por el cultivo, y al basarse en la solución de Wooding asume régimen estacionario.

Risse y Chesness (1989) modifican el método de Bresler (1978) para poder estimar la conductividad hidráulica ( $K_s$ ) y la  $\alpha$  de Gardner a partir del porcentaje de arena, limo y arcilla, según el método descrito por Saxton *et al.* (1986).

Revol *et al.* (1997) analiza las limitaciones del método de Bresler, indicando que resulta preferible utilizar la solución de Raats (1971) a la de Wooding (1968), pues la primera permite conocer el potencial matricial en la posición entre emisores a la profundidad donde el sistema radicular resulta más activo y no sólo en superficie.

#### **- Método de Bucks, Nakayama y Warrick (1980)**

Basado en el mismo principio que el anterior, es decir en mantener el potencial matricial en la posición entre emisores igual a un valor preestablecido. En esta ocasión el método también se basa en otra solución analítica de la ecuación de Richards, la solución de Warrick *et al.* (1979); permitiendo incorporar la extracción de agua por la planta. Los parámetros de entrada son  $K_s$ ,  $\alpha$  de Gardner y el caudal de los emisores, en el caso de no considerarse extracción de agua por la planta. En el caso que se considere, debe conocerse además la profundidad de raíces y la transpiración media. En ambos casos el modelo permite calcular la separación entre los emisores.

Amoozegar-Fard *et al.* (1984) siguiendo la misma línea de trabajo presentan los nomogramas de diseño basados en las soluciones analíticas adaptadas a distintas disposiciones geométricas de los emisores. En el artículo pueden encontrarse datos procedentes de otros autores que permiten fijar el potencial matricial del suelo adecuado para distintos cultivos.

#### **1.2.2.- Manejo de los sistemas de riego localizado**

Una vez el sistema ha sido diseñado y ejecutado deben seguirse una serie de pautas que permitan la adecuada gestión del agua de riego. Uno de los criterios que más se emplean en la gestión del riego se basa en los datos meteorológicos. En muchas regiones los datos de evapotranspiración (ET) obtenidos en las estaciones meteorológicas automáticas pueden consultarse en línea, y representan una herramienta básica para la programación de riegos. En los sistemas de riego localizado la evaporación de agua del suelo no es igual en toda la superficie y por ello los métodos de predicción de las necesidades de agua utilizados en otros tipos de riego no pueden ser aplicados directamente. Sin embargo a partir de la aplicación de un coeficiente de localización ( $K_l$ ) puede estimarse cual sería la ET en las condiciones particulares que se dan en este tipo de riegos. Existen distintos métodos para la determinar  $K_l$  a partir de la superficie de área sombreada, entre ellos Keller (1978) o Fereres (1981). En todos ellos la ET en riego localizado es igual o menor que la ET en otros tipos de riego. La aplicación de un coeficiente de localización para corregir el valor de la ET en condiciones de riego localizado esta poco fundamentado



científicamente, pero sin duda su simplicidad y los pocos cambios introducidos respecto a la programación de riegos con cobertura total han propiciado la extensión de su uso.

La alta frecuencia es otra característica diferencial del riego localizado. Mientras en otros tipos de riego la programación se basa en un balance del agua presente en el suelo, en riego localizado se realiza en base a la restitución de agua evapotranspirada. Los errores cometidos en la estimación de la ET, la determinación de coeficiente de cultivo o del coeficiente de localización pueden acarrear un déficit o un exceso del volumen de agua aportada. Por ello es frecuente que la programación realizada a partir de la ET se corrija a partir de medidas directas del contenido o potencial de agua en el suelo. Fereres (1981) describe un método para el manejo del riego mediante tensiómetros. Indica, que a excepción de suelos pesados donde se forme un charco de gran extensión bajo los emisores, el tensiómetro debe situarse a pocos cm del emisor. La profundidad del tensiómetro debe estar comprendida entre 30 y 45 cm, por ser la zona con más densidad de raíces donde el suelo se seca primero. Según el mismo autor el potencial de agua a esta profundidad debe mantenerse entre -10 y -30 kPa. Coelho y Or (1996) utilizando soluciones analíticas de la ecuación de Richards para analizar la posición óptima que deben colocarse los sensores de contenido o potencial de agua para distintos escenarios en riego localizado, determinan que la posición óptima depende básicamente de la frecuencia del riego. Cuando se riega diariamente los sensores deben colocarse a menos de 25 cm del emisor y entre 10 y 30 cm de profundidad, cuando se riega cada dos días el sensor debe situarse a menos de 35 cm del emisor y entre 10 y 35 cm de profundidad, manteniendo en ambos casos el potencial matricial del suelo por encima de los -80 kPa. Revol *et al.* (1997) miden el potencial matricial en la zona entre emisores; dado que mantener un determinado potencial en este punto es el objetivo básico de diseño según la aproximación de Bresler (1978). Revol *et al.* (1997) concluyen que esta no es una buena ubicación para monitorización del potencial, especialmente cuando la separación entre emisores es grande, por ejemplo de 1m. Según los mismos autores el mantener el potencial dentro de los rangos de lectura del tensiómetro en esta zona, conllevaría un exceso del volumen de agua aportado y un incremento de las pérdidas por percolación profunda.

### **1.3.-Simulación del movimiento de agua en el suelo**

#### **1.3.1.-Aplicación de modelos matemáticos al diseño y/o manejo de los sistemas de riego localizado**

Existen un gran número de modelos matemáticos basados en la resolución de ecuación de Richards mediante métodos analíticos o numéricos y que permiten la simulación del movimiento de agua en el suelo en condiciones de riego localizado. Entre las soluciones analíticas: Philip (1971), Raats (1971), Warrick (1974), Revol *et al.* (1997), Coelho y Or (1996), entre otras; y entre las soluciones numéricas: Brandt *et al.* (1971), Van der Ploeg y Benecke (1974), Armstrong y Wilson (1983), Taghavi *et al.* (1984), Ghali (1986), Ramírez de Cartagena (1994), Simunek *et al.* (1999), Annandale *et al.* (2003),...

En todos los modelos anteriores la resolución de la ecuación de Richards se consigue imponiendo unas determinadas condiciones de contorno al dominio de flujo definido. Estas condiciones pueden resultar más o menos adecuadas para simular distintas casuísticas que se dan en los sistemas de riego localizado: goteros aislados, banda continua de emisión, entrada puntual de agua en el suelo, entrada por un disco húmedo, ...

El acierto a la hora de definir condiciones de contorno que se aproximen a las condiciones experimentales va a ser decisivo para obtener resultados realistas en la distribución de agua en el suelo. A la par, debemos ser conscientes que la propia ecuación de Richards presenta ciertas limitaciones, por ejemplo que subestima la velocidad de flujo de agua en suelos con macro poros o grietas, donde el flujo preferencial de agua puede ser importante.

El alcance de esta tesis se limita a la simulación del movimiento de agua bajo la aproximación de la solución de Richards, que por otro lado ha sido y continúa siendo ampliamente utilizada en numerosos trabajos. Esta aproximación representa un enfoque macroscópico de la transferencia de agua en el suelo, que se apoya en las hipótesis de: (a) condiciones isotermas, (b) continuidad de la fase líquida en el medio poroso, (c) la fase gaseosa se encuentra a presión atmosférica y (d) que la matriz porosa del suelo es indeformable.

Seguidamente se realiza una breve descripción de las ecuaciones de transferencia de agua en el suelo y de los parámetros que en ellas intervienen.

### 1.3.2.-Las ecuaciones matemáticas que rigen el movimiento de agua en medio poroso

#### Ley de Darcy

La ley de Darcy en flujo saturado puede escribirse como:

$$J = -K_s \frac{\Delta H}{L} \quad [1.1]$$

en la que  $J$  es el flujo de agua,  $\Delta H/L$  es el gradiente de potencial hidráulico y  $K_s$  es la conductividad hidráulica del medio poroso.

El flujo de agua ( $J$ ) representa un valor de la velocidad de flujo a través de una sección transversal lo suficientemente amplia para ser representativa del medio, que esta formado por un conjunto de poros individuales que pueden tener dimensiones muy distintas. Por esta razón se dice que este enfoque tiene un carácter macroscópico. Las dimensiones de  $J$  y de  $K_s$  son  $[LT^{-1}]$ . La ecuación de Darcy puede extenderse a las 3 direcciones de un sistema de coordenadas:

$$J = -K_s \nabla H \quad [1.2]$$

Cuando se expresa  $K_s$  en forma de un tensor de dimensión 3x3 puede incorporarse la anisotropía del medio (Philip, 1969); de manera que en el caso que los elementos de fuera de la diagonal principal del tensor tomen valores distintos de cero, un gradiente de potencial en una determinada dirección podría generar flujo en otra dirección.

La ecuación de Darcy puede extenderse a estas condiciones de flujo no saturado, sustituyendo el valor de  $K_s$  por el de una función del potencial de presión  $K(h)$ , o bien del contenido de agua en el suelo  $K(\theta)$ . Cuando se extiende a flujo insaturado la ecuación recibe el nombre de ecuación de Buckingham – Darcy:

$$J = -K \cdot \nabla H \quad [1.3]$$

El potencial hidráulico ( $H$ ) es la suma del potencial de presión ( $h$ ) y el potencial gravitacional ( $z$ ), cuando el origen del eje de las  $z$  se fija en la superficie del suelo y su sentido positivo hacia abajo, se cumple:

$$H = h - z \quad [1.4]$$

siendo  $z$  la profundidad en relación a la superficie del suelo.

Sustituyendo esta relación, la ecuación de Buckingham – Darcy quedaría como sigue:

$$J = -K \cdot \nabla(h - z) \quad [1.5]$$

### La ecuación de Richards

Cuando se considera la ecuación de conservación de la masa (ecuación de continuidad), la variación del contenido de agua en un determinado intervalo de tiempo, dentro del volumen de suelo considerado, es igual a la variación entre los flujos entrantes y salientes en dicho volumen. Considerando el agua incompresible, matemáticamente puede escribirse como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot J \quad [1.6]$$

Substituyendo la ecuación de Buckingham – Darcy en la ecuación de continuidad se obtiene:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(K \nabla H) \quad [1.7]$$

Desarrollando la ecuación y sustituyendo  $H = h - z$  puede escribirse:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial h}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad [1.8]$$

En esta forma, los 3 primeros términos a la derecha del signo de igualdad indican el movimiento debido al potencial de presión (movimiento de agua por capilaridad), mientras que el cuarto término indica el movimiento debido al potencial gravitacional.

La ecuación de Richards en la forma arriba escrita es una ecuación diferencial de segundo orden en la que intervienen dos variables, dependientes entre ellas  $h$  y  $\theta$ . Si se considera una relación unívoca entre estas dos variables el número de variables puede reducirse de dos a una.

Cuando  $h$  es la variable considerada la ecuación quedaría:

$$C \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla(K \nabla h) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad [1.9]$$

Siendo  $C$  la capacidad específica de agua igual a  $\frac{\partial \theta}{\partial h}$ ; y sus dimensiones  $[L^{-1}]$

En términos de contenido de agua la ecuación de Richards también recibe el nombre de Ecuación de Fokker-Planck no lineal y puede escribirse como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(D \nabla \theta) - \frac{\partial K}{\partial z} \quad [1.10]$$

El término  $D$  lleva el nombre de Difusividad y es igual a  $D = K \frac{\partial h}{\partial \theta}$  [1.11]; sus dimensiones son  $[L^2 T^{-1}]$ .

Philip (1969) utiliza la ecuación [1.10] con y sin el término gravitacional; en el primer caso recibe el nombre de ecuación de infiltración y en el segundo de absorción. Cuando se desprecia el término gravitacional, la ecuación [1.10] puede resolverse analíticamente, de forma similar a las ecuaciones de conducción de calor descritas en Carslaw and Jaeger (1959); citados en Philip (1969).

La ecuación de Richards puede transformarse con la introducción de una variable integral como el potencial de flujo matricial ( $\phi$ ):

$$\phi(h) = \int_{h_i}^h K(h)dh \quad [1.12.a] \text{ o alternativamente } \phi(\theta) = \int_{\theta_i}^{\theta} D(\theta)d\theta \quad [1.12.b]$$

Esta transformación, llamada de Kirchoff, permite escribir la ecuación de Richards como:

$$\frac{d\theta}{d\phi} \frac{\partial \phi}{\partial t} = \nabla^2 \phi - \frac{dK}{d\phi} \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad [1.13]$$

En esta forma la ecuación de Richards puede linealizarse, tal como y como se describe en el apartado 1.4.2 de esta tesis.

Las distintas formas de la ecuación de Richards indicadas corresponden a una ecuación diferencial parcial, de segundo orden, parabólica y no lineal (Warrick, 2003). Existen pocas soluciones analíticas de esta ecuación y las que existen adoptan hipótesis que pueden resultar restrictivas para muchos problemas reales.

### 1.3.3 - Relaciones constitutivas de la ecuación de Richards: Funciones de las propiedades hidráulicas del suelo

En el marco de la modelación del flujo de agua en medio no saturado a partir de la ecuación de Richards (1931), la relación entre contenido de agua ( $\theta$ ), potencial de presión ( $h$ ) y conductividad hidráulica ( $K$ ) representan relaciones constitutivas de dicha ecuación. Su caracterización resulta imprescindible para poder aplicar la ecuación de Richards. Para poder establecer cual es la relación entre  $h - \theta$  y  $h - K$  es muy corriente el uso de *funciones paramétricas*. La función que relaciona  $h$  y  $\theta$  se denomina *de retención de agua en el suelo* o *característica del suelo* y la que relaciona  $h - K$  *función de conductividad hidráulica* y ambas constituyen las *funciones hidráulicas del suelo*.

La función de retención de agua en el suelo ( $h - \theta$ ) es altamente no lineal y puede determinarse a partir de pares de valores  $h - \theta$  medidos experimentalmente. Sin embargo en muchas ocasiones el número de puntos es limitado y el ajuste de una función simple (lineal, potencial, exponencial, polinómica,...) puede dar lugar a una curva poco representativa del comportamiento real en el rango de contenidos de agua que se dan en el campo.

Existen multitud de funciones paramétricas para definir la curva de retención de agua en el suelo: Gardner (1958), Brooks y Coorey (1964), van Genuchten (1980), Russo (1988), Kosugi (1996), entre muchas otras. Or y Wraith (2002) indican que las principales características que deben tener son: (1) Contener los mínimos parámetros necesarios para simplificar su estimación y (2) describir el comportamiento de la curva de retención en los límites (en la zona más húmeda y en la más seca), al mismo tiempo que se ajuste fielmente la forma no lineal que adoptan los datos.

Una de las funciones paramétricas más extendidas, y utilizada con resultados satisfactorios por muchos investigadores, es la de van Genuchten (VG), que se caracteriza porque describe una forma de  $S$  invertida cuando se representa  $\theta-h$  en una escala semilogarítmica. En la figura 1-1 se ve representada la forma de esta ecuación para un suelo de textura franco-arenosa.

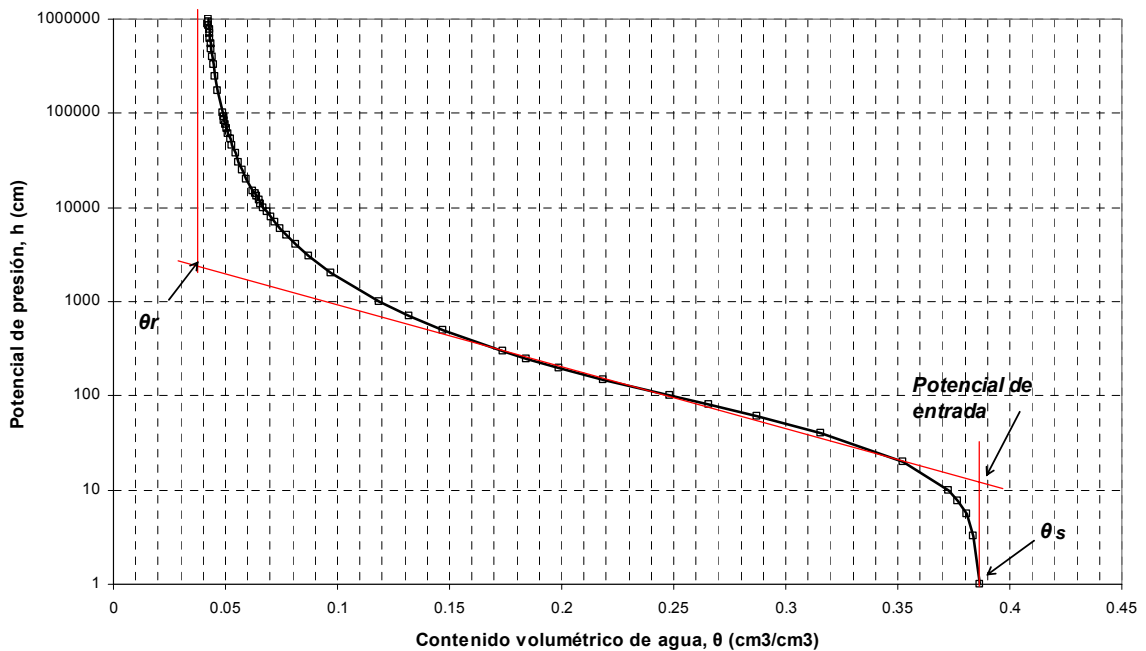
La función de van Genuchten se basa en la siguiente definición del contenido de agua adimensional, o también llamado contenido de agua efectivo ( $S_e$ ):

$$S_e = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \quad [1.14]$$

Aislado el contenido de agua se obtiene la relación entre  $\theta-h$ , conocida como la ecuación de van Genuchten:

$$\theta = \theta_r + \frac{(\theta_s - \theta_r)}{\left[ 1 + (\alpha h)^n \right]^m} \quad [1.15]$$

La curva tiene forma de S simétrica al cumplirse que el  $d\theta/dh$  tiende a 0 cuando el contenido de agua tiende al valor residual ( $\theta_r$ ) o al valor de saturación ( $\theta_s$ ).



**Figura 1-1: Representación gráfica de la ecuación de van Genuchten, correspondiente a un suelo de textura franco-arenosa ( $\theta_s = 0.39$ ,  $\theta_r = 0.04$ ,  $\alpha = 0.027$ ,  $m = 0.3096$  y  $n = 1.4484$ ).**

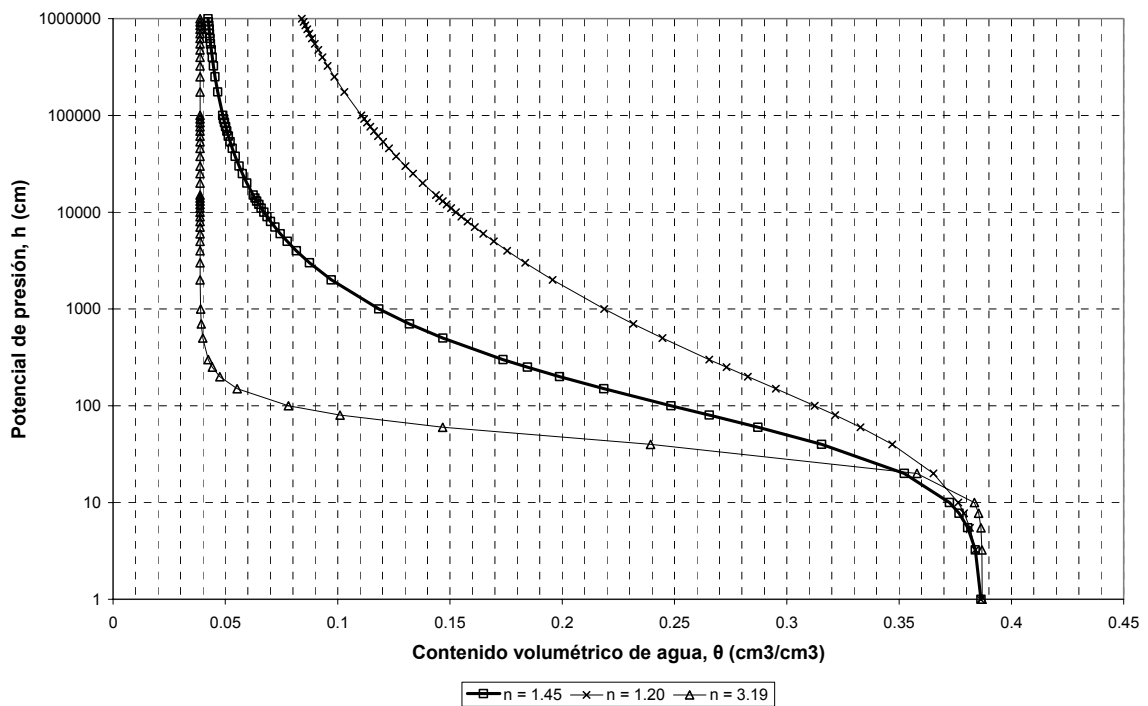
*Representación gráfica e interpretación de los parámetros de la curva de retención:*

En la ecuación de VG aparecen 5 parámetros independientes ( $\theta_s$ ,  $\theta_r$ ,  $\alpha$ ,  $m$  y  $n$ ). Aunque con el fin de poder encontrar una expresión que pueda ser resuelta analíticamente cuando se aplique la teoría de Mualem (1976) para derivar la ecuación  $K(h)$  a partir de  $\theta-h$ , es necesario imponer la siguiente relación entre  $m$  y  $n$  (van Genuchten, 1980):  $m = 1 - 1/n$ , siendo  $n > 1$

Los parámetros que intervienen en la ecuación de VG tienen un significado físico aunque en muchas ocasiones se utilizan meramente como parámetros de ajuste.

El contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) puede obtenerse fácilmente experimentalmente y suele imponerse en la función, teóricamente su valor coincide con el de la porosidad, pero en la práctica es inferior debido a la presencia de aire atrapado o disuelto. El contenido de agua residual ( $\theta_r$ ) también puede ser obtenido experimentalmente a partir de la determinación del contenido de agua de una muestra de suelo secada al

aire. En caso de no disponer de este parámetro experimentalmente, van Genuchten (1980) sugiere estimarlo a partir de extrapolar los puntos de la curva de retención en la región de bajos contenidos de agua, utilizando la definición de que  $\theta_r$  se da cuando el gradiente  $d\theta/dh$  tiende a 0. Otro punto característico de la curva de retención es el *potencial de entrada de aire* ( $h_a$ ) (figura 1-1), que corresponde al valor límite de succión para el cual los poros de mayor tamaño empiezan a perder agua. El parámetro  $\alpha$  de la ecuación de VG está estrechamente ligado a la inversa del potencial de entrada de aire:  $\alpha \sim 1/h_a$ . Los suelos con una textura más gruesa se caracterizan por tener valores de  $\alpha$  superiores a los suelos de textura más fina. En Carsel y Parrish (1988) pueden encontrarse tabulados los valores de los parámetros de la ecuación de VG en función de la textura, obtenidos a partir del promedio de un gran número de muestras. El parámetro  $n$  también viene correlacionado con la textura, aumentado a medida que aumenta el porcentaje de arena. La forma de la curva de retención es afectada por el valor de  $n$ , reduciéndose la pendiente en su zona central al aumentar el valor de  $n$  (aumentar el contenido de arena), lo que se traduce en que: a igual aumento de la succión el contenido de agua se reduce más en un suelo de textura gruesa que en un suelo de textura fina (Figura 1-2).



**Figura 1-2: Influencia del parámetro  $n$  en la forma de la curva de van Genuchten.**

**Funciones para la conductividad hidráulica insaturada:  $K-h$  o alternativamente  $K-\theta$**

Existen múltiples relaciones funcionales entre estos parámetros. Una de las más conocidas es la de Gardner (1958):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \tag{1.16}$$

Esta relación refleja la disminución rápida y no lineal de la conductividad a medida que el potencial de presión adquiere valores más negativos (Philip, 1969). El amplio uso de esta relación ha propiciado que

se disponga de valores tabulados para numerosos tipos de suelo, como los que recoge Bresler (1977). Además ha sido adoptada por algunos autores para linealizar la ecuación de Richards, en lo que se conocen como las soluciones casi analíticas. En el caso que se cumpla esta relación se dice que el suelo es de tipo  $\alpha$  o Gardner.

Una modificación al modelo de Gardner es la de considerar un potencial ( $h_a$ ) a partir del cual  $K(h) = K_s$ ,  $h_a$  corresponde al potencial de entrada de aire, definido en la figura 1-1. Bajo este supuesto la ecuación quedaría:

$$K(h) = K_s \exp(\alpha (h - h_a)) \quad [1.17]$$

La dificultad de medir pares de valores de  $K-h$  o alternativamente  $K-\theta$  para poder ajustar funciones ha llevado a que algunos autores desarrollen modelos conceptuales que permitan relacionar la distribución y el tamaño de los poros con la conductividad hidráulica. Modelos como el de Burdine (1953) o el de Mualem (1976), basados en que el suelo esta formado por multitud de tubos capilares interconectados en los cuales se cumple la ley de Poiseuille, permiten obtener la función de conductividad hidráulica insaturada a partir de la curva de retención de agua en el suelo y de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ).

Los modelos de Burdine (1953) y Mualem (1976) requieren asumir una relación matemática de la curva de retención para que tengan solución. van Genuchten (1980) combina la ecuación de retención [1.14] con la conductividad hidráulica relativa ( $K_r$ ), ecuación [1.18], definida según el modelo de Mualem [1.19]:

$$K_r = \frac{K(h)}{K_s} \quad [1.18]$$

$$K_r = \frac{K(h)}{K_s} = \frac{S_e^l \left[ \int_0^{s_e} \frac{dx}{h(x)} \right]^2}{\left[ \int_0^l \frac{dx}{h(x)} \right]^2} \quad [1.19]$$

Obteniendo una ecuación que permite estimar la conductividad hidráulica relativa a partir de  $S_e$ :

$$K_r(S_e) = S_e^l \left[ 1 - (1 - S_e^{1/m})^m \right]^2 \quad [1.20]$$

en el cual  $l$  es un parámetro de conectividad entre poros, que suele tomar el valor de 0.5.

#### 1.4.- Los modelos analíticos

La ecuación de Richards ha sido resuelta analíticamente por distintos autores, adoptando cada uno de ellos distintas hipótesis, que pueden resultar más o menos adecuadas a cada caso real que se pretenda simular. Estas soluciones analíticas también reciben el nombre de modelos.

La simplicidad conceptual de los modelos analíticos propicia la comprensión del fenómeno físico estudiado. En este sentido, Philip (1969), resalta la importancia de los modelos analíticos para establecer pautas generales de como influyen los distintos factores implicados en la distribución de agua en el suelo.

#### 1.4.1.- Simulación de la zona saturada bajo los emisores

Aunque los goteros aportan un caudal de agua en un punto en la superficie del suelo, esto no significa que la entrada de agua en el suelo ocurra de forma puntual, ya que esto implicaría considerar que el flujo de agua entrante sería infinito, lo cual no tiene sentido (Revol, 1996).

El agua procedente de los goteros se distribuye en la superficie del suelo formando un charco que aumenta su extensión hasta que la velocidad de infiltración del suelo se iguala con el flujo de agua que aporta el gotero. Después de un cierto tiempo de iniciarse el riego la extensión del área mojada bajo los emisores alcanza un valor máximo (Wooding, 1968). La forma y dimensiones de la zona encharcada vienen condicionadas por la disposición y caudal de los emisores, y por la capacidad de infiltración del suelo.

Generalmente se asume que bajo un emisor aislado la forma del charco se asemeja a la de un círculo y en el caso de una manguera porosa o emisores colocados a poca separación la forma se asemeja a la de una banda de ancho constante a ambos lados de la manguera.

Gupta *et al.* (1995) indican que poder predecir la extensión de suelo mojado bajo los emisores es una de las claves para el diseño y gestión eficiente de los sistemas de riego localizado. Revol (1996) resalta que el charco formado en superficie es el factor más importante que explica la extensión horizontal que alcanza el volumen de suelo mojado bajo los emisores, ya que si sólo se considerase el movimiento de agua debido a los gradientes de potencial su extensión sería menor.

Bresler (1978) establece un método, basado en la solución de Wooding (1968), que permite fijar la separación entre emisores en función de la sensibilidad del cultivo, el tipo de suelo y del caudal utilizado. De su trabajo se deduce que la utilización de emisores de mayor caudal permite aumentar su separación y reducir su número, con el ahorro económico que esto implica. Aunque un mayor caudal también puede comportar mayores pérdidas debidas a la escorrentía superficial de agua y a la evaporación.

Moncef *et al.* (2002) relacionan la extensión del suelo humedecido en superficie con la profundidad máxima del volumen de suelo mojado, estableciendo una solución analítica a la ecuación de Richards que permite inferir la profundidad máxima humedecida a partir de la extensión humedecida en superficie.

Lafolie *et al.* (1989-a) indican que la estimación de la extensión de la zona encharcada bajo los emisores es la mayor fuente de error en la modelación del movimiento de agua en riego por goteo.

##### - La linealización de la ecuación de Richards

Generalmente las soluciones analíticas asumen que se alcanza régimen estacionario después de un cierto tiempo de iniciarse el riego, momento en el cual la extensión del disco o banda mojada mantiene su extensión constante. La mayoría de estos modelos proporcionan el radio del disco ( $r_0$ ), en el caso de flujo tridimensional axisimétrico, o la anchura de la banda saturada ( $2 \cdot x_0$ ) en el caso de flujo en 2 dimensiones. La técnica utilizada en la mayor parte de soluciones analíticas se basa en linealizar la ecuación de Richards a partir de asumir una relación exponencial de la conductividad hidráulica insaturada ( $K$ ) en relación al potencial de presión ( $h$ ), [1.16].

Además se introduce una variable integral llamada potencial de flujo matricial ( $\theta$ ), en lo que se conoce como transformación de Kirchoff, [1.12.a] o [1.12.b].

Tras esta transformación se cumple que:  $K = \alpha \theta$  [1.21]



Con lo que una vez se evalúa el potencial de flujo matricial se abre el camino para linealizar la ecuación de Richards (Raats, 1971).

A menudo para evaluar el potencial de flujo matricial se considera que el contenido inicial de agua en el suelo es muy bajo, con lo que  $h$  tiende hacia infinito y la conductividad hidráulica en estas condiciones  $K(h_i)$  se considera igual a cero, por lo que la integral [1.12.a] tiene solución exacta.

#### - Solución de Wooding (1968)

A partir de la introducción de condiciones de contorno adecuadas al fenómeno de infiltración del agua procedente de los emisores se pueden obtener diversas soluciones; entre estas se encuentra la de Wooding (1968) que considera una condición de presión constante e igual a 0 en un área circular de radio  $r_0$  situada bajo el emisor. La solución aproximada hallada por este autor proporciona el flujo de agua que se infiltra en régimen estacionario:

$$\frac{Q}{\pi r_0^2} = K_s + \left( \frac{4K_s}{\pi \alpha r_0} \right) \quad [1.22]$$

La ecuación [1.21] considerando medio saturado da lugar a la siguiente relación:

$$K_s = \alpha \phi_s \quad [1.23]$$

Al sustituir [1.23] en [1.22] se obtiene la ecuación de Wooding en términos de potencial de flujo matricial:

$$\frac{Q}{\pi r_0^2} = K_s + \left( \frac{4\phi_s}{\pi r_0} \right) \quad [1.24]$$

En la ecuación [1.22] el primer término a la derecha del signo de igualdad:  $K_s$ , contemplaría el flujo de agua debido a la gravedad; mientras que el segundo término  $4 K_s / \pi \alpha r_0$  contemplaría el movimiento de agua por efecto de la capilaridad (Jury *et al.*, 1991).

Aislado el radio último ( $r_0$ ) en la ecuación de Wooding [1.22] puede escribirse como:

$$r_0 = \left( \frac{4}{\alpha^2 \pi^2} + \frac{Q}{\pi K_s} \right)^{0.5} - \frac{2}{\alpha \pi} \quad [1.25]$$

siendo  $Q$  el caudal del emisor [ $L^3 \cdot T^{-1}$ ].

#### - Soluciones de Warrick y Lomen (1976)

Estos autores derivan una solución variando la condición de contorno en superficie con respecto a la empleada por Wooding (1968). En este caso en lugar de imponer una presión constante imponen un caudal constante, igual a:

$$q = \frac{Q}{\pi r_0^2} \quad [1.26]$$

La solución a la que llegaron puede escribirse de forma similar a la de Wooding como:

$$q = 0.836 K_s + \left( \frac{K_s}{\alpha r_0} \right) \quad [1.27]$$

Warrick (1985) compara las dos soluciones y comenta que dan resultados muy similares.

Warrick (1985) deduce una solución aproximada para el caso de una línea de emisión continua, donde en superficie se forma una banda húmeda de ancho constante.

En este caso Warrick (1985) deduce la siguiente relación:

$$\frac{K_s}{\alpha \cdot q_L} = \left( \frac{3.96 \alpha x_0}{2} + 0.721 \right)^{-1} \quad [1.28]$$

esta relación es válida cuando  $\alpha x_0/2 < 5$ , donde  $q_L$  es el caudal de emisión por unidad de longitud [ $L^2 \cdot T^{-1}$ ] y  $2x_0$  es la anchura de la franja mojada bajo los emisores.

En el caso en que  $\alpha x_0/2 > 5$  el autor indica que una aproximación unidimensional es suficiente y que la relación que aplicable sería:

$$\frac{K_s}{\alpha \cdot q_L} = \left( \frac{1}{2\alpha x_0} \right) \quad [1.29]$$

### - Solución de Raats (1971)

Raats desarrolla una solución que permite calcular el valor del potencial de flujo matricial ( $\phi$ ) en un punto cualquiera situado bajo una fuente puntual de caudal conocido (Q) situada en la superficie del suelo.

El modelo de Raats se basa en considerar la ecuación de conservación de la masa en coordenadas cilíndricas:

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} r J_u + \frac{\partial}{\partial z} J_v = 0 \quad [1.30]$$

en la que r y z son las coordenadas radial y vertical,  $J_u$  y  $J_v$  son las componentes radial y vertical del flujo de agua calculadas mediante la ley de Buckingham – Darcy:

$$J_u = -K \frac{\partial H}{\partial r} \quad [1.31]$$

siendo H el potencial hidráulico.

En términos de flujo de potencial matricial puede calcularse como:

$$J_u = -\frac{\partial \phi}{\partial r} \quad [1.32]$$

Análogamente en la dirección vertical se cumple:

$$J_v = -K \frac{\partial H}{\partial z} = -K \frac{\partial h}{\partial z} + K = -\frac{\partial \phi}{\partial z} + K \quad [1.33]$$

Cuando se sustituye [1.31] y [1.33] en [1.30] se obtiene:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \frac{\partial K}{\partial z} \quad [1.34]$$

A partir de la relación [1.23], substituyendo en [1.34] se obtiene:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial \phi}{\partial r} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = \alpha \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad [1.35]$$

Raats (1971) introdujo las mismas variables adimensionales utilizadas por Philip (1968):

$$Z = \alpha z/2, R = \alpha r/2, \rho^2 = (R^2 + Z^2), \Phi = \frac{8\pi\phi}{\alpha Q}; \Theta V = \frac{8\pi J_v}{\alpha^2 Q} \quad [1.36]; \text{ siendo Q el caudal del emisor.}$$

Utilizándolas la ecuación [1.35] puede escribirse como:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial R^2} + \frac{1}{R} \frac{\partial \Phi}{\partial R} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial Z^2} = 2 \frac{\partial \Phi}{\partial Z} \quad [1.37]$$

Considerando que la condición inicial en el tiempo un medio semi infinito donde:

$$\lim_{(R^2 + Z^2)^{0.5} \rightarrow \infty} \Phi = 0 \quad [1.38]$$

Y además sólo hay flujo vertical en superficie en el punto de entrada de agua, tal y como se muestra en la figura 1-3:

$$\Theta V = -\frac{1}{2} \frac{\delta \Phi}{\delta Z} + \Phi = 0 \quad \text{en } Z=0 \text{ y } R \neq 0 \quad [1.39]$$

Imponiendo estas condiciones de contorno y tras diversas transformaciones matemáticas la ecuación de Raats permite calcular el potencial de flujo matricial ( $\phi$ ) en cualquier punto de coordenadas adimensionales R y Z:

$$\phi = \frac{\alpha Q}{4\pi} \left[ \frac{\exp(Z - \rho)}{\rho} - \exp(2Z) E_1(Z + \rho) \right] \quad [1.40]$$

Siendo la integral exponencial, considerando una variable arbitraria  $u$ :

$$E_1(u) = \int_u^{\infty} \frac{\exp(-t)}{t} dt \quad [1.41]$$

Revol (1996) propone utilizar la ecuación implícita [1.40] para calcular la extensión máxima del área saturada ( $r_0$ ), imponiendo las siguientes condiciones:

$$\phi(r, z) \geq \phi_s \quad [1.42]$$

$$\phi(r_0, 0) = \phi_s \quad [1.43]$$

Las raíces de la ecuación implícita [1.40] pueden calcularse con el método de la bisección. Revol (1996) hace referencia a la limitación del análisis casi lineal en la zona más cercana al emisor, donde se alcanza el valor de saturación. Sin embargo, según Philip (1992), el análisis casi lineal considerando una entrada puntual de agua no varía de la solución completa si se cumple:

$$Q \leq 2\pi K_s / (5\alpha^2) \quad [1.44]$$

#### - Solución de Philip (1985) y modificación de Revol (1994)

Diversos autores (eg. Philip, 1992 o Roth, 1983) indican que bajo un emisor se desarrolla un volumen saturado o cavidad. Inicialmente tiene forma hemisférica, debido al potencial matricial, y a medida que avanza el tiempo va alargándose por efecto del potencial gravitacional.

Philip (1985) desarrolla la solución exacta que permite calcular la relación entre el caudal absorbido en el suelo y la forma de cavidad formada bajo la fuente puntual en régimen estacionario.

La ecuación general de una cavidad esferoidal en coordenadas cilíndricas ( $r, z$ ) es:

$$\frac{r^2}{a^2} + \frac{z^2}{b^2} = 1 \quad [1.45]$$

en la que  $a$  y  $b$  son los dos semiejes de la esferoide (figura 1-3). En principio en el caso tratado se cumpliría que  $b > a$ , es decir la profundidad de la cavidad ( $b$ ) será mayor a su radio saturado  $a = r_0$ .

Philip (1985) da como resultado final la siguiente expresión:

$$Q = \frac{4\pi(b^2 - a^2)^{0.5} \phi_s}{\ln \left\{ \left( \frac{b}{a} \right) + \left[ \left( \frac{b}{a} \right)^2 - 1 \right]^{0.5} \right\}} \quad [1.46]$$

en la que  $\phi_s$  es el potencial de flujo matricial a saturación.

Debe recordarse que esta solución no tiene en cuenta el efecto de la gravedad, pues se trata de una solución de absorción. Revol (1994), por analogía con la solución de Wooding [1.22], añade el efecto de la gravedad a la ecuación [1.46] incluyendo el término  $\pi a^2 K_s$ :

$$Q = \frac{4\pi(b^2 - a^2)^{0.5} \phi_s}{\ln\left\{\left(\frac{b}{a}\right) + \left[\left(\frac{b}{a}\right)^2 - 1\right]^{0.5}\right\}} + \pi a^2 K_s \quad [1.47]$$

Revol (1995) indica que sustituyendo  $\eta = \frac{b}{a}$  en [1.47], puede obtenerse una expresión que permite el cálculo del radio saturado ( $r_0 = a$ )

$$r_0 = \frac{-b' + (b'^2 + Q\pi K_s)^{0.5}}{\pi K_s} \quad [1.48]$$

En la que  $b'$  toma distintas formas en función de si la relación  $\eta = \frac{b}{a}$  es menor, igual o mayor a 1:

$$\eta = \frac{b}{a} > 1 \quad b' = \frac{\pi \phi_s \sqrt{\eta^2 - 1}}{\ln\left\{\eta + \sqrt{\eta^2 - 1}\right\}} \quad [1.49]$$

$$\eta = \frac{b}{a} = 1 \quad b' = \pi \phi_s \quad [1.50]$$

$$\eta = \frac{b}{a} < 1 \quad b' = \frac{\pi \phi_s \sqrt{1 - \eta^2}}{\cos^{-1}(\eta)} \quad [1.51]$$

Para poder aplicar el modelo de Philip (1985) modificado por Revol (1994), ecuación [1.47], debe fijarse previamente el valor de  $\eta = b/a$ ; lo que representa una limitación importante, pues este parámetro no se conoce antes de realizar las pruebas.

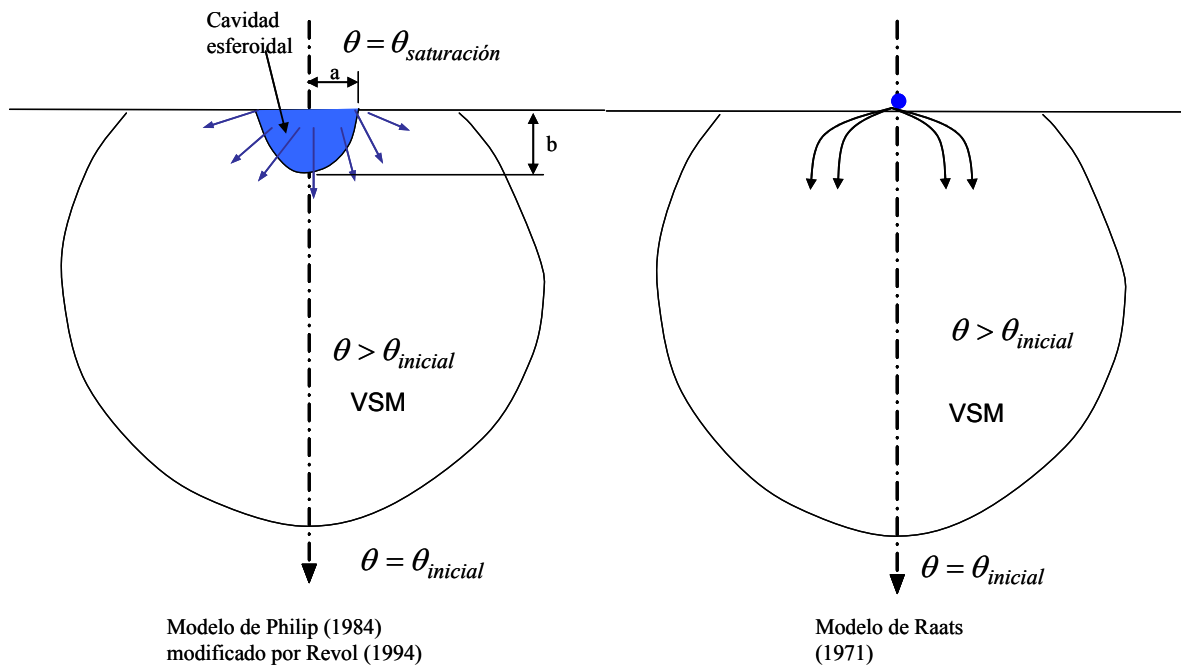
Aún y existir una clara analogía entre las soluciones de Wooding (1968) y de Revol (1994) en general las dos proporcionan resultados muy distintos. Únicamente en el caso en que  $b'$  fuese igual a  $2\phi_s$ , se cumpliría la ecuación [1.48] fuera equivalente a la solución de Wooding, según se expresa en la ecuación [1.25].

Debido a la gran diferencia en los resultados obtenidos con las dos ecuaciones Revol (1994) plantea si es correcto aislar el radio último del charco ( $r_0$ ) de la ecuación de Wooding [1.22], para obtener la ecuación [1.25]. Este autor argumenta que aplicando la ecuación [1.25] se sobreestima el valor del radio saturado ( $r_0$ ) en comparación con los resultados de las soluciones analíticas de Raats (1971) y del propio Revol (1994) y también en relación a los modelos numéricos de Ababou (1981) y de Lafolie *et al.* (1989-a).

Sin embargo la ecuación [1.25] ha sido ampliamente utilizada por numerosos autores, entre los que se encuentran Bresler (1978), Russo (1984), Clothier *et al.* (1985), Shani *et al.* (1987) y Or (1996).

En la bibliografía se han encontrado muy pocas comparaciones con resultados experimentales para establecer cual de los modelos estima mejor el valor de  $r_0$ . Gupta *et al.* (1995) comparan los resultados de la solución de Wooding con datos experimentales de  $r_0$  y con otras soluciones y concluyen que la

ecuación de Wooding es la que mejor se ajusta; proporcionando resultados muy próximos a los experimentales. Clothier *et al.* (1985) llegan a la misma conclusión; en cambio Revol *et al.* (1995) apuntan que la ecuación de Wooding sobreestima de forma importante el valor de  $r_0$  con respecto a la medida experimental, siendo el modelo de Raats (1971) el que proporciona una mejor estimación de  $r_0$ . De cumplirse la hipótesis lanzada por Revol (1994) la aplicación del método del gotero comportaría una sobreestimación de los valores de  $\alpha$  y  $K_s$ .



**Figura 1-3: Condición de contorno en la zona de entrada de agua bajo el emisor en las soluciones de Philip (1984) modificada por Revol (1994) y Raats (1971).**

**- Modelo de Youngs *et al.* (1999)**

Este modelo permite el cálculo de la extensión máxima de la banda de suelo saturado en superficie ( $2x_0$ ) bajo una manguera porosa o bajo una línea con emisores muy juntos. El resultado es comparable al que proporciona la solución de Warrick (1985), por tratarse también de una solución en régimen estacionario. El modelo se basa en las ecuaciones establecidas por Paulabarino-Kochina (1962) aplicado en riego por goteo por Youngs *et al.* (1999):

$$2x_0 = \frac{8 q_L}{\pi^2 K_s} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp[-(2n-1)\pi K_s h_f / q_L]}{(2n-1)^2} \quad [1.52]$$

En esta ecuación  $2x_0$  es la anchura total del charco formado bajo la línea de emisión,  $q_L$  es el caudal por unidad de longitud de la línea,  $K_s$  la conductividad hidráulica saturada estacionaria,  $h_f$  representa el potencial de presión indicado en signo negativo en el frente de humedad entre la zona humedecida y seca del suelo. Según indican Youngs *et al.* (1999) el sumatorio indicado en la ecuación [1.52] converge

rápida para valores moderadamente altos del cociente  $q_L/K \cdot h_f$ . Según los mismos autores las hipótesis adoptadas para establecer la ecuación [1.52] son:

a - Que el suelo alcanza el valor de saturación en el proceso de humectación.

b - La existencia de un salto brusco en el valor del contenido de agua entre el volumen de suelo mojado por el emisor y el resto del suelo. En toda la zona donde se encuentra el frente de humedad el potencial de presión  $h$  es igual a  $-h_f$ .

Estas dos hipótesis corresponden a las adoptadas por el modelo de Green y Ampt (1911).

A partir de la ecuación [1.52] conocidos  $K_s$ ,  $q_L$  y  $h_f$ , puede determinarse el valor de  $2x_0$ . Youngs *et al.* (1999) realizaron previamente un ensayo de infiltración en una columna de suelo con el fin de determinar  $K_s$  y  $h_f$ . A partir de las medidas de la profundidad alcanzada por el frente de humedad y de la infiltración acumulada, tomadas a lo largo del ensayo, aplicaron la ley de Darcy adoptando las hipótesis del modelo de Green y Ampt (1911). Los datos obtenidos se ajustaron a la siguiente expresión:

$$\frac{dI}{dt} = K_s + \frac{K_s h_f}{Z} \quad [1.53]$$

En la que  $I$  es la infiltración acumulada,  $dI/dt$  la velocidad de infiltración y  $Z$  la profundidad a la que se encuentra el frente de humedad.

Representado gráficamente  $dI/dt$  en ordenadas y  $1/Z$  en abscisas, se obtiene una recta en la cual la ordenada en el origen es igual a  $K_s$  y la pendiente es igual a  $K_s h_f$ . Youngs *et al.* (1999) sugieren la posibilidad de determinar  $K_s$  y  $h_f$  a partir del método del gotero desarrollado por Shani *et al.* (1987).

Youngs *et al.* (1999) constataron experimentalmente que en superficie el suelo es humedecido más allá de los límites de la zona saturada ( $2x_0$ ), debido al movimiento de agua por capilaridad. Según los mismos autores la anchura máxima de la banda humedecida a ambos lados de la línea de emisión ( $2x$ ) puede calcularse a partir de la siguiente expresión:

$$2x = \frac{1}{2} \frac{q_L}{K_s} \left\{ 1 + \frac{8}{\pi^2} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\exp[-2(2n-1)\pi K_s h_f / q_L]}{(2n-1)^2} \right\} \quad [1.54]$$

#### - Determinación de la extensión máxima teórica

En función de si se tiene un emisor aislado o una línea de emisores la extensión máxima teórica va a determinarse el radio máximo teórico ( $r_{\max}$ ) o la anchura máxima teórica de la franja saturada ( $2x_0$ ). A continuación se describe su cálculo.

#### - El radio máximo teórico ( $r_{\max}$ ) en el caso de un emisor aislado

Jury y Earl (1977) indican que el radio de la zona saturada bajo un emisor no va a superar un valor máximo teórico, que proponen calcularlo a partir de la solución de Wooding, ecuación [1.22], despreciando el segundo sumando que contempla el movimiento de agua debido a la capilaridad. En estas condiciones el radio máximo teórico ( $r_{\max}$ ) se calcularía según:

$$r_{\max} = \left[ \frac{Q}{\pi K_s} \right]^{0.5} \quad [1.55]$$

Esta ecuación asume implícitamente que el flujo de agua bajo el charco generado por el emisor es unidimensional.

#### - La anchura máxima de la franja saturada ( $2 x_0$ ) en el caso de una línea de emisores

Análogamente a la ecuación [1.55] la extensión máxima en el caso de una línea de emisión continua se calcularía:

$$x_{\max} = \frac{q_L}{2 K_s} \quad [1.56]$$

#### 1.4.2.- Simulación de la distribución de agua en el suelo en riego localizado: Modelos analíticos

Las soluciones analíticas de la ecuación de Richards en tres dimensiones representan una alternativa para conocer la distribución de agua en el suelo en riego localizado. Son numerosos los trabajos que abogan por su utilización, entre los que se encuentran: Bresler (1978); Bucks *et al.* (1980); Coelho y Or (1997) o Mmolawa y Or (2003).

Las principales ventajas que presentan las soluciones analíticas frente a las soluciones numéricas son: (a) requieren menos parámetros de entrada para poder ser aplicadas; (b) proporcionan una idea clara y directa de como influyen los parámetros en la solución. Sin embargo para poder resolver analíticamente la ecuación de Richards es preciso adoptar hipótesis que pueden resultar restrictivas. En este sentido la mayor parte de las soluciones adoptan la hipótesis de régimen estacionario para poder linealizar la ecuación de Richards (Wooding, 1968; Philip, 1968 y Raats, 1971). Según observaciones experimentales realizadas por Boulier (1985) y Ghali y Svehlik (1988) la hipótesis de régimen estacionario se cumple en raras ocasiones. Sólo cuando los riegos son muy frecuentes, 3 veces al día o más, el contenido y potencial de agua en el suelo cerca de los emisores permanece prácticamente constante y por tanto se alcanza la hipótesis de régimen estacionario (Rawlins, 1973 y Jury y Earl, 1977).

Según Coelho y Or (1997) para la mayoría de frecuencias de riego con las que se opera en las plantaciones comerciales, incluso con una frecuencia de riego diaria, la condición de régimen estacionario no se cumple. Para estos mismos autores, según cual vaya a ser la aplicación de las soluciones analíticas, deben distinguirse dos situaciones: (a) para diseñar el sistema de riego y (b) para manejar el riego.

En este sentido las soluciones analíticas en régimen permanente son útiles para el diseño, ya que en este caso el planteamiento debe ser conservador. En cambio el manejo del riego debe realizarse bajo una óptica más flexible, para poder adaptarse a las condiciones cambiantes que se dan en la dinámica de agua en el suelo durante los riegos. En este caso la solución que se aplique debe poder contemplar régimen transitorio.

La solución de Warrick (1974) permite contemplar régimen transitorio, sin embargo esta solución además de asumir la hipótesis de suelo homogéneo o la relación exponencial entre conductividad ( $K$ ) y potencial de presión ( $h$ ), igual que las otras soluciones analíticas en régimen estacionario, asume además una condición adicional,  $dK/d\theta = \text{constante}$ . La adopción de esta condición podría ser demasiado restrictiva en determinadas situaciones, tal y como apunta el mismo Warrick (2003).

La linealidad en la solución de Warrick (1974) permite considerar el efecto de varios emisores puntuales, sumando los potenciales de flujo de cada emisor. En Bucks *et al.* (1980) puede encontrarse un ejemplo en el cual se contempla la interacción de dos emisores.

Lomen y Warrick (1974) desarrollan una solución en régimen transitorio para el caso de una fuente lineal, basada en la solución para la conducción del calor en un sólido de Carslaw y Jaeger (1959).

### - La linealización de la ecuación de Richards

En términos de potencial matricial la ecuación de Richards puede escribirse de la siguiente forma:

$$\frac{d\theta}{d\phi} \frac{\partial \phi}{\partial t} = \nabla^2 \phi - \frac{dK}{d\phi} \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad [1.57]$$

Esta forma de la ecuación de Richards presenta ventajas para su resolución tanto por métodos numéricos como por métodos analíticos (Ragab, 1984). En los límites del frente de humedecimiento los gradientes de potencial de presión son muy importantes, mientras que los gradientes de potencial de flujo matricial se mantienen bajos, representando una ventaja de caras a la convergencia de la solución (Revol, 1994).

Una de las hipótesis para linealizar la ecuación [1.57] en condiciones de régimen permanente se basa en asumir que la conductividad hidráulica ( $K$ ) aumenta exponencialmente con el potencial de presión ( $h$ ), tal y como se muestra la ecuación [1.16].

Algunas de las soluciones para infiltración axisimétrica que siguen esta técnica son: Wooding (1968) y Raats (1971). La misma relación fue utilizada por Warrick (1974) para soluciones en régimen transitorio imponiendo una condición adicional, según se explica en el siguiente apartado.

### - La solución en régimen transitorio

La solución en régimen transitorio fue obtenida por Warrick (1974) asumiendo que la pendiente de la conductividad hidráulica ( $K$ ) en relación al contenido de agua ( $\theta$ ),  $k = dK/d\theta$ , se mantiene constante. Asumiendo esta hipótesis la ecuación [1.57] puede linealizarse, dando lugar a:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} = \frac{k}{\alpha} \nabla^2 \phi - k \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad [1.58]$$

La solución analítica de la ecuación [1.58] fue obtenida por Warrick utilizando las variables adimensionales  $Z = \alpha z/2$ ,  $R = \alpha r/2$ ,  $\rho^2 = (R^2 + Z^2)$ ,  $T = \alpha k t/4$  y el flujo de potencial matricial  $\Phi = 8\pi\theta / \alpha Q$ . En las que  $z$  y  $r$  son las coordenadas cilíndricas,  $t$  el tiempo desde el inicio del riego y  $Q$  el caudal del emisor. Se consideró también que la condición inicial en el tiempo  $t = 0$  es:  $\theta(r,z,0) = 0$  y la condición de contorno  $(\delta\theta/\delta z) + \alpha\theta = 0$  para  $z = 0$  y  $r \neq 0$ .

El resultado para una un emisor puntual enterrado en un medio infinito es:

$$\Phi_{3B}(R, Z, T) = \frac{\exp Z}{2\rho} \left[ \exp \rho \operatorname{erfc}\left(\frac{\rho}{2\sqrt{T}} + \sqrt{T}\right) + \exp(-\rho) \operatorname{erfc}\left(\frac{\rho}{2\sqrt{T}} - \sqrt{T}\right) \right] \quad [1.59]$$

en  $\Phi_{3B}$  el subíndice 3 indica que se trata de un emisor puntual y B indica que se encuentra enterrado.  $\operatorname{erfc}$  es la función de error complementaria definida según:

$$\operatorname{erfc}(x) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x \exp(-t^2) dt \quad [1.60]$$

Una vez calculado el flujo de potencial matricial adimensional para el caso de un emisor enterrado ( $\Phi_{3B}$ ), puede calcularse el flujo de potencial matricial ( $\theta$ ) a partir de su definición ( $\theta = \alpha Q \Phi / 8\pi$ ), para luego con el teorema general establecido por Philip (1971) determinar la solución en el caso de un emisor situado en superficie según:

$$\phi_{3S} = 2 \left[ \phi_{3B} - e^{2Z} \int_Z^\infty e^{-2Z} \phi_{3B} dZ \right] \quad [1.61]$$





## -Las soluciones en régimen permanente

Las soluciones en régimen permanente se basan en considerar que no hay variación del contenido de agua en relación al tiempo. Considerando  $\partial\theta/\partial t = 0$  y la relación [1.16] ( $K = K_s \exp(\alpha h)$ ), la ecuación de Richards en la forma [1.58] puede escribirse como:

$$\nabla^2 \phi - \alpha \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad [1.65]$$

Esta es una ecuación diferencial de segundo orden es lineal, aunque tradicionalmente las soluciones que se basan en ella han sido conocidas como casi-lineales (Warrick, 2003).

Entre estas soluciones se encuentra la de Raats (1971), que deriva una solución válida para una fuente puntual situada en la superficie del suelo, ecuación [1.40].

Otra solución válida para un emisor enterrado fue derivada por Philip (1968). Aplicando esta solución puede hallarse el potencial de flujo matricial adimensional producido por un emisor enterrado según:

$$\Phi_{3B}(r, z) = \frac{Q}{4\pi(r^2 + z^2)^{0.5}} \exp\left\{\frac{\alpha}{2} [z - (r^2 + z^2)^{0.5}]\right\} \quad [1.66]$$

En la que  $r = 0$  y  $z = 0$  es la posición que ocupa el emisor puntual enterrado, siendo  $r$  y  $z$  un sistema de coordenadas cilíndricas.

Una vez calculado  $\Phi_{3B}$  pueden aplicarse las ecuaciones [1.61] y [1.64] para determinar el valor del potencial de presión ( $h$ ).

## 1.5.- Los modelos numéricos para determinar la distribución de agua en el suelo en riego por goteo

### 1.5.1.- Características de la distribución de agua en el suelo en los sistemas de riego localizado:

#### Hipótesis adoptadas

Los sistemas de riego por goteo, en contraste con otros sistemas, se caracterizan por aplicar pequeñas dosis de agua de forma muy frecuente y por localizar el agua en una superficie inferior a la total del campo. La infiltración de agua en estas condiciones resulta ser tridimensional, a diferencia de lo que ocurre en el caso de un riego por inundación o por aspersión, donde se asume que el área a través de la cual el agua se infiltra en el suelo es idéntica en toda la superficie (Bresler, 1977).

La gran mayoría de los trabajos que abordan el problema del movimiento de agua en el suelo parcialmente saturado se fundamentan en el modelo macroscópico establecido por Richards (1931), ecuación [1.7]. Esta ecuación puede aplicarse para calcular la distribución de agua en el suelo en riego localizado, sin embargo resulta difícil de resolver por intervenir en ella dos variables dependientes: el potencial de presión ( $h$ ) y el contenido volumétrico de agua ( $\theta$ ); por ser una ecuación diferencial parcial de segundo orden y por ser no lineal (Warrick, 2003). Resolver esta ecuación, sujeta a unas condiciones iniciales y de contorno adecuadas al problema físico que se desee plantear, es siempre posible mediante métodos numéricos como el de las diferencias finitas (Philip, 1969). La primera aplicación de estos métodos para predecir el movimiento de agua en el suelo en riego por goteo fue el modelo de Brandt *et al.* (1971). Este modelo, como la gran mayoría de modelos posteriores aplicados al riego localizado, simplifican el fenómeno de infiltración y redistribución de agua en el suelo considerando que existe algún tipo de simetría en la distribución de agua en el suelo. Pueden tratarse dos tipos de problemas, los de flujo plano y los de flujo cilíndrico. A continuación se describen con más detalle:

a) **Flujo plano:** Se da en el caso en que los emisores estén muy juntos y se forme una banda de ancho continuo bajo los emisores.

En este caso si la línea de emisores sigue el eje  $y$ , tal y como se indica en la figura 1-4, puede considerarse que al formarse una franja de agua continua bajo la línea el contenido de agua no varía en relación a este eje y por lo tanto se cumple que  $\frac{\partial h}{\partial y} = 0$ , con lo cual en la ecuación [1.8], se anula el segundo término a la derecha de la igualdad. Quedando como sigue:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad [1.67]$$

En la ecuación [1.67] se ha distinguido el potencial de presión ( $h$ ) y el potencial hidráulico ( $H$ ) y como se ve se reduce el problema a un sistema bidimensional, donde las coordenadas espaciales son ( $x, z$ ).

b) **Flujo cilíndrico o con simetría axial:** Se da en el caso de un emisor aislado o bien en el caso de que los emisores estén suficientemente separados para que no haya interacción entre ellos. En este caso el contenido de agua ( $\theta$ ) es función de la profundidad ( $z$ ), el tiempo ( $t$ ) y la distancia radial a la vertical del emisor ( $r$ ), siendo  $r = (x^2 + y^2)^{0.5}$ . Según Bresler (1977) la ecuación [1.8] en coordenadas cilíndricas aplicada a este caso puede escribirse:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial r} \left( K \frac{\partial h}{\partial r} \right) + \frac{K}{r} \frac{\partial h}{\partial r} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad [1.68]$$

En algunas ocasiones a los modelos que asumen este tipo de flujo se les llama casi tridimensionales o también tridimensionales asumiendo la simetría axial. Según Warrick (2003) podría argumentarse tanto que se trata de flujo tridimensional como bidimensional.

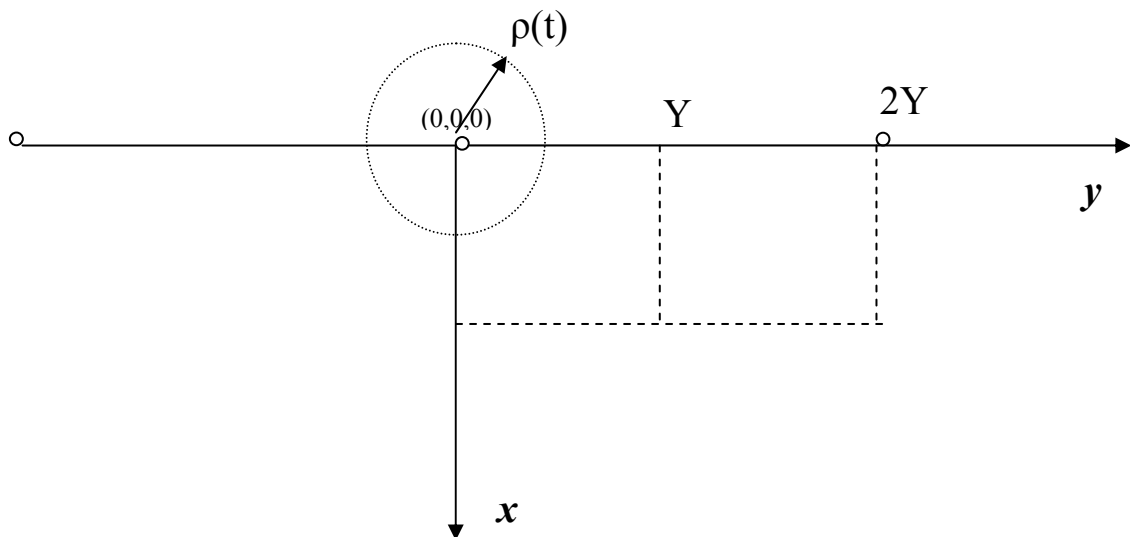
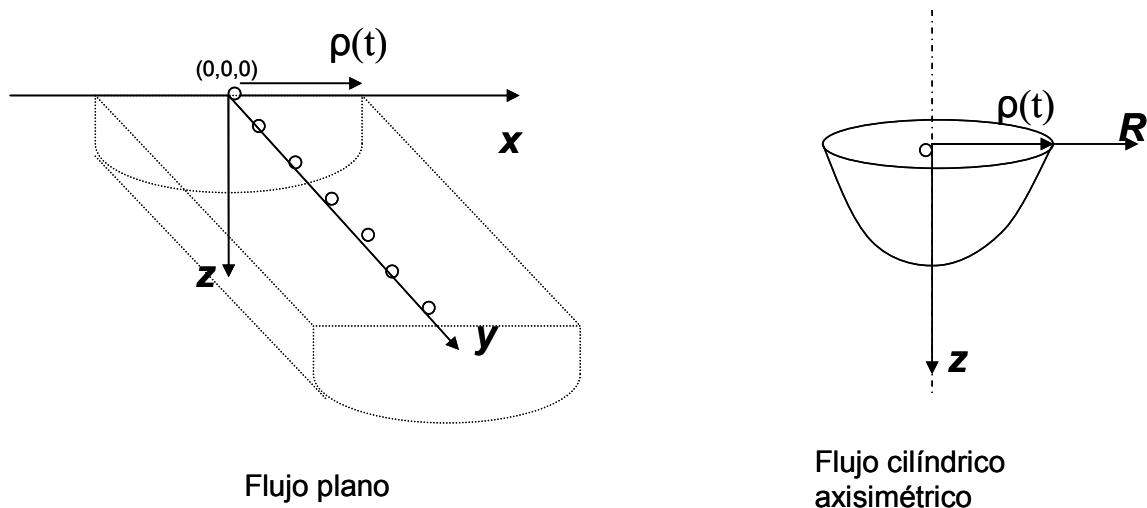


Figura 1-4: Esquema de una línea de emisores separados una distancia igual a  $2Y$ .



**Figura 1-5: Esquema de la distribución de agua en el suelo para los casos de flujo plano y flujo cilíndrico.**

En la figura 1-5, donde se ilustra el movimiento de agua en el caso de flujo plano, puede verse que al realizar distintas secciones bajo la línea de emisores, perpendiculares al eje  $y$ , la sección de suelo mojado es idéntica. En estas condiciones el contenido de agua es independiente de la posición en el eje  $y$ .

En flujo cilíndrico el agua se distribuye de forma simétrica alrededor del eje vertical  $z$ , con lo que el contenido de agua en el suelo es función de las coordenadas  $R$  y  $Z$  (figura 1-5).

En ambos casos la extensión de la zona saturada que se forma bajo los emisores es función del tiempo, siendo un disco de radio  $(\rho(t))$  en el caso de flujo cilíndrico, y una banda rectangular de anchura  $2\rho(t)$  en el caso de flujo plano.

Puede suceder que inicialmente el movimiento de agua bajo una línea de emisores se comporte como el caso del modelo cilíndrico y a medida que avance el tiempo de riego, y aumente el radio de los charcos formados bajo los emisores  $(\rho(t))$ , el modelo que mejor simule el flujo de agua en el suelo sea el de flujo plano. Véase por ejemplo en la figura 1-4, cuando el radio  $(\rho(t))$  sea superior a  $Y$ , es decir la mitad de la separación entre emisores, tiende a formarse una banda húmeda bajo los emisores y por lo tanto el modelo que mas se adaptaría sería el de flujo plano.

**- Modelación numérica de la evolución de la extensión de la zona de agua libre bajo los emisores**

Lafolie *et al.* (1989-a) indican que la estimación de la extensión de la zona encharcada bajo los emisores es la mayor fuente de error en la modelación del movimiento de agua en riego por goteo.

Sin duda la extensión de la zona encharcada tiene una gran influencia en la forma que toma el frente de humedad. Revol (1994) remarca que la anchura que adquiere el volumen de suelo mojado se explica más por la rápida formación del charco en superficie que no por el movimiento de agua debido a la capilaridad. En efecto, Bresler (1971 y 1978) utilizando el modelo numérico de Brandt *et al.* (1971), que permite simular la formación del charco, pone de manifiesto la importancia del caudal del emisor en las dimensiones del charco superficial y en la distribución de agua en profundidad. Sus resultados muestran que al aumentar el caudal del emisor el volumen de suelo mojado es más ancho y menos profundo.

Lafolie *et al.* (1989-a) presentan un modelo numérico que en cada iteración adapta la extensión de la zona en la que se infiltra el agua procedente de los emisores. El modelo considera que la evaporación de agua

en el charco es igual a la evaporación potencial, y no permite contemplar el almacenamiento de agua que se da en el charco. La condición impuesta en superficie es una condición de Dirichlet o de presión constante igual a cero, lo que equivale al valor de saturación sin presión adicional provocada por la altura de agua. En las validaciones que realizan sus autores los resultados del modelo proporcionan balances de masa con un error inferior al 1 %, mejorando los resultados de modelos precedentes como el de Brandt (1971) o el de Ababou (1981).

Youngs *et al.* (1999) indican que en suelos de textura gruesa la utilización de emisores de caudal elevado es una medida efectiva para evitar las pérdidas de agua en profundidad. Sin embargo no debe perderse de vista que la forma del charco superficial resulta más irregular cuando los caudales de emisión aumentan, lo que por otro lado podría tener como consecuencia una menor uniformidad en la distribución de agua en el suelo y una mayor pérdida de agua por escorrentía.

### 1.5.2.- Modelos analíticos vs. Numéricos

Todos los modelos analíticos indicados en el apartado anterior dan una solución en régimen estacionario, y por lo tanto proporcionan un valor límite que puede que no se alcance si el tiempo de riego no es lo suficientemente largo. Otras de las limitaciones que presentan las soluciones analíticas son: considerar el suelo y el contenido de agua inicial homogéneos en todo el perfil, adoptar condiciones de contorno simplificadas, considerar una relación exponencial entre la conductividad hidráulica y el potencial de presión; o bien en el caso del modelo de Youngs (1999) adoptar las hipótesis de Green y Ampt (1911). Las distintas hipótesis adoptadas cada una de las distintas soluciones analíticas pueden limitar su utilidad práctica. Sin duda la resolución numérica de la ecuación de Richards permite adaptarse a condiciones iniciales y de contorno más complejas y no es necesario limitarse a considerar una relación potencial entre la conductividad hidráulica y el potencial de presión.

Cronológicamente Brandt *et al.* (1971) realizaron el primer modelo numérico que se aplicó para resolver la ecuación de Richards a riego por goteo. A lo largo del tiempo aparecieron muchos otros, pero a criterio de Lafolie *et al.* (1989-a) no mejoraron significativamente el trabajo de los primeros autores, y sobretodo el tratamiento de la condición de contorno en superficie fue menos minuciosa, no contemplando la formación dinámica del charco.

### 1.5.3.-Antecedentes del modelo de simulación SIMDAS

Ramírez de Cartagena (1994) y Ramírez de Cartagena y Sáinz (1997) desarrollaron el modelo SIMDAS, para resolver la ecuación de Richards considerando flujo cilíndrico. El modelo permitía considerar la presencia de distintos horizontes y la extracción de agua por la planta mediante la introducción de un término de sumidero a la ecuación de Richards [1.7]:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla(K \nabla H) - S \quad [1.69]$$

El modelo SIMDAS utiliza el método de las diferencias finitas, según el esquema que anteriormente utilizaron van der Ploeg y Benecke (1974), Armstrong y Wilson (1983) o Khatri (1984); y que se basa en transformar las ecuaciones diferenciales en ecuaciones algebraicas en forma explícita, donde las variables toman valores en puntos discretos en el espacio y en el tiempo. El dominio de flujo considerado según las condiciones de contorno esta formado por una malla, compuesta por celdas rectangulares, todas

del mismo tamaño. Las ecuaciones algebraicas toman valores en cada una de estas celdas y para un incremento de tiempo prefijado. Este esquema de resolución es simple, intuitivo y no requiere un profundo conocimiento de los métodos numéricos (van der Poeg y Benecke, 1974); además permite realizar modificaciones en el código de forma sencilla.

El modelo SIMDAS (Ramírez de Cartagena y Sáinz, 1997) tenía algunas limitaciones, como:

- a) La condición de contorno en la zona de entrada de agua procedente del emisor, que se consideraba de extensión fija e igual al tamaño de celda utilizado por el modelo.
- b) No permitía tratar el caso de una línea de emisión continua, flujo plano, tal como se indica en la parte izquierda de la figura 1-5.
- c) No contemplaba la evaporación de agua en un suelo sin cultivo.
- d) Adoptaba una relación exponencial o potencial para la curva de retención de agua en el suelo y exponencial para la conductividad hidráulica.

#### 1.5.4.- Descripción del modelo HYDRUS-2D (H-2D)

La ecuación que rige el flujo de agua es una modificación de la ecuación de Richards que toma la forma:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ K(K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_i} + K_{iz}^A) \right] - S \quad [1.70]$$

En la que  $\theta$  representa el contenido volumétrico de agua [ $L^3L^{-3}$ ],  $h$  el potencial de presión [L],  $S$  el término de extracción de agua [ $T^{-1}$ ],  $x_i$  ( $i = 1,2$ ) son las coordenadas espaciales [L],  $t$  el tiempo [T],  $K_{ij}^A$  los componentes del tensor adimensional de anisotropía  $K^A$ ; este tiene la finalidad de considerar la anisotropía del medio. En caso de medio isótropo, los elementos de la diagonal principal de la matriz toman el valor de uno y los restantes valores de cero.  $K$  es la función de conductividad hidráulica insaturada [ $LT^{-1}$ ], que puede expresarse como:

$$K(h, x, z) = K_s(x, z)K_r(h, x, z) \quad [1.71]$$

En la cual  $K_r$  es la conductividad hidráulica relativa [-] y  $K_s$  la conductividad hidráulica a saturación [ $LT^{-1}$ ]. Cuando [1.70] se aplica a flujo plano en la sección vertical o a flujo cilíndrico  $x_1 = x$  es la coordenada horizontal y  $x_2 = z$  es la coordenada vertical.

En el caso de considerar medio isótropo la ecuación [1.70] es equivalente a la ecuación [1.8] considerando 2 dimensiones, lo que permite simular tanto flujo plano como flujo cilíndrico.

El modelo H-2D resuelve la ecuación de Richards sujeta a determinadas condiciones de contorno aplicando el método de los elementos finitos bajo un esquema de Galerkin

A diferencia de SIMDAS, el modelo HYDRUS-2D no está especialmente concebido para simular el movimiento de agua en el suelo en riego por goteo, aunque permite definir las condiciones de contorno adecuadas para este caso. Existen numerosos precedentes de la utilización del modelo HYDRUS-2D para simular el movimiento de agua en el suelo en riego localizado. Entre ellos los trabajos realizados por Assouline (2002), Schmitz *et al.* (2002), Ben-Gal y Dudley (2003), Skaggs *et al.* (2004) o Meshkat *et al.* (1999). Este último utiliza una versión shareware del programa llamada SWMS-2D que no incorpora el entorno gráfico y compara sus resultados con los que obtiene experimentalmente mediante un lisímetro de pesada, observándose una buena correlación entre los resultados simulados y los experimentales.

## **1.6.- Distribución de agua en el volumen de suelo mojado**

### **1.6.1.-Hipótesis de simetría en la distribución de agua bajo un emisor aislado**

En el caso de un emisor aislado o una línea de emisores suficientemente separados para que no exista influencia entre los volúmenes de suelo mojado por cada uno de ellos, se suele suponer que la distribución de agua en el suelo es simétrica respecto al eje vertical que pasa por el emisor (*e.g.* Besler, 1978). Sin embargo la heterogeneidad en las partículas que forman el suelo, la compactación localizada, la variabilidad de las propiedades hidráulicas del suelo y la micro topografía del terreno, entre otras causas, podrían invalidar esta hipótesis, que por otro lado es una de las premisas asumidas por la mayoría de modelos matemáticos para la simulación de la distribución de agua en el suelo. Los métodos de diseño agronómico desarrollados por Keller y Karmeli (1974), Bresler (1978), Zur (1996) y Amoozegar-Fard *et al.* (1984), también asumen implícitamente la hipótesis de simetría axial.

### **1.6.2.- La hipótesis de flujo plano bajo una línea de emisores**

En muchos cultivos en línea, los emisores se colocan muy juntos con el fin de conseguir una banda de humedad continua en el suelo para que pueda ser aprovechada por el sistema radicular del cultivo. Para ello es necesario elegir una combinación entre el caudal de los emisores y su separación adecuada en relación a las propiedades hidrodinámicas del suelo. La banda de humedad continua formada bajo la línea de emisores ha sido verificado en experiencias de campo por Ould Mohamed El-Hafedh *et al.*, 2001 o Ah Koon *et al.* 1990. En estas condiciones el flujo de agua puede ser simulado con modelos de flujo plano como el de Brandt *et al.* (1971) o el de Lafolie *et al.* (1989-a). Sin embargo la utilización de emisores de 4 l/h colocados a 1 m de separación, muy utilizada en campos de frutales de la zona de Girona, no parece garantizar la formación de una banda de humedad continua bajo la línea de los emisores.

### **1.6.3.- El volumen de suelo mojado por un emisor aislado: Determinación del la profundidad y la anchura máximas del volumen de suelo mojado (VSM)**

El volumen de suelo mojado por los emisores (VSM) es la zona donde la extracción de agua por el cultivo es mas activa y por lo tanto es necesario determinar en que modo los distintos factores que pueden afectarlo. Muchos autores utilizan la profundidad (D) y la anchura (W) del VSM para definir su extensión y forma. Para poder medir estos parámetros es necesario conocer donde se encuentra el frente de humedad o frontera del VSM, sin embargo la definición de esta frontera no coincide en los distintos trabajos publicados. Bresler *et al.* (1971) la definen a partir de una variación brusca del contenido de agua, Bar-Yosef y Sheikholslami (1976) o Roth (1983) la definen a partir de un cambio de color en el suelo. Otros autores la definen a partir de un cierto aumento porcentual del contenido inicial de agua: Taghavi *et al.* (1984) como un aumento del 10 %; Clothier *et al.* (1985) como un aumento del 15 % o Healy y Warrick (1988) como un aumento del 25 %; Pal *et al.* (1992) lo definen como el mínimo aumento detectable que consideran de un 1 % del contenido de humedad.

#### **1.6.4.- Uniformidad en la distribución del contenido de agua dentro del volumen de suelo mojado por un emisor aislado**

El primer modelo matemático para describir la infiltración con una base física fue el de Green y Ampt (1911), su simplicidad y la obtención de resultados satisfactorios en numerosos problemas prácticos de física de suelos e hidrología hacen que aún hoy en día sea ampliamente utilizado (Ravi y Williams, 1998). El modelo de Green y Ampt se basa en considerar que el agua se infiltra en el suelo siguiendo un perfil de flujo pistón, es decir, que existe un cambio brusco en el valor del contenido de agua antes y después del frente de humedad. Aunque esta hipótesis sólo es cierta en suelos de textura gruesa, no se comete error en la predicción de la infiltración acumulada en suelos de textura fina puesto que la cantidad de agua situada por encima del frente de humedad teórico resulta la misma que la situada por encima del frente real (Radcliffe y Ramussen, 2002).

Considerar el contenido de agua constante dentro del volumen de suelo mojado es la base de algunos modelos simplificados que predicen la extensión y/o profundidad de suelo mojado por un gotero aislado: Chu (1993), Roth (1983) y Moncef *et al.* (2002). Por ello resulta interesante, cuando se quiera aplicar alguno de estos modelos, ver en que grado se cumple la hipótesis de asumir un mismo valor de contenido de agua dentro del volumen de suelo mojado.

Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001) sugieren un método para determinar el volumen de agua necesario en cada riego en el caso de una línea de emisores. El principio del método se basa en mantener el contenido medio de agua cercano al valor de capacidad de campo, dentro del volumen de suelo donde se desarrolla el sistema radicular del cultivo. En este sentido es necesario evaluar la uniformidad en el contenido de agua dentro del volumen de suelo explorado por la planta, y con este fin los autores utilizaron el coeficiente de uniformidad de Christiansen. En las experiencias realizadas por estos autores el contenido de agua medio alcanzó el valor de capacidad de campo, y la uniformidad en el contenido de agua alcanzó un valor alrededor del 90 % al finalizar el riego. En el mismo trabajo se observó una disminución en la uniformidad a partir del inicio del riego a causa de un aumento del contenido de agua en la región más cercana al emisor.

Zur (1995), presenta un método para establecer el caudal del emisor y la separación entre emisores, a partir de fijar como objetivo el VSM. Esta metodología asume implícitamente que el contenido de agua dentro del VSM es uniforme e igual al contenido de agua correspondiente al valor de capacidad de campo.



## **CAPÍTULO 2: OBJETIVOS DE LA TESIS**

### **Objetivo general:**

Mejorar el modelo numérico SIMDAS y comparar sus predicciones con las de otros modelos y con medidas experimentales del contenido de agua en el suelo.

### **Objetivos particulares:**

#### **I. Respecto al modelo SIMDAS**

Incorporar en el modelo los siguientes aspectos:

- Formación dinámica del charco de agua.
- Efecto del sellado del suelo.
- Almacenamiento de agua en el charco superficial.
- Distribución de agua en el suelo bajo una línea de emisión continua (Flujo plano).
- Considerar la evaporación de agua en la superficie del suelo.
- Incorporar las funciones hidráulicas según el modelo de van Genuchten-Mualem.

#### **II. Respecto al volumen de suelo mojado (Bulbo de humedad)**

- Determinar la extensión y profundidad del volumen de suelo mojado (VSM) a partir de medidas del contenido de agua.
- Determinar el grado de solapamiento de los volúmenes de suelo mojado formado por emisores adyacentes.
- Analizar cual es la influencia del caudal, volumen de agua aplicado, tipo de suelo e influencia de riegos precedentes en la extensión y profundidad del VSM.
- Determinar el grado de uniformidad en el contenido de agua del suelo dentro del VSM.

#### **III. Respecto a las soluciones analíticas**

- Comparar la dimensión del charco formado en la superficie del suelo con observaciones experimentales.
- Analizar la aplicabilidad de la solución de Warrick (1974) para determinar la distribución de agua bajo un emisor aislado. Comparación de sus resultados con medidas experimentales.

#### **IV. Comparación de los resultados del modelo SIMDAS con los de otro modelo numérico, HYDRUS-2D y con medidas experimentales**

#### **V. Simulación de la dinámica de agua en el suelo a nivel de campaña de riego en presencia de cultivo**

- Calibrar el modelo HYDRUS-2D a partir de medidas en continuo de contenido y potencial de agua en el suelo.
- Comparar la evolución del potencial y contenido de agua en el suelo, utilizados para gestionar el riego, con las predicciones del modelo calibrado.

## CAPÍTULO 3 : METODOLOGÍA

### 3.1.- Caracterización física e hidráulica de los suelos

#### 3.1.1.- Descripción de los suelos donde se realizaron las experiencias

Las pruebas han sido realizadas en cuatro tipos de suelos: dos Entisols (*Oxyaquic Xerofluvents, franca-gruesa, mezclada, semiactiva, térmica* y *Typic Xerofluvents, franca-gruesa, mezclada, semiactiva, térmica*), un Inceptisol (*Typic Calcixerepts, limosa-fina, mezclada, semiactiva, térmica*) y un Alfisol (*Typic Haploxeralfs, franca-gruesa, mezclada, semiactiva, térmica*). Los dos primeros localizados en la finca “Mas Badia” (La Tallada d’Empordà – Baix Empordà) y los otros dos en distintas parcelas de la finca “Camps i Armet” (Monells – Baix Empordà), todas ellas fincas del Campus Agroalimentario de Girona. La parcela con suelo clasificado como *Oxyaquic Xerofluvents* se designara como La Tallada, la parcela con suelo tipo *Typic Xerofluvents* se designará como Cortina, la del Inceptisol como Monells 1 y la del Alfisol como Monells 2.

En todos los casos se abrió una calicata, situada a pocos metros de donde se realizaron los ensayos. Posteriormente se describió el perfil y se tomaron muestras en cada horizonte. A partir de las muestras se determinó la textura, densidad aparente, contenido de agua a saturación, contenido de agua a -33 y -1500 kPa; así como conductividad hidráulica saturada.

#### 3.1.2.-Métodos para la determinación de las propiedades físicas e hidráulicas del suelo en laboratorio

##### - Determinación del contenido de agua a 33 y 1500 KPa

Se han determinado mediante placas de presión sobre muestras disturbadas de suelo; por lo que los valores corresponden a la curva de desecación del suelo. En Mathieu y Pielain (1998) puede encontrarse una descripción detallada del método.

Aunque el método de laboratorio ha sido muy criticado por el hecho de realizarse en condiciones muy distintas a las que se dan en el campo, este es el único medio posible de obtener un rango amplio de valores de potencial matricial, ya que el límite de lectura de los tensiómetros es de -80 kPa, y el de los sensores de matriz granular de -200 kPa.

Para complementar las medidas y contrastar el comportamiento *in situ* en comparación con el método de laboratorio se tomaron medidas simultáneas del contenido de agua en el suelo con una sonda TDR y del potencial matricial con tensiómetros.

##### - Determinación del contenido de agua a saturación y residual

A partir de las muestras de suelo secadas al aire y tamizadas, se añadió agua hasta llegar al punto de saturación. Una vez alcanzado este punto se pesaron las muestras y posteriormente se secaron a 105 °C hasta que su peso permaneció constante. Luego por diferencia de pesos se calculó el contenido de agua a saturación.

El contenido de agua residual se calculó como la diferencia de peso entre la muestra de suelo secada al aire y la muestra secada a la estufa a 105 °C, dividido por el peso de la muestra secada al aire.

### - Determinación de la densidad aparente

Una vez abierta la calicata, se tomaron muestras inalteradas con un cilindro calibrado, las muestras se secaron a la estufa y se pesaron. La relación entre el peso seco y el volumen representa la densidad aparente. Se recogieron 3 muestras en cada uno de los horizontes para determinar la densidad, posteriormente se calculó la media y el coeficiente de variación (CV).

### - Determinación de la conductividad hidráulica saturada: método del permeámetro de carga constante

Se ha realizado en el laboratorio a partir del método de carga constante sobre muestras inalteradas de suelo. En los ensayos realizados se saturó la tierra dentro de los cilindros dejándola en remojo durante unas 24 h. Una vez saturadas las muestras se mantuvo un nivel de agua constante de 2 cm mediante un sifón y se recogió el agua que atravesó la columna durante un periodo de tiempo fijado. Las pruebas se repitieron con 3 muestras para cada uno de los horizontes de los distintos perfiles estudiados. Como en el caso anterior se determinó el valor medio y su CV.

Aplicando la ley de Darcy se calculó la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ):

$$K_s = \frac{Q \cdot L}{A \cdot \Delta h} \quad [3.1]$$

siendo,

Q: Caudal de agua que atraviesa la columna [ $L^3 \cdot T^{-1}$ ]

L: Altura de la columna de suelo [L]

A: Sección de la muestra [ $L^2$ ]

$\Delta h$ : Carga de agua aplicada en la muestra [L]

Una descripción más detallada del método puede verse en Youngs (1991).

### 3.1.3.- Características físicas e hidráulicas del suelo en laboratorio

En las siguientes tablas se muestran de forma concisa los resultados de las determinaciones indicadas en los apartados anteriores para cada uno de los horizontes de los suelos estudiados.

**Tabla 3-1: Propiedades físicas de los distintos horizontes en La Tallada.**

Horizonte y Profundidad (cm)	Textura			Materia Orgánica (%)	Densidad Aparente ( $g/cm^3$ )	
	Clasificación USDA	Arcilla (%)	Limo (%)			
Ap (0-35 )	Franca	11.54	38.87	49.59	0.26	1.65 (38)*
Bw1 (35-75)	Franca	12.64	48.84	38.52	0.27	1.53 (20)*
Bw2 (75-120)	Franco-arenosa	4.94	26.00	69.06	0.18	1.44 (27)*
Bw3 (>120)	Franco-arenosa	7.01	17.34	75.65	-	1.68 (10)*

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro (%).

**Tabla 3-2: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en La Tallada.**

Horizonte y Profundidad (cm)	Contenido volumétrico de agua (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )						Conductividad hidráulica a saturación (cm/h)
	1500 kPa	100 kPa	60 kPa	33 kPa	a Saturación	Residual (105 °C)	
Ap (0-35 )	0.1173	0.2219	0.2451	0.2683	0.35	0.0214	0.42 (80)*
Bw1 (35-75)	0.1207	0.2372	0.2633	0.2821	0.39	0.0246	0.75 (52)*
Bw2 (75-120)	0.1395	0.2621	0.2899	0.3079	0.41	0.0271	1.12 (30)*
Bw3 (>120)	-	-	-	-	0.38	-	1.60 (43)*

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro (%).

Los horizontes *Ap* y *Bw1* pertenecen a la misma clase textural, presentando contenidos de arena, limo y arcilla similares; los contenidos de materia orgánica y la  $K_s$  también presentan valores parecidos, por lo que se consideraron conjuntamente a fines de modelado. A 75 cm de profundidad existe un cambio de la clase textural que coincide con un incremento en el valor de  $K_s$ , por lo que el perfil podría presentar una discontinuidad hidrológica a esta profundidad. En el horizonte *Bw3*, a 120 cm de profundidad, aún y no existir un cambio de la clase textural respecto a *Bw2* se reduce el contenido de limo y aumenta el porcentaje de arena y arcilla, incrementándose también la conductividad hidráulica saturada. Se destaca que la conductividad hidráulica en el conjunto del perfil se incrementa con la profundidad.

**Tabla 3-3: Propiedades físicas de los distintos horizontes en Cortina.**

Horizonte y Profundidad (cm)	Clasificación USDA	Arena (%)	Limo (%)	Arcilla (%)	Materia orgánica (%)	Densidad aparente (g/cm <sup>3</sup> )
<i>Ap1</i> (0-20)	Franca	47.5	39.7	12.8	2.6	-
<i>Ap2</i> (20-38)	Franco-arenosa	54.5	35.6	9.9	0.97	1.74 (11)*
<i>Bw</i> (38 -100)	Arenosa-franca.	82.6	11.0	6.4	-	-

**Tabla 3-4: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en Cortina.**

Horizonte y Profundidad (cm)	Contenido volumétrico de agua (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )						
	1200 kPa	800kPa	500 kPa	300 kPa	100 kPa	30 kPa	a Saturación
<i>Ap2</i> (20-38)	0.0507 (7)*	0.0733 (6)*	11.29 (4)*	14.04 (7)*	15.55 (3)*	20.73 (2)*	42.15 (10)*

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro (%).

Cortina presenta características similares al suelo descrito como La Tallada. En una calicata abierta en la misma parcela se han distinguido 3 horizontes diferenciados, los dos primeros (*Ap1* y *Ap2*) tienen

porcentajes de arena, limo y arcilla muy similares, aunque según la clasificación USDA *Ap1* tendría textura franca mientras que en *Ap2* sería franco-arenosa. En el tercero (*Bw*), donde el contenido de arena aumenta significativamente, la textura sería arenosa-franca.

**Tabla 3-5: Propiedades físicas de los distintos horizontes en el Inceptisol situado en Monells 1.**

Horizonte y Profundidad (cm)	Textura				Materia Orgánica (%)	Densidad Aparente (g/cm <sup>3</sup> )
	Clasificación USDA	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)		
Ap (0-35)	Franca	20.3	45.4	34.3	3.3	1.38 (23)*
Bkn (35-80)	Franca	20.6	45.8	33.6	2.7	1.40 (17)*
C (80-100)	Franco-limosa	17.0	66.5	16.5	0.4	1.42 (15)*

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro

**Tabla 3-6: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en el Inceptisol situado en Monells 1.**

Horizonte y Profundidad (cm)	Contenido volumétrico de agua (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )				Conductividad hidráulica a saturación (cm/h)
	1500 kPa	33 kPa	a Saturación	Residual (105 °C)	
Ap (0-35)	0.1431	0.3657	0.442	0.0191	0.63 (54)*
Bkn (35-80)	0.1341	0.2384	0.418	0.0194	1.15 (18)*
C (80-100)	0.1280	0.4160	0.475	0.0150	0.42 (32)*

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro (%).

En Monells 1 los horizontes *Ap* y *Bkn* presentan porcentajes casi idénticos de arcilla, limo y arena, la densidad aparente y  $K_s$  presenta valores relativamente parecidos, sin embargo el contenido de agua a 33 kPa es muy distinto en los dos horizontes; 36 % en el horizonte *Ap* y 23 % en el *Bkn*. Esta diferencia podría explicarse por su distinto contenido en materia orgánica, que resulta ser del 3.3 % en *Ap* respecto a 2.7 en el horizonte *Bkn*. Por ello, a fines de modelado, se consideraron estos dos horizontes por separado. A 80 cm de profundidad existe un cambio textural, pasando de textura franca a franco-limosa y la conductividad hidráulica se reduce a la mitad. En el límite inferior del horizonte *C* aparecen margas calcáreas en descomposición, con una conductividad hidráulica muy baja, que dificulta el drenaje del perfil.

**Tabla 3-7: Propiedades físicas de los distintos horizontes en el Alfisol (*Typic Haploxeralfs*), situado en Monells 2.**

Profundidad (cm)	Textura				Materia Orgánica (%)	Densidad Aparente (g/cm <sup>3</sup> )
	Clasificación USDA	Arcilla (%)	Limo (%)	Arena (%)		
Ap (0-20)	Franca	23.1	28.4	48.5	1.9	1.65 (28)*
Bw1 (20-50)	Franca	25.3	28.3	46.4	0.7	1.59 (16)*
Bt2 (50-125)	Franco-arcillosa	34.8	27.6	37.6	0.7	1.63 (20)*

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro (%).

**Tabla 3-8: Propiedades hidráulicas de los distintos horizontes en el Alfisol (*Typic Haploxeralfs*), situado en Monells 2.**

Profundidad (cm)	Contenido volumétrico de agua (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )				Conductividad hidráulica a saturación (cm/h)
	1500 kPa	33 kPa	a Saturación	Residual (105 °C)	
Ap (0-20)	0.1485	0.2970	0.442	0.0231	0.85 (70)*
Bw1 (20-50)	0.1272	0.2544	0.421	0.0238	0.92 (48) *
Bt2 (50-125)	0.1956	0.3586	0.455	0.0391	0.66 (26) *

\* entre paréntesis se indica el coeficiente de variación del parámetro (%).

En Monells 2 los horizontes *Ap* y *Bw1* tienen prácticamente la misma composición granulométrica, su conductividad hidráulica es muy similar, y aun y presentar un valor de contenido de agua a 33 kPa ligeramente distinto no parece haber indicios de discontinuidad hidráulica en esta profundidad del perfil. En el horizonte *Bt2*, a 50 cm de profundidad, se observa un incremento del contenido de arcilla con respecto a *Bw1*, su clasificación textural pasa a ser franco-arcillosa, la conductividad hidráulica se reduce significativamente y su contenido de agua a 33 y 1500 kPa aumenta.

A partir de 125 cm de profundidad aparece un horizonte *Cr* formada por areniscas calcáreas meteorizadas.

### 3.1.4.- Propiedades hidráulicas de los suelos determinadas en campo

Según el emplazamiento se han realizado una o más pruebas. En La Tallada se ha aplicado el método del gotero (Shani *et al.*, 1987 y Yitayew *et al.*, 1998), en Monells 1 el método del gotero y el infiltrómetro de doble anillo y en Monells 2 además de estas dos pruebas se realizó el método del perfil instantáneo según se describe en Green *et al.* (1986).

#### 3.1.4.1.- Método del infiltrómetro de doble anillo

##### Principio

La utilización de un anillo o disco para conseguir encharcar el suelo, manteniendo una carga de agua en superficie es uno de los métodos más clásicos para la determinación de la velocidad de infiltración. Resulta muy frecuente utilizar dos anillos concéntricos, tomando las medidas en el anillo central para evitar el efecto del movimiento lateral de agua. Algunos autores, *e.g.* Mathieu y Pieltain (1998) o Abu-Zreig (2001), consideran que la velocidad de infiltración para tiempos largos ( $i_s$ ) puede aproximarse al valor de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ). Sin embargo, de forma rigurosa esta afirmación no es correcta, debido al flujo de agua lateral que se produce a causa de la capilaridad. La solución de Wooding (1968), que describe la velocidad de infiltración estacionaria para flujo tridimensional, muestra la influencia de gravedad y capilaridad, ecuación [3.2].

$$i_s = K_s \left( 1 + \frac{4\lambda_c}{\pi r} \right) \quad [3.2]$$

en la que  $i_s$  es la velocidad de infiltración estacionaria,  $r$  el radio del anillo central y  $\lambda_c$  la longitud capilar del suelo. Rawls *et al.* (1982) proporcionan el valor tabulado de  $\lambda_c$  en función de la textura; Elrick y

Reynolds (1992) lo proporcionan teniendo en cuenta la textura y la estructura. En el caso de asumir la ecuación de Gardner [1.16],  $\lambda_c = 1/\alpha$ , siendo  $\alpha$  la constante que aparece en dicha función.

En Radcliffe y Rasmussen (2002) se describe un método alternativo para la obtención de la conductividad hidráulica basada igualmente en la solución de Wooding y en el valor de la sortividad del suelo ( $S_0$ ):

$$K_{fs} = i_s - \frac{2.2 S_0^2}{(\theta_s - \theta_i) \pi r} \quad [3.3]$$

$\theta_s$  y  $\theta_i$  son los contenidos a saturación e inicial de agua en el suelo y  $K_{fs}$  se refiere a la conductividad saturada determinada en el propio campo. Asumiendo que el movimiento de agua bajo el anillo central del infiltrómetro es unidimensional, el valor de  $S_0$  se determina a partir del primer término de la ecuación de infiltración de Philip:

$$I(t) = S_0 t^{1/2} \quad [3.4]$$

en la que  $I$  es la infiltración acumulada y  $t$  el tiempo transcurrido desde el inicio de la prueba. La ecuación [3.4] puede aplicarse para los primeros estadios de la infiltración cuando el movimiento de agua se da básicamente por capilaridad (Radcliffe y Rasmussen, 2002).

#### Metodología seguida en el ensayo

En las pruebas se utilizaron dos cilindros de diámetro 30 y 55 cm, colocados de forma concéntrica, y clavados a una profundidad de 4 cm. El nivel de agua dentro de los cilindros se mantuvo a una altura constante de 3 cm durante la realización de los ensayos. Se midió el descenso de agua en el depósito que alimentaba el cilindro interior a intervalos regulares de tiempo a lo largo de las 5 horas que duró el ensayo. Con el fin de determinar el contenido de agua se tomaron muestras de suelo antes y después de finalizar el ensayo.

Los ensayos se realizaron los días 6, 7 y 8 de Agosto del 2002 en los dos tipos de suelos presentes en Monells (*Typic Calcixerepts* y *Typic Haploxeralfs*), realizando 3 repeticiones en cada uno de ellos.

#### Tratamiento de los datos para la determinación de la velocidad de infiltración

Se representa la infiltración acumulada ( $I$ ) en el eje de ordenadas y el tiempo ( $t$ ) en el eje de abscisas en cada uno de los ensayos realizados, la pendiente en cada tramo representa la velocidad de infiltración ( $i$ ).

Se ajusta una curva potencial a los pares de valores obtenidos:

$$I = a t^b \quad [3.5]$$

Derivando esta ecuación con respecto del tiempo se obtiene:

$$i_s = \frac{dI}{dt} = a b t^{(b-1)} \quad [3.6]$$

siendo,  $I$  Infiltración acumulada [L]

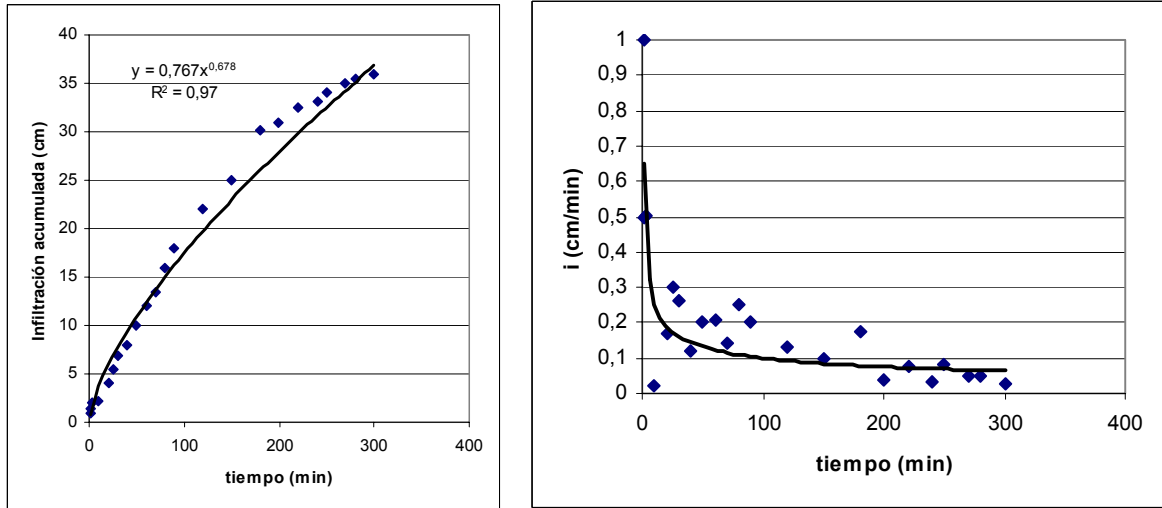
$i_s$ : velocidad de infiltración [L.T<sup>-1</sup>]

$a$  y  $b$ : Constantes de ajuste [-]

$t$ : tiempo transcurrido desde el inicio de la infiltración [T]

En la figura 3-1 (izquierda) se representa la infiltración acumulada en relación al tiempo transcurrido desde el inicio de la prueba, correspondiente a la repetición 2 en Monells 2. El ajuste potencial indica el rápido aumento de la infiltración acumulada en los primeros estadios de la prueba, ralentizándose a

medida que transcurre el tiempo. La figura 3-1 (derecha) representa la variación en la cantidad de agua infiltrada en relación al tiempo, lo que equivale a la velocidad de infiltración ( $i_s$ ), se observa que transcurrido un cierto período de tiempo la velocidad de infiltración tiende a estabilizarse.



**Figura 3-1: Ajuste de una función potencial a los datos de infiltración acumulada vs. tiempo (izquierda de la figura) y velocidad de infiltración vs. tiempo (derecha). Las figuras corresponden a la repetición 2 en Monells 2.**

Una vez determinada la velocidad de infiltración estabilizada, puede estimarse la conductividad hidráulica saturada considerándola igual a esta. Los resultados de las tabla 3-10, obtenidos con este procedimiento se designan como Método 1.

Alternativamente puede calcularse la conductividad hidráulica saturada a partir de la solución de Wooding siguiendo dos procedimientos distintos:

Método 2: Aplicando la ecuación [3.2], tomando los valores de  $\lambda c$  tabulados.

Método 3: Calculando  $S_0$  ajustando la ecuación [3.4] a los datos de la prueba de infiltración y a partir de los valores de  $S_0$  determinar  $K_{fs}$  aplicando la ecuación [3.3].

**Resultados de las pruebas realizadas con el infiltrómetro de doble anillo**

Con la realización de los ensayos se han obtenido las curvas  $I = f(t)$ . Los coeficientes de ajuste de las funciones  $a$  y  $b$  de cada ensayo se resumen en la siguiente tabla.



**Tabla 3-9: Valores de los coeficientes  $a$  y  $b$  de las curvas de infiltración en los distintos ensayos realizados.**

Repetición	Función de ajuste: $I = a.t^b$					
	<i>Inceptisol</i>			<i>Alfisol</i>		
	$a$	$b$	$R^2$	$a$	$b$	$R^2$
1	0.616	0.682	0.98	0.446	0.790	0.99
2	0.681	0.665	0.97	0.767	0.678	0.97
3	1.014	0.618	0.98	0.499	0.786	0.99
Media	0.770	0.655	0.97	0.571	0.751	0.98
CV (%)	27.7	5.1	-	30.1	8.5	-

En la tabla 3-10 se indican los valores de conductividad hidráulica saturada calculados a partir de la aplicación de los métodos descritos anteriormente.

**Tabla 3-10: Valores de la conductividad hidráulica a saturación determinada en campo,  $K_{fs}$  (cm/h) según el método utilizado.**

Repetición	<i>Monells 1 (Inceptisol)</i>		<i>Monells 2 (Alfisol)</i>	
	<i>Método 1</i>	<i>Método 2</i>	<i>Método 1</i>	<i>Método 2</i>
1	2.7	1.6	4.8	2.8
2	2.4	1.4	2.4	1.4
3	3.0	1.8	3.6	2.1
Media	2.7	1.6	3.6	2.1
CV (%)	11.1	12.5	33.3	33.3

Se desestimaron los resultados obtenidos con el método 3 para la determinación de  $K_{fs}$ , dada la gran variabilidad de los valores de sortividad ( $S_0$ ) estimados a partir del ajuste de la función  $I(t) = S_0 t^{1/2}$ . Los valores de  $S_0$  produjeron valores de  $K_{fs}$  que en algunos de los casos fueron negativos. Otra limitación importante en el ajuste de esta función es que asume que el flujo en el anillo central es unidimensional lo cual es discutible teniendo en cuenta la medida de los anillos.

### 3.1.4.2.- Método del Gotero

Al aplicar agua con un gotero se forma un disco saturado en superficie, que crece muy rápidamente en los primeros estadios del riego hasta alcanzar un tamaño constante. Lo que significa que se llega a un régimen estacionario, para el cual existen soluciones analíticas en flujo bidimensional: la de Warrick (1985), basada en imponer una condición de flujo constante en la zona donde se forma el charco; o la de Wooding (1968), basada en imponer una condición de potencial igual a cero en la zona saturada.

Las dos aproximaciones asumen que el charco tiene forma circular e indican que para un determinado suelo, el radio último del charco ( $r_0$ ) depende principalmente de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) y del caudal del emisor ( $q$ ). Partiendo de este principio, si se mide el radio del charco para distintos caudales de emisión conocidos, puede estimarse la conductividad hidráulica a saturación asumiendo la relación exponencial de Gardner (1958) entre la conductividad hidráulica y el potencial de presión [ $K = K_s \exp(\alpha h)$ ].

Shani *et al.* (1987) presentan un método de determinación de  $K_s$  basado en la solución de Wooding (1968).

Yitayew *et al.* (1998) aplican el mismo método que Shani *et al.* (1987) y describen otro método basado en la solución de Warrick (1985); posteriormente comparan los resultados de los dos métodos con los obtenidos con un infiltrómetro de anillo. Sus resultados muestran que al aplicar el método basado en la solución de Wooding a tres suelos con textura distinta se obtienen valores aproximadamente un 20 % inferiores a los obtenidos aplicando la ecuación de Warrick (1985), pero superiores a los que se obtienen con el infiltrómetro de anillo.

Estos métodos basados en aplicar condiciones similares a las que se dan en riego por goteo tienen la ventaja de no ser destructivos, dando resultados consistentes y proporcionando una alternativa en el caso la determinación de  $K_s$  y  $\alpha$  para el modelado del movimiento de agua en estas condiciones. Hay múltiples ejemplos de su utilización exitosa, entre los cuales: Shani *et al.* (1987), Or (1996), Yitayew *et al.* (1998) y Al-Jabri *et al.* (2002),

Su inconveniente es que en determinados suelos arcillosos y para caudales elevados, la dispersión de los agregados en superficie puede afectar la velocidad de infiltración dando valores de conductividad hidráulica anómalos o incluso negativos, el fenómeno es estudiado por Ben-Asher (2003).

### Bases teóricas del método

A partir de la solución de Wooding (1968) se obtiene la siguiente relación:

$$f = K_s + \left( \frac{4K_s}{\pi \alpha r_0} \right) \quad [3.7]$$

Siendo  $f$  el flujo de agua medio en el charco [ $L \cdot T^{-1}$ ],  $f = \frac{Q}{\pi r_0^2}$ , en la que  $Q$  es el caudal del emisor y  $r_0$

el radio último del charco.  $K_s$  es la conductividad hidráulica a saturación y  $\alpha$  una constante que representa el exponente de la ecuación de Gardner (1958). Un suelo con un valor de  $\alpha$  elevado significa que predomina el movimiento de agua debido a la gravedad, mientras que un  $\alpha$  bajo significa que predomina el movimiento por capilaridad. Según Talsma (1963) en la mayoría de suelos  $\alpha$  varía entre 0.002 y 0.1 ( $cm^{-1}$ ).

El primer término a la izquierda de la igualdad en la ecuación [3.7], es debido al movimiento del agua por gravedad, mientras que el segundo término es debido al movimiento por capilaridad (*e.g.* Yitayew *et al.*, 1998). De la misma ecuación también se deduce que la velocidad de infiltración determinada en campo es superior al valor de la  $K_s$ .

Realizando una regresión lineal de  $f$  vs.  $1/r_0$  [3.7] la ordenada en el origen representa la conductividad hidráulica a saturación ( $K_s$ ) y la pendiente (b)  $\left(\frac{4K_s}{\pi \alpha}\right)$ , con la que se puede obtener el valor de  $\alpha$ .

Otro método para calcular el flujo de agua es el que utilizaron Yitayew *et al.* (1998) basándose en la solución de Warrick (1985):  $f = 0.836 K_s + \left(\frac{K_s}{\alpha r_0}\right)$  [3.8]

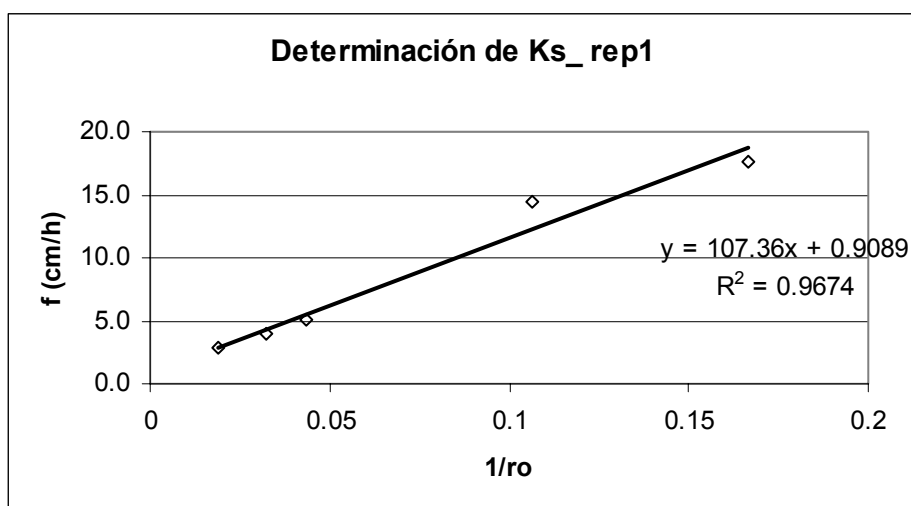
En este caso si se realiza una regresión lineal de  $f$  vs.  $1/r_0$ , ecuación [3.8], la ordenada en el origen es igual a  $0.836 \cdot K_s$  y la pendiente es igual a  $K_s/\alpha$ .

### Procedimiento utilizado

En las pruebas se utilizaron emisores de 2, 4, 8.5, 12 y 25 l/h, realizando 3 repeticiones con cada uno de los caudales. El terreno bajo el emisor fue previamente nivelado evitando irregularidades en la superficie del suelo. Los emisores se situaron a una altura de 30 cm sobre el nivel del suelo, después de iniciarse el riego se formó una zona encharcada bajo el emisor y una zona humedecida, sin llegar a saturación, alrededor de la zona saturada. La zona humedecida se distinguía por un oscurecimiento de la superficie del suelo y la zona saturada por la formación de una fina lámina de agua que daba un tono brillante a la superficie. A medida que avanzó la prueba se fue originando una pequeña cavidad bajo el impacto de la gota dando lugar a un charco. La geometría del charco, de la zona saturada y de la zona humedecida sin llegar a saturación eran aproximadamente circulares. A lo largo de la prueba se midió su diámetro bajo cuatro direcciones distintas, tomando el valor medio del diámetro de la zona saturada para realizar los cálculos. Las medidas prosiguieron hasta que el radio del disco saturado se mantuvo aproximadamente constante, lo que sucedió en un período de tiempo variable en función del suelo y del caudal de emisión y varió entre 1 y 6 horas.

### Resultados

En la figura 3-2 se indica a modo de ejemplo el procedimiento para la obtención de  $K_{fs}$  y alfa, correspondiente a la primera repetición en Monells 2. En este caso la ordenada en el origen de la recta 0.9089 correspondería al valor de  $K_{fs}$  en cm/h, mientras que 107.36 sería igual a  $\left(\frac{4K_s}{\pi \alpha}\right)$ . Donde sustituyendo  $K_{fs}$  se obtiene un valor de alfa de  $0.011 \text{ cm}^{-1}$ .



**Figura 3-2: Ajuste de la recta  $f$  vs.  $1/r_0$  para la obtención de los parámetros  $K_{fs}$  y alfa correspondientes a la repetición 1 en Monells 2.**

Los resultados de  $K_{fs}$  y alfa correspondientes al promedio de las tres repeticiones y su coeficiente de variación se indican en la tabla 3-11. Es importante señalar que en una de las pruebas realizadas en La Tallada en una de las repeticiones se obtuvieron valores negativos de  $K_{fs}$  y alfa; sin embargo para la obtención de los valores que se indican en la tabla 3-11 se han desestimado los valores negativos, realizando la media con los obtenidos en la 2 restantes repeticiones.

**Tabla 3-11: Valores promedio y coeficiente de variación de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) y alfa estimados con el método del gotero en La Tallada, Monells 1 y Monells 2.**

Localización	$K_s$ (cm/h)	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )
La Tallada	1.50 (30.2)*	0.024 (28.3)*
Monells 1	0.65 (50)*	0.005 (19.0)*
Monells 2	1.09 (20.3)*	0.015 (33.5)*

\* Los valores entre paréntesis representan el CV en tanto por ciento.

### 3.1.4.3- Comparación de los valores de $K_s$ determinados con distintos métodos de laboratorio y de campo

Los valores de  $K_s$  determinados a partir de los distintos métodos presentan una elevada variación entre repeticiones, siendo el coeficiente de variación medio para el método de carga constante del 46 %; del 27 % para el método del gotero y del 25 % para el infiltrómetro de doble anillo considerando la media de los 2 submétodos.

Entre los utilizados, el único método que proporciona valores de la  $K_s$  para cada uno de los horizontes es el método de carga constante. Mientras que el método del gotero y del infiltrómetro de doble disco se basan en la solución analítica de la ecuación de Richards, para lo cual se asume que el perfil del suelo es homogéneo. Por lo tanto el valor obtenido con estos dos métodos lleva implícito de alguna manera el efecto de la presencia de los distintos horizontes.

El valor de  $K_s$  para el horizonte superficial determinado con el método de carga constante es inferior a los demás métodos; siendo en general el método del gotero el que da valores más similares a este método de laboratorio. De entre todos los descritos el método del gotero es el que reproducen con mayor fidelidad las condiciones que se dan en riego por goteo.

#### 3.1.4.4.- Caracterización del comportamiento hidrodinámico del suelo no saturado: Método del perfil instantáneo

La conductividad hidráulica del suelo ( $K$ ), el contenido de agua ( $\theta$ ), el potencial hidráulico del suelo ( $H$ ) y la relación entre ellos, son parámetros básicos para poder modelar la dinámica del agua en el suelo. La determinación de estos parámetros mediante métodos de laboratorio puede dar lugar a resultados no acordes con lo que sucede en condiciones de campo, especialmente si se trabaja con muestras en las que la estructura del suelo haya sido alterada. Uno de los métodos que permite la determinación de estos parámetros en condiciones de campo es el llamado método del perfil instantáneo, basado medir el contenido de agua y el potencial matricial a lo largo de un periodo de drenaje interno en el perfil del suelo. Para realizar el tratamiento de los datos se ha seguido el procedimiento descrito por Hillel (1972).

##### - Bases teóricas del método

Se aplica la ecuación de Richards en el caso de flujo en la dirección vertical (flujo unidimensional). Esta simplificación puede adoptarse debido a que en las condiciones en que se realiza la experiencia sólo existe gradiente de potencial en este sentido. La ecuación puede escribirse como sigue:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\theta) \frac{\partial H}{\partial z} \right) \quad [3.9]$$

Integrando hasta la profundidad en la cual se toman las medidas ( $z$ ), se obtiene:

$$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz = K(\theta) \left( \frac{\partial H}{\partial z} \right)_z \quad [3.10]$$

Pudiendo escribirse como:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} Z = K(\theta) \left( \frac{\partial H}{\partial z} \right)_z \quad [3.11]$$

en la que  $Z$  representa la profundidad donde se toman las medidas. En las condiciones del ensayo donde la evaporación en superficie se impide colocando una lámina plástica en la superficie del suelo, el movimiento de agua sólo se da por el drenaje interno en el perfil. Siendo  $dW/dt$  la variación de la altura de agua respecto al tiempo y  $q$  el flujo de agua vertical:

$$\left( \frac{dW}{dt} \right)_z = K(\theta) \left( \frac{\partial H}{\partial z} \right)_z = q \quad [3.12]$$

donde  $W$  es la altura de agua hasta la profundidad  $Z$ :

$$W = \int_0^z \theta dz \quad [3.13]$$

quedando finalmente: 
$$K(\theta) = \frac{q}{\frac{\partial H}{\partial z}} \quad [3.14]$$

### - Procedimiento experimental:

El ensayo se llevó a cabo en Monells 2 durante los meses de setiembre a diciembre del 2002. Seguidamente se detallan los pasos seguidos para aplicar el método:

1.- Se colocaron dos marcos metálicos concéntricos clavados en el suelo hasta una profundidad de 15 cm. Las dimensiones del marco exterior fueron de 2 x 2 m y el interior de 1.5 x 1.5 m.

2.- Se instaló una batería de tensiómetros en la zona central y un tubo de acceso para la sonda TDR. Dentro del marco central se colocaron tensiómetros para realizar medidas a intervalos de 15 cm de profundidad y hasta una profundidad de 90 cm.

El tubo de acceso se colocó en la parte central del marco interior, rodeado por los tensiómetros, la profundidad del tubo fue de 2 m.

3.- Se aplicó un volumen de agua para llegar a humedecer hasta una profundidad de 90 cm.

4.- Una vez aplicado el volumen de agua necesario para humedecer hasta una profundidad de 90 cm, se cubrió el suelo con una lámina plástica para impedir la evaporación. Los marcos metálicos se cubrieron con un panel aislado térmicamente, con la finalidad de impermeabilizar el montaje y aislar térmicamente.

5.- A lo largo de un periodo de 60 días se realizaron medidas del contenido de agua y de potencial. Inicialmente las medidas se realizaron en intervalos breves de tiempo, espaciándose paulatinamente en el tiempo. Las medidas de contenido de agua al iniciar el ensayo se realizaron con una sonda TDR y a medida que avanzó el ensayo se cambió al método gravimétrico. Las medidas de potencial se realizaron con tensiómetros.

### Resultados obtenidos con el método del perfil instantáneo:

En la figura 3-3 puede verse como después de la fase de infiltración llega a saturarse el perfil hasta una profundidad de 50 cm (día 0). Durante los días inmediatamente posteriores al periodo de infiltración el agua se redistribuye, llegando a un valor de potencial matricial casi idéntico a lo largo de todo el perfil, en estas condiciones el gradiente de potencial matricial es nulo y sólo el término gravitacional tiene influencia en el movimiento de agua del suelo.

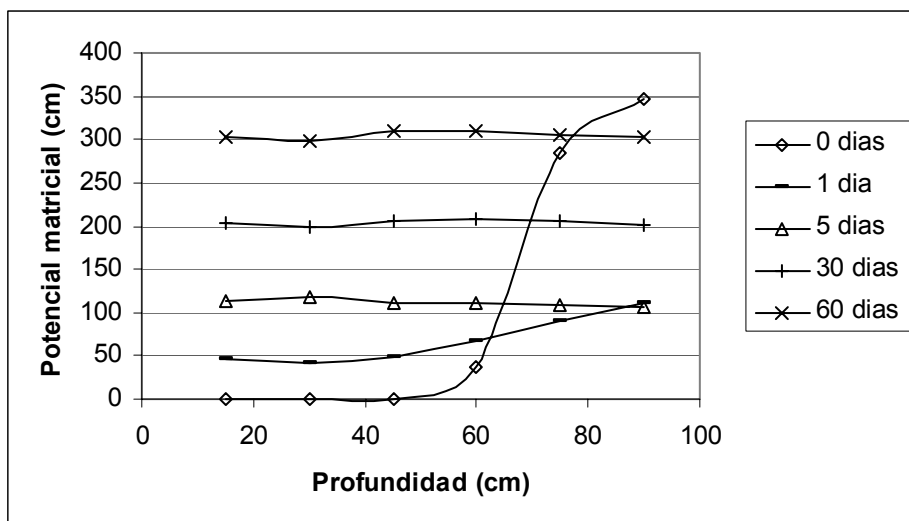


Figura 3-3: Perfiles de potencial matricial a lo largo de la prueba.

La evolución del contenido de agua en función del tiempo puede verse en la figura 3-4, donde se aprecia una rápida reducción del contenido en los primeros 15 días y un ritmo en su disminución mucho más

reducido en días posteriores. El contenido volumétrico de agua no se reduce por debajo del 23 % en ninguno de los horizontes después de 60 días de drenaje, lo que corresponde a un potencial matricial esta en torno a los 350 cm. Esta reducción tan lenta después de los primeros días también es comentada por Dirksen (1991), que además incide en que el potencial hidráulico en la mayoría de ocasiones no supera el valor de 200 cm. Siendo este uno de los principales limitaciones de este método, dado que los valores de  $K(\theta)$  que se obtienen sólo son válidos para un estrecho rango de potenciales.

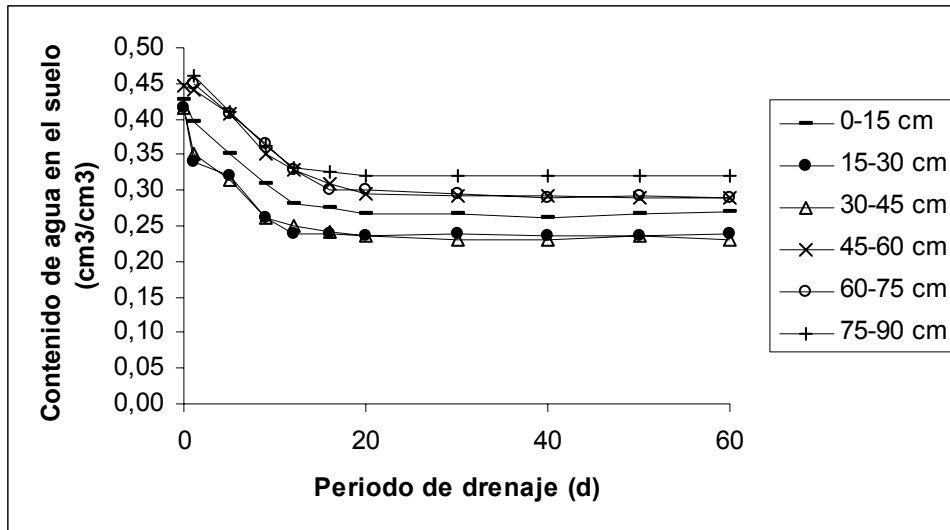


Figura 3-4: Evolución del contenido de agua a lo largo del periodo de drenaje.

Al representar gráficamente la relación existente entre potencial matricial y contenido de agua (Figura 3-5), parece que los puntos correspondientes a los intervalos de profundidad de 0-15, 15-30 y 30-45 podrían seguir una misma curva y los puntos correspondientes a los intervalos 45-60, 60-75 y 75-90 podrían agruparse en otra. Esto confirma la descripción del perfil y el análisis de textura de cada horizonte, dado que se habían descrito 3 horizontes: un  $A_p$  de 0 a 20 cm, un  $B_{w1}$  de 20 a 50 y un  $B_{t2}$  de 50 a 130 cm de profundidad, presentado los horizontes  $A_p$  y  $B_{w1}$  una composición granulométrica prácticamente idéntica (tabla 3-8). En cambio a partir de los 50 cm donde empieza el horizonte  $B_{t2}$  se da un aumento en el contenido de arcilla, pasando de una textura franca a franco-arcillosa.

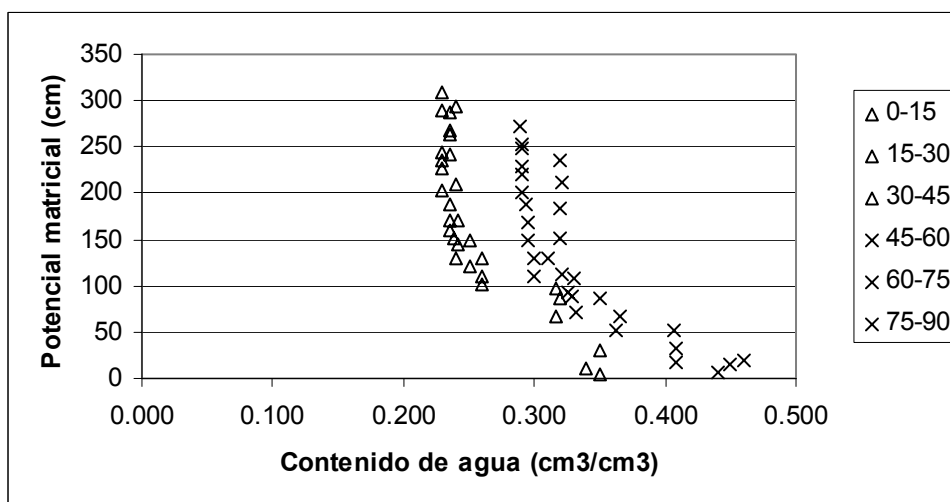
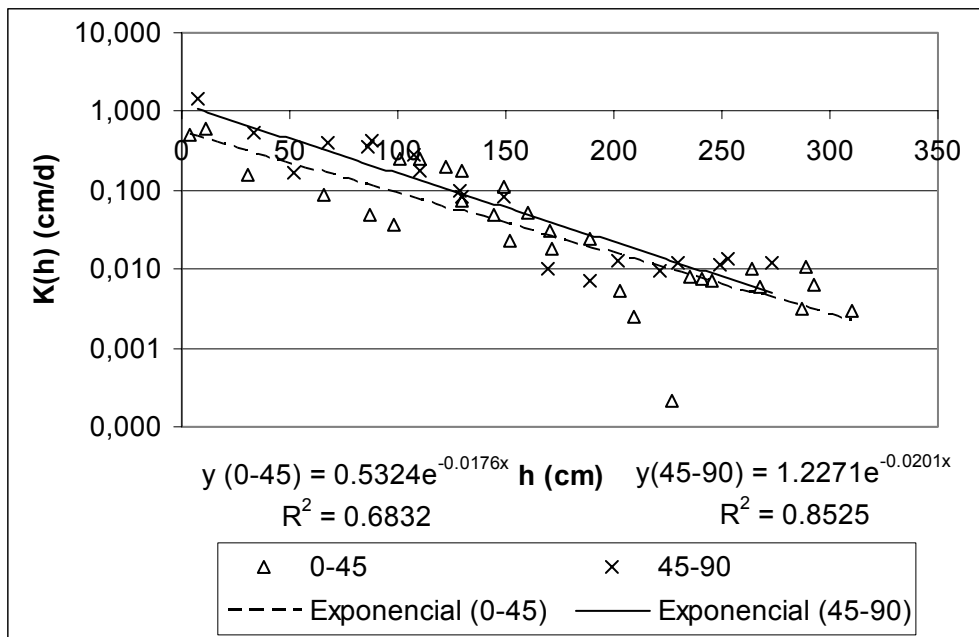


Figura 3-5: Representación de las curvas de retención de agua en el suelo obtenidas en el ensayo.



**Figura 3-6: Curvas de conductividad hidráulica insaturada  $K(h)$  para los intervalos de profundidad de 0-45 y 45-90 cm.**

En la figura 3-6 se representa el valor de  $K(h)$  calculado a partir de la ecuación [3.14] y se han ajustado dos ecuaciones exponenciales, una para los valores de 0 a 45 de profundidad y la otra para los de 45 a 90 cm de profundidad .

En el ajuste de las curvas se han desestimado los valores correspondientes a una profundidad de 75 y 90 cm, correspondientes a los días 0 y 1, puesto que a la profundidad de 75 cm el suelo en vez de ir drenado va humedeciéndose, tal y como se observa en la figura 3-3. Si se contemplaran estos datos en los cálculos daría un valor de gradiente de potencial hidráulico negativo y una conductividad hidráulica también negativa, ecuación [3.14].

### 3.1.5.- Ajuste de las funciones hidráulicas del suelo

Para poder resolver la ecuación de Richards es necesario establecer funciones matemáticas que describan la curva de retención de agua en el suelo,  $h - \theta$  y la conductividad hidráulica insaturada,  $K(h)$ . Tal como se indicó en el capítulo 1 existen muchas ecuaciones para contemplar estas relaciones, entre las cuales se han utilizado las del modelo de van Genuchten (VG) para la curva de retención y la de Mualem (M) para la conductividad hidráulica insaturada.

#### 3.1.5.1.- Determinación de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten-Mualem (VG-M) mediante el ajuste a datos experimentales

A partir de los datos de contenido de agua y potencial medidos simultáneamente en las pruebas realizadas puede ajustarse la ecuación de VG con la ayuda de un programa informático capaz de realizar regresiones no lineales y ajustar la curva de conductividad hidráulica insaturada a partir del modelo de VG-M, ecuación [1.20]. Sin embargo el rango de los pares de valores de potencial y contenido de agua, disponibles para el ajuste, es en muchos casos fragmentaria y no cubre todo el rango de humedad de la



curva de retención. van Genuchten (1980) sugiere determinar experimentalmente  $K_s$ , el contenido de agua a saturación y el contenido residual de agua para fijarlos en el proceso de ajuste. Además en la mayoría de suelos es aconsejable tomar  $m = 1-1/n$  y  $l = 0.5$ , con lo cual los parámetros que se dejan libres en el ajuste son  $n$  y alfa. Obviamente puede realizarse un ajuste dejando libres los demás parámetros y obtener una buena correlación; sin embargo es muy probable que los valores que se obtuvieran para los parámetros no tuvieran sentido físico.

En Monells 2, donde se dispuso de datos suficientes se ha realizado la regresión no lineal ajustando la curva de retención, para ello se empleó el programa RECT (van Genuchten *et al.*, 1991). En la tabla 3-12 se muestran los parámetros de la ecuación de VG-M, su rango de variación y el coeficiente de determinación  $R^2$ , para un nivel de significación de  $\alpha = 0.05$ .

**Tabla 3-12: Parámetros ajustados mediante RECT de la ecuación de van Genuchten-Mualem correspondientes al Alfisol de Monells 2.**

Prof. (cm)	$\theta_r^*$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\theta_s^*$ ( $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$	$m$	$K_s^*$ (cm/h)	$R^2$
0-50	0.0231	0.4420	0.0516 $\pm 0.0162$	1.2718 $\pm 0.0382$	0.2137	0.85	0.999
> 50	0.0391	0.4550	0.0194 $\pm 0.0044$	1.2910 $\pm 0.0526$	0.2254	0.66	0.992

\*: Parámetros fijados en la ecuación dado que se toman experimentalmente.

En La Tallada, donde no se dispuso de suficientes datos para ajustar las ecuaciones con RECT, se utilizó la aplicación SOLVER de Excel. Esta aplicación permite la optimización de los parámetros de ecuaciones no lineales, introduciendo las restricciones que se deseen. Para hallar la solución no requiere de un mínimo número de datos tal y como sucede con RECT.

El proceso de optimización se basó en determinar los parámetros que intervienen en la ecuación de VG para que minimizaran la diferencia entre los valores observados y los estimados inicialmente.

En la tabla 3-13 se representa los valores de los parámetros de la ecuación de VG después de optimizar alfa y  $n$  mediante la aplicación SOLVER. Inicialmente estos dos parámetros se estimaron a partir de funciones de edafo-transferencia incorporadas en ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001) y que figuran en la tabla 3-14. Las restricciones que se impusieron en la minimización de la suma de errores al cuadrado (SEC) fueron que alfa debía ser mayor que 0.005 y que  $n$  debía ser mayor a 1.1. Estas restricciones, que pueden considerarse algo arbitrarias, se impusieron con la intención de evitar la estimación de parámetros negativos o sin sentido físico. Se testó la influencia de los valores iniciales sobre los parámetros estimados, y se verificó que estos tuvieron poca importancia en los resultados. Los parámetros estimados cuando se han variado sus valores iniciales no se han indicado en la tabla. En la figura 3-8 puede verse la curva ajustada a partir de este método.

**Tabla 3-13: Parámetros ajustados de la ecuación de van Genuchten determinados mediante SOLVER, correspondientes al Entisol situado en La Tallada.**

Prof. (cm)	$\theta_r^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\theta_s^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n$	$m$	SEC inicial	SEC final
0-75	0.0214	0.3500	0.2134	1.2678	0.2112	0.1179	0.0072

\*: Parámetros fijados en la ecuación dado que se toman experimentalmente.

SEC: Suma de errores al cuadrado.

### 3.1.5.2.- Determinación de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten-Mualem (VG-M) mediante ecuaciones de edafo-transferencia

En Monells 1 la dificultad de poder disponer de suficientes datos para realizar el ajuste de la curva de VG-M ha hecho necesario la utilización de métodos alternativos. En este sentido la utilización de funciones de edafo-transferencia, que permitan inferir los parámetros de la ecuación de VG a partir de un número limitado de datos, resulta una alternativa posible. Para facilitar la aplicación de las funciones de edafo-transferencia el programa informático ROSETTA (Schaap *et al.*, 2001) utiliza el método de las redes neuronales, proporcionando como resultado los parámetros del modelo de VG-M. Los datos de entrada pueden ser desde la clase textural en el caso de disponer de la mínima información, hasta porcentaje de arena, limo y arcilla, la densidad aparente y el contenido de agua a -33 y -1500 kPa, en el caso más completo. Las funciones de edafo-transferencia del modelo ROSETTA han sido obtenidas a partir de extensas bases de datos y el método de las redes neuronales que aplica el modelo asegura la obtención de la mayor información a partir de los datos disponibles. Sin embargo, no siempre puede garantizarse que la curva que se obtenga se adapte a la curva real del suelo. En las tablas 3-14, 3-15 y 3-16 se indican los parámetros de la ecuación de VG obtenidas a partir de ROSETTA. Para ello se ha utilizado porcentaje de arena, limo y arcilla, la densidad aparente y el contenido de agua a -33 y -1500 kPa determinados experimentalmente, utilizando por lo tanto el máximo número de parámetros de entrada que permite el programa.

**Tabla 3-14: Parámetros de la ecuación de van Genuchten correspondientes a La Tallada y obtenidos mediante ROSETTA.**

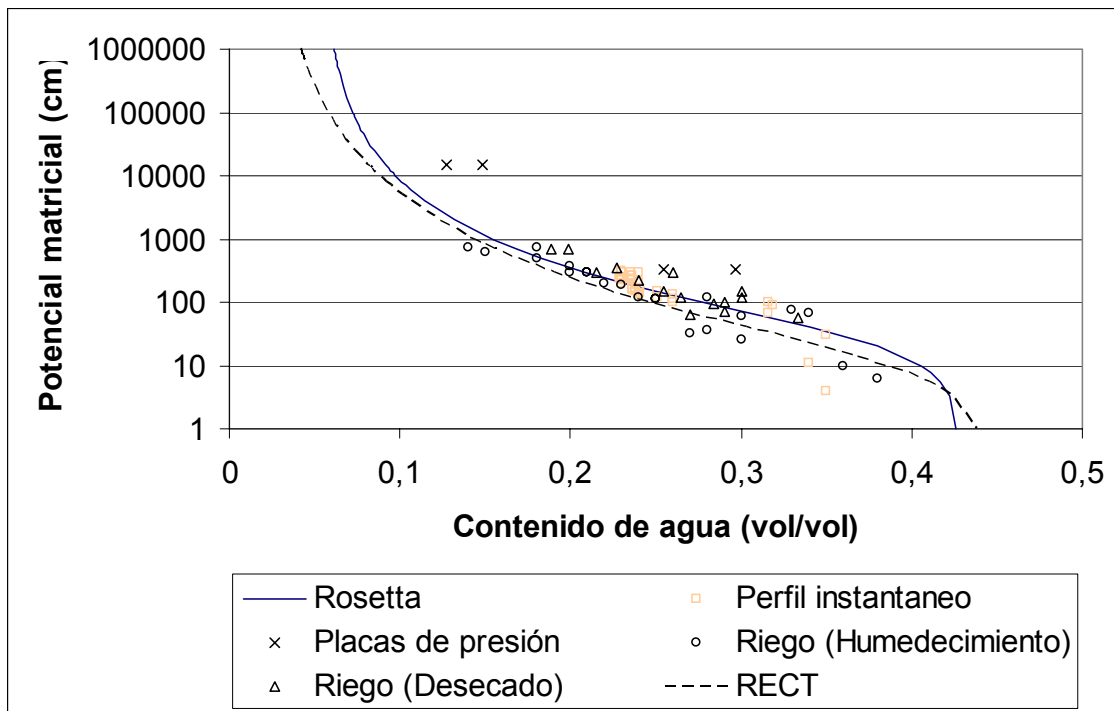
Prof. (cm)	$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\theta_s$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n$	$m$	$K_s$ (cm/h)	$\ell$
0-75	0.0398	0.3591	0.0072	1.4192	0.2954	0.47	0.5
75-120	0.0424	0.4013	0.0071	1.4188	0.2952	1.12	0.5
>120	0.0396	0.3857	0.0399	1.5295	0.3462	2.80	0.5

**Tabla 3-15: Parámetros estimados de la ecuación de van Genuchten correspondientes a Monells 1, obtenidos mediante ROSETTA.**

Prof. (cm)	$\theta_r$ ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )	$\theta_s$ ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$	$m$	$K_s$ (cm/h)	$\ell$
0-35	0.0632	0.4311	0.0023	1.7285	0.4215	0.52	0.5
35-80	0.0562	0.4182	0.029	1.3401	0.2538	1.19	0.5
> 80	0.0843	0.4550	0.0010	2.3304	0.5709	0.41	0.5

**Tabla 3-16: Parámetros de la ecuación de van Genuchten correspondientes a Monells 2, obtenidos mediante ROSETTA.**

Prof. (cm)	$\theta_r$ ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )	$\theta_s$ ( $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$ )	$\alpha$ ( $\text{cm}^{-1}$ )	$n$	$m$	$K_s$ (cm/h)	$\ell$
0-50	0.0465	0.3689	0.0098	1.3471	0.2577	0.29	0.5
> 50	0.0689	0.4661	0.0079	1.3594	0.2644	0.63	0.5

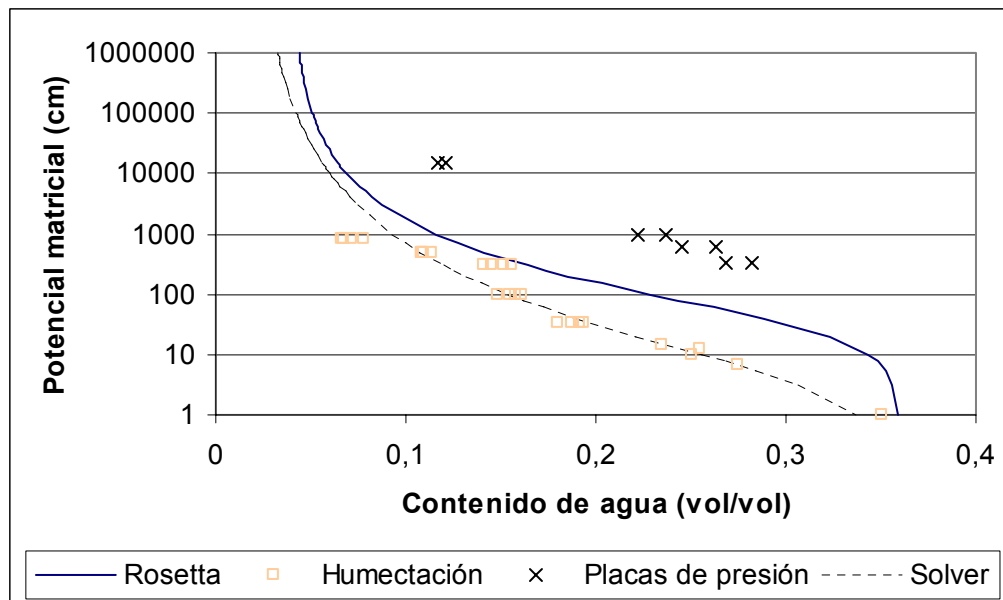


**Figura 3-7: Valores de contenido de agua y potencial matricial obtenidos experimentalmente en Monells 2 (0-50 cm de profundidad) con las curvas de retención de VG obtenidas a partir de RECT y ROSETTA.**

La figura 3-7 muestra los pares de valores de contenido de agua y potencial matricial, correspondientes a Monells 2, en el intervalo que va desde la superficie del suelo a los 50 cm de profundidad. Los datos se han obtenido en distintas pruebas y procedimientos. En la figura se han representado los datos de las pruebas de riego, tanto en el proceso de humedecimiento como en el de secado. También se han representado los datos obtenidos en la prueba del perfil instantáneo y los obtenidos con las placas de

presión. En la figura se indica también la curva obtenida mediante ajuste no lineal con el programa RECT y la curva estimada utilizando el programa ROSETTA. Las dos curvas transcurren paralelas en casi todo su recorrido, siendo el contenido de agua para un potencial dado ligeramente superior en la curva obtenida con ROSETTA. En la zona próxima a saturación y al contenido residual de agua la pendiente de la curva obtenida con el programa ROSETTA es mayor. Es interesante remarcar que el efecto de histéresis no se ha tenido en cuenta en el ajuste de las curvas, y en cambio sí puede apreciarse visualmente cuando se comparan los puntos obtenidos en la fase de secado después del riego y en la fase de humectación. Donde para un mismo valor de potencial matricial, el contenido de agua en los puntos obtenidos en el proceso de secado es superior a los puntos obtenidos en el proceso de humectación.

En la figura 3-8 puede verse que los puntos obtenidos con las placas de presión, en los cuales la muestra es secada, se sitúan a la derecha de la curva ajustada con los datos obtenidos en campo a partir de la humectación. La curva estimada mediante ROSETTA transcurre equidistante a los puntos obtenidos por desecación y humectación.



**Figura 3-8: Curva de retención correspondiente a la humectación del suelo ajustada con SOLVER, curva estimada a partir de ROSETTA y puntos obtenidos con las placas de presión correspondientes a La Tallada (0-75 cm de profundidad).**

### 3.1.5.3.- Calibración de las funciones hidráulicas del suelo mediante modelos numéricos

#### Principio:

La determinación de los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo puede realizarse por el método prueba-error, variando los parámetros de las funciones de manera que la predicción del modelo se ajuste a las observaciones tanto como sea posible. Esta estrategia se conoce con el nombre de *modelación inversa* o *calibración del modelo*.

La modificación de los parámetros mediante prueba-error resulta poco eficiente, ya que requiere repetir las simulaciones multitud de ocasiones y analizar los resultados obtenidos cuidadosamente. Una de las

técnicas que puede utilizarse para calibrar el modelo de forma eficiente es minimizar la suma de cuadrados de los residuales, según el siguiente esquema:

$$S_r = \sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2 = \sum_{i=1}^n R_i^2 \quad [3.15]$$

donde  $n$  es el número de datos con que se realiza la calibración (por ejemplo contenido de agua medido en una serie de puntos),  $P_i$  y  $O_i$  son respectivamente los valores predichos y observados. El residual ( $R_i$ ) es la diferencia entre los pares de valores predichos y observados. Además puede asignarse una ponderación a cada punto dentro del conjunto de datos, en función de la importancia que quiera atribuirse a este dato dentro de la suma total ( $S_r$ ). En el caso que la calibración se realice con más de un tipo de datos, por ejemplo el contenido de agua y el potencial hidráulico, puede otorgarse una ponderación distinta a cada tipo. La suma de residuales ponderados puede escribirse como:

$$S_{r_p} = \sum_{j=1}^m v_j \sum_{i=1}^n w_{i,j} R_i^2 \quad [3.16]$$

En la que  $S_{r_p}$  es la suma de residuales ponderados,  $m$  es el número de tipos de datos utilizados,  $w_{i,j}$  es el factor de ponderación asociado a cada punto y  $v_j$  el factor de ponderación asociado a cada grupo de datos. Este procedimiento se realizó con el modelo HYDRUS-2D, que minimiza la función objetivo utilizando el algoritmo de optimización de Marquardt-Levenberg.

La función objetivo a minimizar queda definida según Simunek *et al.* (1999) como:

$$OF(b) = \sum_{j=1}^{n_v} \left[ v_j \sum_{z=1}^{n_z} \sum_{i=1}^{n_j} w_{i,j} [O_j(z, t_i) - P_j(z, t_i, b)]^2 \right] \quad [3.17]$$

Donde el primer término empezando por la derecha de la fórmula representa la desviación entre los valores observados (O) y predichos (P) de las variables espacio temporales tipo  $j$ , que en las optimizaciones que se han realizado en esta tesis corresponden a los valores de contenido de agua y/o potencial. Los valores P se han predicho utilizando el conjunto de parámetros hidráulicos del suelo  $b$ , que se tomaron aplicando el modelo de VG-M.  $n_j$  es el número de medidas a lo largo del tiempo dentro de un conjunto particular correspondiente a la variable de tipo  $j$ ;  $n_v$  y  $n_z$  se refieren al número de tipos de variables y al número de posiciones que ocupan los puntos observados respectivamente. Los factores de ponderación  $w_{i,j}$  y  $v_j$  ya se han definido previamente. En las modelaciones realizadas en el apartado 4.4 de esta tesis  $w_{i,j}$  se tomó igual a 1. Esto significa que se asignó el mismo peso de ponderación a todas las medidas de contenido de agua y potencial, independientemente de la posición que ocupara el punto de observación y del momento en que se tomara la medida. Los coeficientes de ponderación para cada grupo de datos ( $v_j$ ) son calculados internamente según  $v_j = \frac{1}{n_j \sigma_j^2}$  [3.18]. Lo que supone realizar el promedio

de la suma al cuadrados de las diferencias entre valores observados ( $O_j$ ) y predichos ( $P_j$ ), ponderados por  $w_{i,j}$  y normalizados por la varianza de las medidas  $\sigma_j^2$  (Simunek *et al.*, 1999).

### Ensayos realizados y resultados obtenidos

Los datos utilizados para calibrar el modelo pueden ser medidas del contenido y/o potencial de agua en el suelo procedentes de ensayos de infiltración, ensayos de riego,....También puede resultar muy útil disponer de medidas complementarias como puede ser la cantidad de agua de drenaje (*e.g.* Ritter *et al.*, 2004).

En el apartado 4.4 se presentan los resultados correspondientes a la utilización de las medidas del contenido y/o potencial de agua a distintas profundidades en un ensayo de riego con microaspersores para calibrar los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo.

#### 3.1.5.4.-Características básicas de los métodos para la determinación de la curva de retención $\theta(h)$ y de conductividad hidráulica insaturada, $K(h)$ o $K(\theta)$

Los distintos métodos explicados en los apartados anteriores permiten definir de forma más o menos detallada la relación existente entre contenido de agua y el potencial, y entre la conductividad hidráulica y el contenido o potencial de agua en el suelo. En algunas ocasiones los métodos permiten medir directamente los pares de valores que implican cada una de estas relaciones, y a partir de ellos ajustar alguno de los modelos paramétricos que definen las relaciones. Otros métodos estiman directamente los parámetros que intervienen en un modelo paramétrico. En la tabla 3-17 se resumen las principales características de los métodos utilizados.

**Tabla 3-17: Características básicas de los distintos métodos aplicados para determinar las funciones hidráulicas del suelo.**

Método	Características
Funciones de edafotransferencia (ROSETTA)	<ul style="list-style-type: none"><li>- Facilidad de aplicación – Requieren datos de entrada fáciles de obtener.</li><li>- Se obtienen directamente los parámetros de la curvas según el modelo de van Genuchten-Mualem.</li><li>- Si las características del suelo estudiado difieren de las de los suelos que incorpora la base de datos, los resultados pueden alejarse de los reales.</li></ul>
Método del gotero	<ul style="list-style-type: none"><li>- Las condiciones en las que se realiza son las mismas que se dan en el riego por goteo.</li><li>- Rápido y fácil de aplicar.</li><li>- Proporciona el valor de <math>K_s</math> y la relación <math>K(h)</math> según el modelo de Gardner (1958).</li><li>- En suelos arcillosos puede dar resultados de <math>K_s</math> sin sentido físico.</li></ul>

**Tabla 3-17 (continuación): Características básicas de los distintos métodos aplicados para determinar las funciones hidráulicas del suelo.**

Método	Características
Método del perfil instantáneo	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Permite medir directamente los puntos de la curva <math>K(h)</math> en condiciones de campo.</li> <li>- A partir de los puntos obtenidos pueden ajustarse distintos modelos de funciones paramétricas.</li> <li>- Las condiciones en las que se obtienen difieren significativamente de las que se dan en riego localizado.</li> <li>- El rango de valores de potencial en las que se define la curva se limita a valores con potencial que va de 0 a 30 kPa, lo cual puede ser insuficiente para aplicaciones de riego.</li> </ul>
Método inverso con un modelo numérico	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Las condiciones en que se realiza pueden ser idénticas a las que se dan en la práctica del riego.</li> <li>- Permite ajustar los parámetros del modelo de van Genuchten-Mualem.</li> <li>- Requiere disponer de un número importante de medidas, por lo cual esta especialmente indicado en el caso de que se disponga de sistemas automatizados de captación de datos.</li> <li>- En algunas ocasiones puede dar estimaciones de alguno de los parámetros que no tengan sentido físico.</li> </ul>

**3.1.5.5- Reflexiones generales respecto a los métodos de determinación de las propiedades hidráulicas del suelo.**

En las distintas pruebas realizadas para determinar la conductividad hidráulica a saturación y las funciones hidráulicas, se han observado diferencias importantes en función del método aplicado. Incluso en los casos en que se han efectuado repeticiones aplicando un mismo método la variabilidad de las medidas fue importante. Pueden lanzarse hipótesis para intentar determinar cual es la causa de esta dispersión en los resultados y estas podrían ser muchas y muy variadas. La dispersión en las medidas de la conductividad hidráulica saturada es bien conocida (e.g. Abu-Zreig, 2002). Cuando se comparan resultados obtenidos con un mismo método las diferencias pueden atribuirse a la heterogeneidad del suelo, la influencia de macroporos, galerías, fisuras, compactación o piedras; que pueden dar valores muy distintos. El mismo efecto del riego o la prueba de infiltración puede producir una modificación de la conductividad hidráulica; en este sentido puede darse como ejemplo el efecto de sellado que se observó en algunos de los ensayos realizados en La Tallada.

Cuando se comparan resultados entre métodos las diferencias pueden producirse por efecto de la diferencia de escala afectada por cada método de determinación (Youngs, 1991).

La dispersión de los puntos de las curvas  $\theta(h)$  y  $K(h)$  determinados en las diferentes experiencias de campo pueden deberse a fenómenos de histéresis en la curva  $\theta(h)$ , ya que la curva  $\theta(h)$  obtenida en el

proceso de humectación del suelo es distinta de la curva de secado. Además pueden darse un secado parcial del suelo seguido de un rehumedecimiento, o un humedecimiento parcial del suelo seguido de un proceso de secado, lo cual daría lugar a curvas inscritas dentro de las curvas extremas (Reeve y Carter, 1991). Además cuando se ha intentado ajustar una ecuación paramétrica a los pares de valores  $\theta-h$  y  $K-h$ , no se ha tenido en cuenta si la curva se obtuvo mediante el secado o la humectación del suelo; dando lugar a una curva “promedio”, que no se correspondería ni a la de secado ni a la de humectación.

En resumen, puede decirse que de los distintos métodos aplicados para la determinación de las propiedades hidráulicas del suelo ninguno proporciona resultados definitivos. La aplicación de uno u otro puede decidirse en función de los objetivos, por ejemplo si interesa una medida de la conductividad hidráulica de un horizonte profundo se utilizaría el método del permeámetro de carga constante. En cambio si interesa determinar un valor de conductividad que integre el efecto de los distintos horizontes podría utilizarse el método del gotero o el método del infiltrómetro de doble anillo.

Cuando se disponga de pocos datos, la curva de retención del suelo puede estimarse a partir de funciones de edafotransferencia. Siempre es interesante comprobar que la curva estimada se aproxime más o menos a los pares de valores de contenido de agua y potencial medidos en el propio campo, o alternativamente medidas en laboratorio con las placas de presión. Las placas de presión representan una alternativa para determinar experimentalmente los pares de valores  $\theta-h$  dentro de un rango de -33 kPa a -1500 kPa, que permitan ajustar la curva de retención dentro del rango de valores de potencial en el cual se desarrollan las plantas. Sin embargo los pares de valores obtenidos con este método pueden alejarse mucho del comportamiento de un suelo en su estado natural.

En los casos en que quiera ajustarse una curva a los valores obtenidos en el propio campo, se debe ser consciente de que el rango de medidas se limita a un intervalo de valores del potencial muy reducido. El mismo razonamiento es válido en el caso de que se determine la curva  $K(h)$  a partir del método del perfil instantáneo. Además de que este método sólo permite determinar un pequeño tramo de la curva  $K(h)$  su aplicación requiere tomar medidas durante largos periodos de tiempo, con el esfuerzo que esto entraña. En muchos casos es preferible aplicar el modelo de Mualem que permite deducir la curva  $K(h)$  a partir de la curva de retención y de  $K_s$ .

La modelación inversa de los parámetros de las ecuaciones hidráulicas de un suelo resulta un método prometedor, pues permite obtener los parámetros de las ecuaciones más adecuados a las condiciones en las que se realizaron los riegos. Sin embargo, para disponer de datos suficientes es prácticamente imprescindible un sistema automatizado de medidas del contenido y potencial de agua en el suelo.

### **3.2.- Dispositivos de medida del contenido y potencial de agua en el suelo**

#### **3.2.1.- Medidas del contenido de agua en el suelo a partir del método gravimétrico**

Es el método de referencia para determinar el contenido de agua en el suelo. Consiste en tomar una muestra con una barrena, pesarla y secarla a la estufa a 105 °C hasta que pierda toda el agua absorbida y su peso se mantenga constante. Este método se ha utilizado para calibrar la sonda TDR y para tomar medidas de contenido de agua en los ensayos de infiltración. La barrena utilizada para la toma de las muestras extrae un volumen de tierra en forma cilíndrica de 16 cm de profundidad y diámetro 6 cm.



### 3.2.2.- Determinación del contenido de agua en el suelo a partir de una sonda TDR (IMKO TRIME-T<sup>®</sup>)

#### Principio

Basada en el principio de la reflectometría en el dominio de tiempo (TDR). Mide la constante dieléctrica del material alrededor de unas guías metálicas, a las cuales se envía una señal eléctrica discontinua a una frecuencia de 1 GHz. La señal genera un campo electromagnético alrededor de la sonda, que se refleja en el medio y es reenviada al generador de la señal. El tiempo que transcurre desde que el pulso eléctrico es enviado hasta que su reflejo llega otra vez al emisor varía entre 10 ps y 2 ns dependiendo de la constante dieléctrica del medio. La relación que existe entre la constante dieléctrica del medio y la velocidad ( $v$ ) en que se propaga la señal es:

$$\varepsilon_{ap} = \left( \frac{c_0}{v} \right)^2 \quad [3.19]$$

En la que  $\varepsilon_{ap}$  es la constante dieléctrica aparente del medio,  $c_0$  la velocidad de una onda electromagnética en el vacío, que es igual a la velocidad de la luz ( $c_0 = 3 \cdot 10^8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

La velocidad de propagación de la onda ( $v$ ) es igual a  $2L/t$ , siendo  $L$  la longitud de las guías metálicas y  $t$  el tiempo de ida y vuelta del pulso eléctrico en la guía metálica. Quedando la ecuación anterior como:

$$\varepsilon_{ap} = \left( \frac{c_0 t}{2L} \right)^2 \quad [3.20]$$

Siendo  $c_0$  y  $L$  fijos, el tiempo ( $t$ ) viene determinado por la constante dieléctrica aparente del suelo. La componente principal de la  $\varepsilon_{ap}$  es la constante dieléctrica del agua ( $\varepsilon_w = 50$ ), ya que para los minerales del suelo ( $\varepsilon_s$ ) varía entre 3 y 5, y para el aire es igual a 1. La gran diferencia entre el valor de la constante dieléctrica del agua y la de los restantes elementos que componen un suelo hacen de ella una medida que depende básicamente del agua presente en el medio y muy poco sensible a la textura o composición mineral del suelo.

La relación entre la constante dieléctrica aparente del suelo ( $\varepsilon_{ap}$ ) y el contenido volumétrico de agua en el suelo se establece considerando la ecuación de carácter empírico publicada por Toop *et al.* (1980), válida para contenidos de agua inferiores a  $0.5 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  y sin un alto contenido en materia orgánica. La ecuación fue obtenida por un ajuste de un polinomio de tercer grado y proporciona una estimación del contenido de agua en el suelo con un error cercano a  $0.013 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  (Or y Wraith; 2003).

#### Descripción del dispositivo de medida y los tubos de acceso

El TDR TRIME-T<sup>®</sup> fabricado por IMKO es una sonda móvil en la que las guías metálicas se adaptan a una forma cilíndrica para poder ser introducida en los tubos de acceso y poder realizar las lecturas a distinta profundidad en el perfil de suelo.

La representatividad de la medida en profundidad coincide con la longitud de las guías de aluminio, que es de 17 cm. En la dirección horizontal la capacidad de penetración del campo electromagnético generado es de cerca de 15 cm, con una máxima representatividad de la zona más cercana al tubo y decreciendo exponencialmente con la distancia (Fudinger *et al.*, 1995).

En las experiencias realizadas se han utilizado dos tipos de tubos de acceso distintos: de fibra de vidrio y de PVC. Los tubos de fibra de vidrio de 44 mm de diámetro exterior y 42 mm de diámetro interior. Los

tubos de PVC son tubos normalizados (UNE 53112) de 50 mm de diámetro exterior y 3.7 mm de grosor de pared. En ambos casos se aseguró un contacto perfecto entre el tubo y la guía metálica.

Para cada uno de los tubos se realizó una calibración específica en el laboratorio siguiendo el protocolo indicado por el fabricante. Además se realizaron calibraciones específicas en la misma ubicación que se realizan los ensayos, para cada uno de los horizontes que forman los perfiles edafológicos. Esta calibración consistió en ajustar la ecuación de una recta relacionando la lectura del TDR con el contenido de agua que se obtuvo por el método gravimétrico.

En los ensayos correspondientes al año 2001, situados en La Tallada, se utilizaron tubos de fibra de vidrio, en cambio durante el año 2002, en Monells 1 y 2 se utilizaron tubos de PVC.

### Resultados de la calibración para cada tipo de tubos

En la tabla 3-18 se muestran de forma resumida las ecuaciones de las rectas de calibración al comparar el contenido volumétrico de agua, determinado mediante TDR, con el contenido volumétrico de agua determinado a partir del método gravimétrico.

**Tabla 3-18: Rectas de regresión para la calibración de de la sonda TDR, correspondientes a todos los horizontes de los suelos estudiados.**

Entisol, situado en La Tallada				
Horizonte	Ecuación*	R <sup>2</sup>	RMSE (cm <sup>3</sup> ·cm <sup>-3</sup> )	Nº de valores
0-35	$y = 0.5784x + 0.0809$	0.57	0.050	25
35-75	$y = 0.8255x + 0.0414$	0.65	0.031	25
>75	$y = 0.5462x + 0.1295$	0.57	0.035	25
Inceptisol, situado en Monells 1				
0-35	$y = 0,0034x + 0,1103$	0.68	0.040	25
35-80	$y = 0,0038x + 0,0693$	0.89	0.025	25
>80	$y = 0,0039x + 0,0982$	0.63	0.048	25
Alfisol, situado en Monells 2				
0-20	$y = 0,0033x + 0,1538$	0.70	0.040	25
20-50	$y = 0,003x + 0,1803$	0.78	0.034	25
50-125	$y = 0,0028x + 0,2085$	0.60	0.042	25

\* En las ecuaciones de ajuste  $y = a \cdot x + b$ , la  $y$  representa el contenido de agua volumétrico (cm<sup>3</sup>·cm<sup>-3</sup>) mientras que  $x$  la lectura del TDR.

De los resultados presentados en la tabla es importante destacar que el tipo de tubo ha tenido influencia en la pendiente de las rectas de ajuste, véase por ejemplo este parámetro en el caso del *Entisol*, en el cual se utilizaron tubos de fibra de vidrio, en relación a los demás casos, en los cuales se utilizó tubo de PVC. El error cometido con la sonda se estima con la raíz del error cuadrático medio (RMSE) al comparar los valores calculados con la recta de calibración con los valores obtenidos por el método gravimétrico, se observa que este oscila entre un 3 y un 5 % y no se observan diferencias entre los dos tipos de tubos utilizados.

### **3.2.3.- Determinación del contenido de agua en el suelo a partir de una sonda FDR (ENVIROSCAN®)**

Los sensores de reflectometría en el dominio de frecuencias (FDR) se basan en que los elementos metálicos de la sonda, separados por el suelo, forman un condensador, por ello este tipo de sensores reciben el nombre genérico de sondas de capacitancia. En la sonda ENVIROSCAN® el condensador no se forma interponiendo el suelo entre las laminas metálicas sino que esta formado por electrodos cilíndricos que se insertan en el suelo mediante tubos de acceso de PVC. Mediante un oscilador de alta frecuencia se envían pulsos eléctricos y se mide la frecuencia angular de resonancia de los pulsos eléctricos reflejados. La frecuencia de resonancia esta relacionada con la constante dieléctrica del medio; que como se dijo anteriormente es función básicamente del contenido de agua del suelo.

ENVIROSCAN® lleva una calibración universal que resulta útil en la mayor parte de aplicaciones para la gestión de riegos, cuando interese determinar los cambios en el contenido volumétrico de agua de un suelo (Charlesworth, 2000). Sin embargo cuando lo que interese sean los valores absolutos de contenido de agua del suelo puede ser necesaria una calibración en el propio campo donde se realizan las medidas. Este procedimiento requiere la extracción de muestras de suelo alrededor de los tubos de acceso. En las aplicaciones de la sonda ENVIROSCAN® a los ensayos en presencia de planta realizados en esta tesis, no se realizó una calibración específica para el suelo. En el apartado 4.4.1 de resultados se comenta que las lecturas de la sonda proporcionaron valores de contenido de agua por encima de los reales y que debieron corregirse. El procedimiento seguido para la corrección de estos resultados se describe en el apartado 4.4.2.

### **3.2.4.- Medidas del potencial de agua en el suelo**

#### **- Tensiómetros**

Las medidas de potencial han sido tomadas con tensiómetros (IRROMETER®), los cuales llevan un manómetro de aguja para la lectura de la succión. La cápsula porosa de los tensiómetros tiene una longitud de 6 cm, lo que implica una precisión de  $\pm 3$  cm en la dirección vertical. El manómetro de lectura tiene una precisión de  $\pm 2$  kPa. Su rango de lecturas se encuentra limitado a succiones de 0-80 kPa, lo cual es una limitación importante a la hora de determinar el potencial en un suelo con bajo contenido de agua. También debe tenerse en cuenta que su velocidad de respuesta es relativamente lenta, pues se necesita un tiempo para que se establezca un equilibrio entre el potencial en el interior de la cápsula porosa y el suelo. Este hecho se ha constatado en las pruebas de riego donde había instalados tensiómetros y sonda TDR, en las cuales se detectan variaciones en el contenido de agua antes que variaciones en el valor del potencial. Para determinar el potencial matricial a la profundidad donde esta situada la capsula porosa debe tenerse en cuenta la diferencia de cota entre el manómetro y ésta. Para ello debe sumarse el valor de la diferencia de cota a la lectura del manómetro en signo negativo. Para ilustrarlo con un ejemplo si se tiene una lectura en que el manómetro dé -450 cm y la diferencia de cota entre el manómetro y la capsula porosa es de 50 cm el potencial matricial a esta profundidad seria de -400 cm, lo que equivaldría a -39.2 kPa.

**- Sensores de matriz granular (WATERMARK®)**

Están constituidos por dos electrodos, recubiertos de yeso y embebidos en una matriz granular. La medida que proporcionan es directamente la tensión de agua del suelo en kPa, y no requieren calibración (Charlesworth, 2000). La longitud de la capsula es aproximadamente igual a la de los tensiómetros, de unos 7 cm y su diámetro de 2 cm. A diferencia de los tensiómetros de manómetro, las lecturas que proporciona pueden registrarse fácilmente en un sistema de captación de datos, lo que da información adicional a la que proporcionan las medidas puntuales. La precisión de este aparato es aproximadamente de 1 kPa y su rango de medida va de los -10 a los -200 kPa (Charlesworth, 2000), por lo tanto resulta mucho mas amplio que los que proporciona un tensiómetro. Este rango de lecturas resulta suficiente para la gestión del riego de la mayoría de cultivos, de acuerdo a los valores proporcionados por Taylor (1965). Charlesworth (2000) destaca como principales ventajas: su simplicidad, economía y que una vez instalados no requieren de mantenimiento. Como limitaciones citan que en suelos muy ligeros, donde el agua drena muy rápidamente, puede que no haya tiempo suficiente para que el sensor pueda equilibrarse. En la tabla 3-19 se resumen las principales características de los sensores utilizados.

**Tabla 3-19: Resumen de las principales características de los sensores utilizados.**

	<b>Coste aproximado (€)</b>	<b>Tipo de medida</b>	<b>Precisión (Datos bibliográficos)</b>	<b>Precisión a partir de los datos de calibración</b>
<b>Método gravimétrico</b>	150 (barrena)	Directa - Contenido gravimétrico de agua	Método de referencia	Errores de muestreo
<b>TDR-TRIME T</b>	6 000 (sonda + sensor) 100 (tubo acceso)	Indirecta - Contenido volumétrico de agua	2 % (Catalogo fabricante)	±3-5 % del contenido volumétrico de agua
<b>FDR-ENVIROSCAN</b>	10 000 (16 sensores)	Indirecta - Contenido volumétrico de agua	±0.1 % (Con calibración) (Charlesworth, 2000)	+ 9 % (*) del contenido volumétrico de agua
<b>TENSIÓMETROS</b>	100 (cada tensiómetro)	Directa- Potencial hidráulico	±2 kPa (Precisión del manómetro)	No se calibró
<b>Sensores de matriz granular- WATERMARK</b>	30 (1 sensor) 1 000 (Data logger)	Indirecta- Potencial matricial	±1 kPa (Charlesworth, 2000)	No se calibró

(\*) Los errores no fueron aleatorios sino que siempre se dieron en un sentido, lo cual permitió corregirlos.

### 3.3.- Métodos de computacionales implementados en SIMDAS

#### 3.3.1.- Modificación de la condición de contorno en superficie en el modelo SIMDAS

El modelo SIMDAS original (Ramírez de Cartagena, 1994) resuelve la ecuación de Richards en términos de potencial hidráulico, considerando un sistema tridimensional que asume la simetría axial, lo que se conoce como un modelo de flujo cilíndrico (Brandt *et al.*, 1971).

Los modelos de flujo cilíndrico, como SIMDAS, pueden aplicarse para predecir la distribución de agua en el suelo bajo un emisor aislado, pero no son adecuados cuando el agua se distribuye a través de una línea de emisión continua (Brandt *et al.*, 1971; Lafolie *et al.*, 1989-a).

En el caso que se tenga una línea de emisión continua puede considerarse que el agua procedente del emisor se distribuye simétricamente a ambos lados de la misma, pudiendo simular este caso con un modelo de flujo plano (Brandt *et al.*, 1971; Lafolie *et al.*, 1989-a).

El modelo SIMDAS (Ramírez de Cartagena, 1994) se ha modificado para que además de simular flujo cilíndrico pueda simular flujo plano.

Conceptualmente la condición de contorno en los dos modelos (plano y cilíndrico) es idéntica y se basa en el siguiente planteamiento. Cuando el agua del emisor alcanza la superficie del suelo se distribuye en un área más o menos extensa en función de la capacidad de infiltración. Al iniciarse el riego, cuando el suelo no está encharcado, se impone una condición de Neumann en una anchura igual a la anchura horizontal  $\Delta j$  de las celdas que conforman la malla espacial de diferencias finitas. El flujo vertical impuesto ( $J_v$ ) se calcula a partir del caudal de emisión ( $Q$  o  $q_L$ ) y la superficie o extensión de entrada de

agua ( $S$ ). En flujo cilíndrico 
$$J_v = \frac{Q}{S} \quad [3.21.a]$$

y en flujo plano 
$$J_v = \frac{q_L}{S} \quad [3.21.b].$$

En la que  $Q$  representa el caudal del emisor [ $L^3 \cdot T^{-1}$ ];  $q_L$  es el caudal de emisión por unidad de longitud [ $L^2 \cdot T^{-1}$ ]. En flujo cilíndrico se considera que el agua se distribuye en forma circular por lo que  $S = \pi (\rho(t))^2$  [3.22.a], con dimensiones de [ $L^2$ ] y en flujo plano que forma una banda de anchura constante  $S = 2 \rho(t)$  [3.22.b], con dimensiones de [ $L$ ].  $\rho(t)$  representa la extensión horizontal de la zona de entrada de agua a través de la superficie, que es variable en el tiempo.

En los primeros instantes del riego las gotas de agua procedentes del emisor sólo inciden sobre la celda situada en la parte superior izquierda de la malla, representada en la figura 3-9 como celda ( $i,j$ ); si se continúa regando esta celda alcanzará el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ), quedando agua libre en la superficie del suelo. A partir de este momento la lámina de agua se extiende pasando a ocupar la parte superior de las celdas ( $i,j$ ) e ( $i,j+1$ ), señaladas en la figura 3-9. Lo que implica que se debe recalcular el valor de  $S$  y de  $J_v$  a partir de la nuevo valor de  $\rho(t)$ . El proceso se repite a lo largo de sucesivas iteraciones para cada incremento de tiempo, permitiendo adaptar la extensión de la zona de entrada de agua,  $\rho(t)$  en función del número de celdas saturadas.

El algoritmo para calcular la extensión de la zona de entrada de agua y el flujo correspondiente se indica a continuación:

a) Al inicializar el riego:

$$\rho_s = \Delta j$$

b) Cálculo del flujo correspondiente:  $J_v = \frac{Q}{\pi \rho_s^2}$  para flujo cilíndrico

$$J_v = \frac{q_L}{2 \rho_s} \text{ para flujo plano}$$

c) Cálculo del nuevo contenido de agua en la celda  $i = I, j = \rho(t)$

$$\theta = \theta_i + \Delta \theta$$

$$\text{Si } \theta \leq \theta_{sat} \rightarrow \rho_s = \rho_s$$

$$\text{Si } \theta > \theta_{sat} \rightarrow \rho_s = \rho_s + 1$$

d) Volver al punto (a) para asignar el nuevo valor de  $\rho_s$  en la siguiente iteración del modelo.

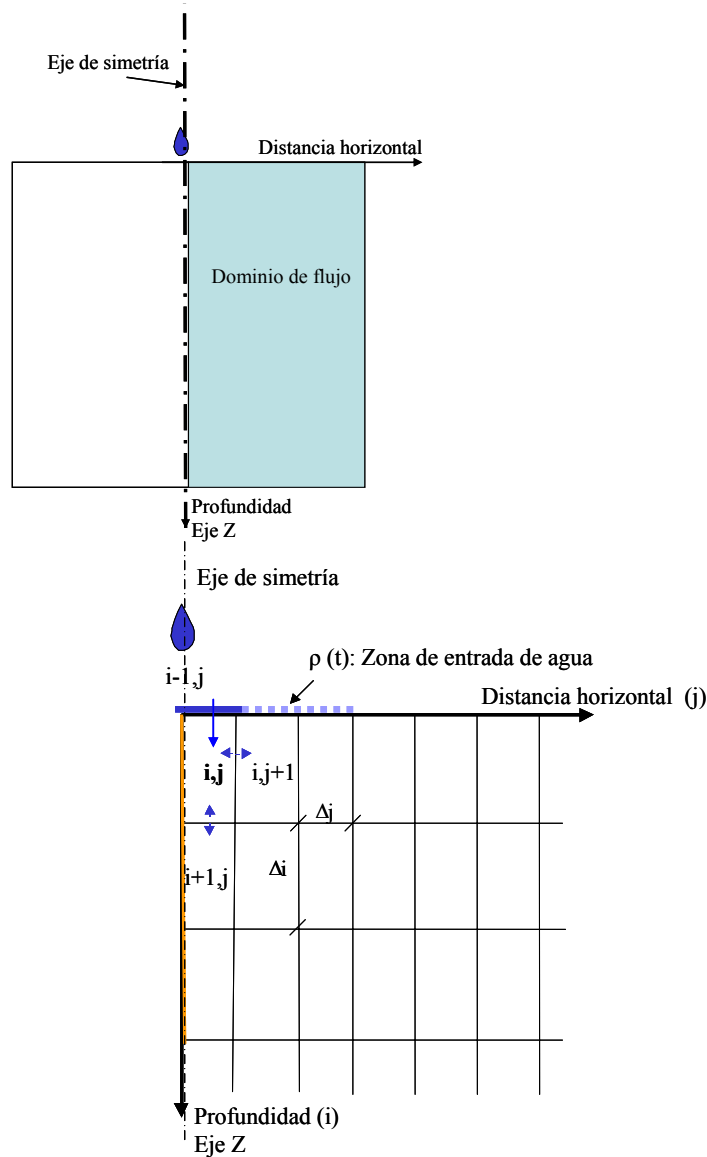
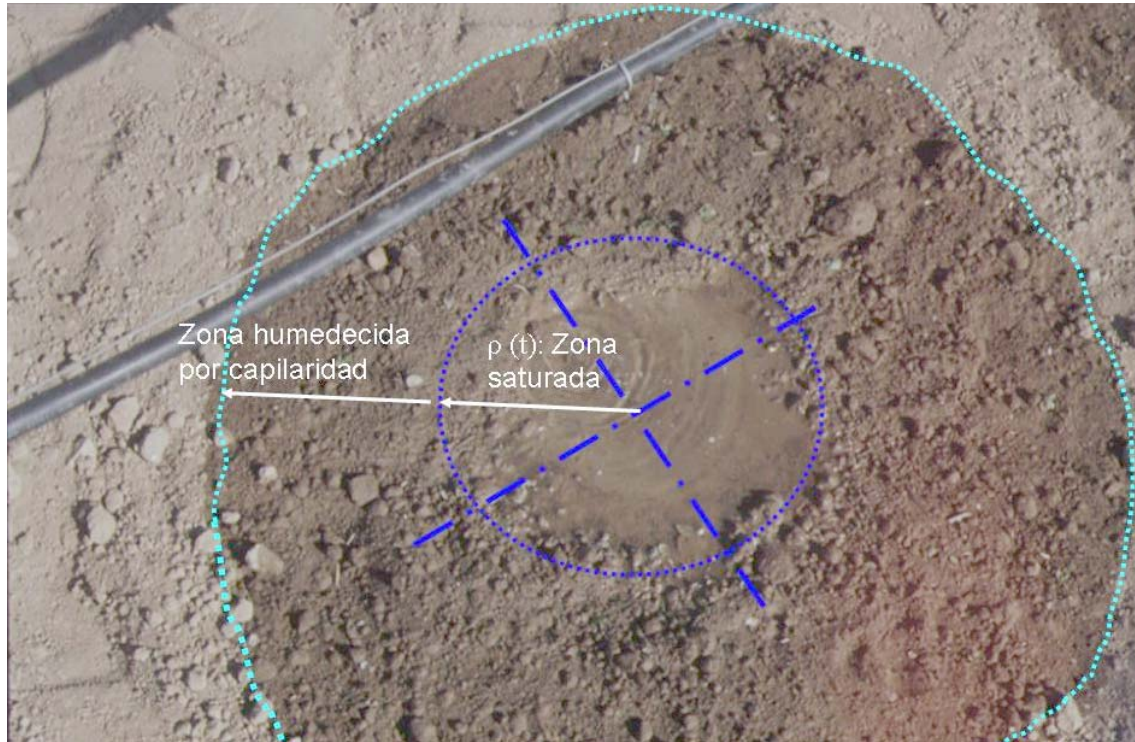


Figura 3-9: Dominio de flujo considerado (figura superior). Malla de diferencias finitas que define el dominio de flujo considerado (figura inferior).

### - El almacenamiento de agua en la superficie del suelo

En la práctica del riego por goteo y en las experiencias de campo realizadas se observó la formación de una pequeña lámina de agua, donde almacenó un volumen de agua no despreciable. La altura de la lámina fue en general de unos pocos milímetros, a excepción de algunos casos donde el impacto de las gotas en la zona situada bajo los emisores produjo una cavidad de 1 a 2 cm de profundidad. En la figura 3-10 puede observarse uno de los charcos formados.



**Figura 3-10: Determinación visual de los límites de la zona saturada y del disco humedecido bajo el emisor.**

Al construir el modelo se intentó considerar el almacenamiento de agua en superficie y se despreció el efecto de la presión hidrostática generada por columna de agua sobre la superficie del suelo. Este efecto se consiguió a partir de permitir que las celdas situadas en la zona de entrada de agua alcanzaran contenidos de agua superiores al valor de saturación ( $\theta_s$ ). Esta medida permite que el exceso de agua pueda infiltrarse en iteraciones sucesivas.

Sin embargo cuando el contenido de agua es superior al de saturación, el potencial hidráulico ( $H$ ), necesario para poder calcular el flujo entre dos celdas, no puede ser calculado mediante la función que describe la curva de retención. Para resolver este problema, cuando se alcanzan valores de contenido de agua superiores al valor de saturación, el potencial de presión ( $h$ ) se toma igual a 0, lo que equivale a imponer el valor de  $h$  correspondiente a  $\theta = \theta_s$ .

Este procedimiento asegura la conservación de la masa. Warrick (2003) describe un esquema de cálculo idéntico para la determinación de  $h$  en el caso que se alcance un contenido de agua superior al de saturación. El autor afirma que este planteamiento es rápido, asegura la conservación de la masa y tiene una precisión comparable a la de esquemas de cálculo mucho más complejos.

El método supone un cambio en la condición de contorno en superficie tanto en su extensión, como en el tipo, pues se pasa de una condición en la que se impone un flujo (condición de Neumann) a una condición en la que se impone un potencial de agua (condición de Dirichlet) en el caso que se alcance el valor de saturación.

**- Contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) y contenido de agua medido bajo el emisor en condiciones de campo ( $\theta_{fs}$ )**

Es importante tener en cuenta que la extensión de la zona de entrada de agua bajo el emisor se midió de acuerdo a apreciaciones visuales, tal y como se indica en la descripción de método del gotero (Shani *et al.*; 1987). En la figura 3-10 puede observarse sobre una fotografía la determinación de los límites de la zona saturada.

En las pruebas realizadas en Monells 1, cuando se tomaron muestras del suelo situadas en esta zona y se determinó su contenido de agua los valores que se obtuvieron resultaron ser del orden de un 15 % ( $\pm 5$  %) inferiores al contenido de agua a saturación determinados en laboratorio. La diferencia entre el contenido de agua a saturación determinado en el laboratorio ( $\theta_s$ ) y en el campo ( $\theta_{fs}$ ) puede buscarse en el aire que queda atrapado en la matriz del suelo durante el riego, y que provoca una reducción del volumen de poros que puede ocupar el agua. Este fenómeno está descrito en bibliografía (*e.g.* Warrick, 2003), y es una de las causas que explican el fenómeno de histéresis en la curva de retención de un suelo. En las pruebas realizadas en La Tallada y Monells 2 no se observaron diferencias que indiquen que el contenido de agua fuera inferior al obtenido en laboratorio.

Considerando esta observación experimental en Monells 1, la condición de formación del charco de agua se va a establecer de acuerdo al contenido de agua a saturación efectivo ( $\theta_{fs}$ ) que va a estimarse como:

$$\theta_{fs} = \theta_s - 0.15 \theta_s = 0.85 \theta_s \quad [3.23]$$

Esta expresión puede generalizarse para distintos tipos de suelos como:

$$\theta_{fs} = f_s \theta_s \quad [3.24]$$

En la que  $f_s$  indicaría el factor de saturación en condiciones de campo.

La corrección del contenido de agua a saturación medido en el laboratorio incorpora en cierta medida un efecto de histéresis en la dinámica de formación del charco de agua.

Previsiblemente los valores de las modelaciones incorporando esta corrección van a producir un aumento en la predicción de la extensión del charco.

**3.3.2.-Descripción del nuevo modelo SIMDAS adaptado al flujo plano**

Considerando una línea de emisores orientada siguiendo el eje  $y$  (como se indicó en la figura 1-4) en la cual los emisores estén equidistantes y muy cercanos los unos con los otros (con  $2Y$  tendiendo hacia cero), rápidamente se solaparán los charcos individuales, dando lugar a una banda longitudinal de anchura  $\rho(t)$ . En este caso el flujo de agua es función de  $x, z$  y  $t$ , tal y como se indicó en la ecuación [1.67].

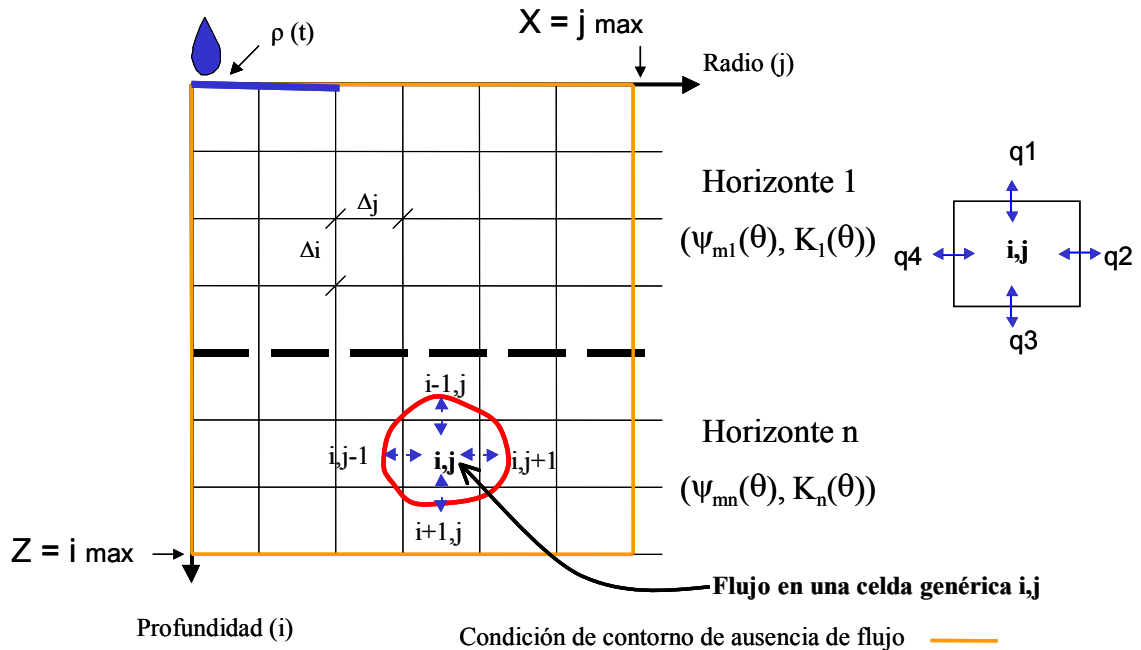


### 3.3.2.1.-Condiciones iniciales y de contorno

El dominio de flujo  $A = \{0 \leq x \leq X; 0 \leq z \leq Z\}$ , siendo X y Z la distancia horizontal y vertical máximas del dominio, tal y como se representa en la figura 3-11. Se asume que no hay flujo en los límites del

dominio y por lo tanto  $\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0$  para  $x = X$  y  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$  para  $z = Z$ .

Además debido a la completa simetría con respecto a la línea de emisores puede suponerse que  $\frac{\partial \theta}{\partial x} = 0$  para  $x = 0$ .



**Figura 3-11: Malla bidimensional que representa el dominio de flujo en el modelo SIMDAS y las posibles transferencias de agua en una celda genérica.**

Para iniciar las simulaciones deben introducirse los contenidos iniciales de agua en las celdas que forman el dominio A. En aquellas en que no se conozca, el modelo asigna valores interpolados. También debe fijarse el caudal del emisión por unidad de longitud  $q [L^3.L^{-1}.T^{-1}]$  y como éste varía con el tiempo,  $q(t)$ .

La anchura de la banda donde se infiltra el caudal del emisor,  $\rho(t)$ , es variable en el tiempo, y por consiguiente el modelo contempla una condición de contorno de extensión variable con el tiempo en la superficie del suelo.

### 3.3.2.2.- Procedimiento de resolución

#### a.- Definición del dominio de flujo en el plano X-Z

Se indican las dimensiones de la malla: profundidad (Z) y distancia horizontal en la dirección perpendicular a la línea de emisores (X) – figura 3-11. Esta se subdivide en un número determinado de particiones horizontales y verticales, dando lugar a las celdas rectangulares de tamaño  $\Delta j \times \Delta i$ , de las cuales se debe conocer el contenido inicial de agua para cada celda y las funciones hidráulicas del suelo:

- Curva de retención de agua en el suelo: Función  $h(\theta)$

- Curva de conductividad hidráulica insaturada: Función  $K(\theta)$

El modelo permite contemplar distintos horizontes edafológicos, cada uno con sus funciones hidráulicas.

### b.- Cálculo del flujo de agua entre celdas

De acuerdo con la ecuación de Buckingham – Darcy, el flujo de agua en una celda en las direcciones  $x$  (horizontal) y  $z$  (vertical), puede expresarse como:

$$q_x = -K(\theta) \left[ \frac{\partial h}{\partial x} \right] \quad [3.25.a]$$

$$q_z = -K(\theta) \left[ \frac{\partial H}{\partial z} \right] \quad [3.25.b]$$

Nótese que el flujo corresponde a la cantidad de agua transferida a través de una superficie por unidad de área y de tiempo en condiciones isotermas y que sus dimensiones son  $[L \cdot T^{-1}]$ .

El potencial hidráulico en medio no saturado se toma por convenio negativo, de esta manera un valor del flujo ( $q$ ) positivo, significa que el agua entra en la celda genérica ( $i,j$ ); mientras que un valor de  $q$  negativo significa que el agua sale de la celda genérica ( $i,j$ ).

Aplicando las ecuaciones [3.25.a y b] entre la celda  $i,j$ , y cada una de las cuatro celdas adyacentes ( $i,j-1$ ), ( $i-1,j$ ), ( $i,j+1$ ) y ( $i+1,j$ ), da lugar a las siguientes ecuaciones:

$$q_1 = q_{i-1,j}^{i,j} = -K_{i-1,j}^{i,j} \frac{H_{i,j} - H_{i-1,j}}{\Delta i} \quad [3.26.a]$$

$$q_2 = q_{i,j+1}^{i,j} = -K_{i,j+1}^{i,j} \frac{h_{i,j} - h_{i,j+1}}{\Delta j} \quad [3.26.b]$$

$$q_3 = q_{i+1,j}^{i,j} = -K_{i+1,j}^{i,j} \frac{H_{i,j} - H_{i+1,j}}{\Delta i} \quad [3.26.c]$$

$$q_4 = q_{i,j-1}^{i,j} = -K_{i,j-1}^{i,j} \frac{h_{i,j} - h_{i,j-1}}{\Delta j} \quad [3.26.d]$$

Según la nomenclatura utilizada en las ecuaciones [3.26.a] a [3.26.d]

$q_1$ : Flujo entre la celda genérica ( $i,j$ ) y la celda ( $i-1,j$ )

$q_2$ : Flujo entre la celda genérica ( $i,j$ ) y la celda ( $i,j+1$ )

$q_3$ : Flujo entre la celda genérica ( $i,j$ ) y la celda ( $i+1,j$ )

$q_4$ : Flujo entre la celda genérica ( $i,j$ ) y la celda ( $i,j-1$ )

La conductividad hidráulica utilizada para calcular el flujo entre dos celdas se ha tomado como la media aritmética de las conductividades de las celdas respectivas, así por ejemplo:  $K_{i-1,j}^{i,j} = \frac{K_{i-1,j} + K_{i,j}}{2}$  [3.27],

igual que en el modelo de van der Ploeg y Benecke (1974). Originalmente el modelo SIMDAS calculaba la conductividad hidráulica entre dos celdas a partir de las conductividades hidráulicas respectivas

ponderadas por el contenido de agua en dichas celdas. Por ejemplo  $K_{i-1,j}^{i,j} = \frac{K_{i-1,j} \theta_{i-1,j} + K_{i,j} \theta_{i,j}}{\theta_{i-1,j} + \theta_{i,j}}$  [3.28].

Este esquema de cálculo además de requerir mayor número de operaciones matemáticas, se mostró

inestable en algunas de las pruebas previas realizadas con este modelo. Por ello se calculó la conductividad hidráulica entre dos celdas simplemente como el valor de la media aritmética [3.27], que por otro lado es una elección frecuente en numerosos modelos (Warrick, 2003).

**c.- Cálculo de la variación del contenido de agua en relación al tiempo**

Aplicando la ley de conservación de la materia en una celda (i,j), se tiene que el flujo que entra es igual al flujo que sale, más la variación de agua que se almacena en el correspondiente intervalo de tiempo. Teniendo en cuenta el signo del flujo (ecuaciones [3.26.a] a [3.26.d]), la variación de agua en la celda se calcularía como sigue:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = q_1 + q_2 + q_3 + q_4 \quad [3.29]$$

**d.- Cálculo del nuevo contenido de agua después de cada iteración**

Dado que el modelo emplea un incremento de tiempo constante, fijado inicialmente, y se conocen los contenidos de agua iniciales, el cálculo del nuevo contenido de agua puede realizarse aplicando la siguiente ecuación:

$$\theta_1 = \theta_0 + (q_1 + q_2 + q_3 + q_4) \cdot (t_1 - t_0) \quad [3.30]$$

Siendo  $\theta_0$ : contenido de agua en el tiempo precedente  $t = t_0$

$\theta_1$ : contenido de agua en el tiempo actual  $t = t_1$

**e.- Esquema de compartimentación del suelo**

Debido a las condiciones de contorno impuestas existen celdas en las que no se da flujo en alguna de las direcciones, por ello se han distinguido distintas zonas dentro del dominio de flujo, en función de las transferencias de agua que puedan darse en cada una de ellas. La figura 3-12 muestra las distintas regiones en las que se ha dividido la malla.

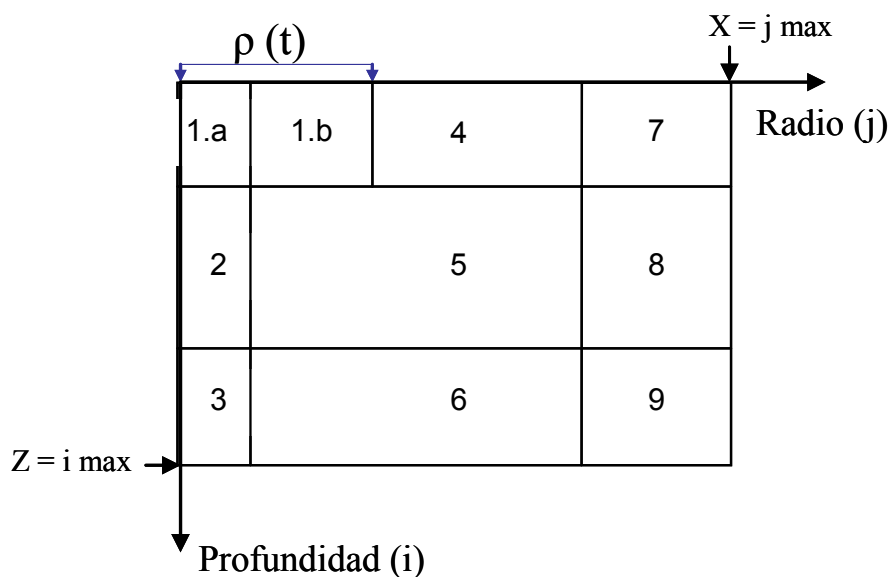


Figura 3-12: Esquema de compartimentación del suelo.

En función del flujo de agua entre celdas se distinguen las siguientes regiones:

**Zona 1.a:  $i=1; j=1$**

El flujo debido a las condiciones de contorno impuestas corresponde a:

$$q_1 = \frac{q(t)}{2 \cdot \rho(t)} \quad [3.31]$$

Siendo  $q(t)$  el caudal de emisión por unidad de longitud [ $L^3 \cdot L^{-1} \cdot T^{-1}$ ]. Este se divide por 2, ya que debido a la simetría existente respecto al eje  $z$ , sólo se estudia un lado de la línea de emisión y el caudal se reparte a partes iguales respecto a este eje.

$\rho(t)$ : semi-anchura de la zona de entrada de agua, esta es variable con el tiempo. Se calcula como el producto del número de celdas que se encuentran parcialmente saturadas (considerando el factor de saturación indicado en la relación [3.24]) por la anchura de una celda ( $\Delta j$ ).

$q_2$  y  $q_3$  se calculan mediante las ecuaciones [3.26.b] y [3.26.c] y  $q_4$  es igual a cero

**Zona 1.b:  $i=1; 1 < j \leq \rho(t)$**

La extensión de esta zona varía con el tiempo. En este caso  $q_1$  se calcula según la ecuación [3.31], y  $q_2$ ,  $q_3$  y  $q_4$  según las ecuaciones [3.26.b], [3.26.c] y [3.26.d].

**Zona 2:  $1 < i \leq i_{max}; j=1$**

$q_4$  vale cero, y  $q_1$ ,  $q_2$  y  $q_3$  se calculan según las ecuaciones [3.26.a], [3.26.b] y [3.26.c].

**Zona 3:  $i=i_{max}; j=1$**

$q_3$  vale cero, y  $q_1$ ,  $q_2$ ,  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.a], [3.26.b] y [3.26.d].

**Zona 4:  $i=1; \rho(t) < j < j_{max}$**

$q_1$  vale cero, y  $q_2$ ,  $q_3$  y  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.b], [3.26.c] y [3.26.d].

**Zona 5:  $1 < i < i_{max}; 1 < j < j_{max}$**

$q_1$ ,  $q_2$ ,  $q_3$  y  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.a], [3.26.b], [3.26.c] y [3.26.d].

**Zona 6:  $i=i_{max}; 1 < j < j_{max}$**

$q_3$  vale cero, y  $q_1$ ,  $q_2$  y  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.a], [3.26.b] y [3.26.d].

**Zona 7:  $i=1; j=j_{max}$**

$q_1$  y  $q_2$  valen cero, y  $q_3$  y  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.c] y [3.26.d].

**Zona 8:  $1 < i < i_{max}; j=j_{max}$**

$q_2$  vale cero, y  $q_1$ ,  $q_3$  y  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.a], [3.26.c] y [3.26.d].

**Zona 9:  $i=i_{max}; j=j_{max}$**

$q_2$  y  $q_3$  valen cero, y  $q_1$  y  $q_4$  se calculan según las ecuaciones [3.26.a] y [3.26.d].

### 3.3.2.3- El balance de masas en el modelo de flujo plano

Para poder verificar los resultados del modelo es necesario comprobar el balance de masa. Para realizarlo es necesario conocer el volumen de agua infiltrado, que se calcula a partir del flujo de entrada de agua ( $q_1$ ), multiplicado por la anchura de la zona de entrada de agua ( $\rho(t)$ ) y por el intervalo de tiempo correspondiente. Al ser la anchura ( $\rho(t)$ ) variable con el tiempo, este producto debe calcularse para cada

iteración y realizar la suma de los volúmenes infiltrados a lo largo del tiempo en que transcurre la simulación. En la ecuación [3.32] se indica como se realiza el cálculo:

$$\int_{t_0}^{t_n} Q_r dt = \sum_{t_0}^{t_n} q_1 \cdot \rho(t) dt \quad [3.32]$$

siendo:

$\int_{t_0}^{t_n} Q_r dt$ : Volumen infiltrado por unidad de longitud [ $L^3 \cdot L^{-1}$ ] desde el inicio de la simulación ( $t_0$ ) hasta el

final ( $t_n$ ).

$q_1$ : Flujo que se infiltra [ $L \cdot T^{-1}$ ] en la zona comprendida entre  $0 \leq x \leq \rho(t)$

$\rho(t)$ : Anchura de la zona de entrada de agua [ $L$ ] correspondiente a cada incremento de tiempo.

$dt$ : Incremento de tiempo utilizado por el modelo de simulación.

También debe conocerse el volumen de agua por unidad de longitud en toda la malla correspondiente al inicio y al final de la simulación. Para ello se realiza el producto del contenido volumétrico de agua en cada celda [ $L^3 \cdot L^{-3}$ ] por el área de la celda correspondiente [ $L^2$ ], obteniendo el volumen por unidad de longitud en la celda [ $L^3 \cdot L^{-1}$ ].

Sumando el contenido en cada una de las celdas se obtiene el volumen por unidad de longitud contenido en el dominio de flujo:

$$V_{malla} = \sum_{x=0}^{x=j \max} \sum_{z=0}^{z=i \max} \theta_{i,j} \cdot dj \cdot di \quad [3.33]$$

$V_{malla}$ : Volumen total de agua por unidad de longitud en la malla que define el dominio de flujo (figura 3-11). Sus dimensiones son [ $L^3 \cdot L^{-1}$ ].

$\theta_{i,j}$ : contenido de agua en una determinada celda de la malla.

$dj$ : anchura de una celda (dirección x).

$di$ : profundidad de una celda (dirección z).

El error absoluto en el balance de masas se define como:

$$\varepsilon_a = V_m - V_{t_0} + L_t \int_0^t E dt - \int_0^t Q_r dt \quad [3.34]$$

En la que:

$V_m$ : Volumen de agua por unidad de longitud al final de la simulación [ $L^3 \cdot L^{-1}$ ].

$V_{t_0}$ : Volumen por unidad de longitud en el momento inicial, correspondiente a las condiciones iniciales del modelo [ $L^3 \cdot L^{-1}$ ].

$L_t \int_0^t E dt$  Representa el volumen de agua evaporado en el suelo por unidad de longitud [ $L^3 \cdot L^{-1}$ ].

En la que  $E$  es la intensidad de evaporación [ $L \cdot T^{-1}$ ], y  $L_t$  la anchura de suelo asociada al proceso de evaporación, que en principio coincide con la anchura de la malla  $X=j \max$  de la figura 3-11. En el siguiente apartado se describe el cálculo de  $E$ .

El error relativo se define según: 
$$\varepsilon_r = \frac{\varepsilon_a}{L_t \int_0^t E dt + \int_0^t Q_r dt} \cdot 100 \quad [3.35]$$

### 3.3.3.- Implementación de la evaporación en el modelo SIMDAS

La evaporación en la superficie del suelo puede resultar una componente importante en el balance de agua, según Campbell (1985) puede alcanzar un 10 % del total de la evapotranspiración. Bonachela *et al.* (2000) estiman que en una plantación de olivos joven la evaporación representa entre un 18 y un 43 % de la evapotranspiración, mientras que en una plantación adulta el porcentaje estaría entre un 4 y un 12 %.

La intensidad de evaporación esta relacionada con el tipo de suelo y con las condiciones climáticas.

Las condiciones climáticas imponen la “evaporación potencial”, que correspondería a la intensidad máxima de evaporación en una superficie de agua libre.

Después de regar el suelo va secándose y la intensidad de evaporación decrece con el tiempo. La reducción de la intensidad no es lineal con el tiempo sino que pueden distinguirse 3 etapas (Philip, 1957; Ritchie, 1972). En la primera la intensidad es prácticamente constante y de magnitud igual a la evaporación potencial, el contenido de agua en el suelo se encuentra cercano al punto de saturación. La segunda etapa se caracteriza por una reducción en la intensidad de evaporación con respecto al valor potencial. En esta etapa las propiedades físicas e hidráulicas del suelo juegan un papel predominante. A medida que la reserva de agua en el suelo va agotándose, la fase líquida del suelo presenta discontinuidades y el flujo predominante se da por difusión del vapor de agua.

La incorporación del transporte de agua en forma de vapor en condiciones no isotermas, obligaría a considerar un modelo muy complejo con numerosos parámetros de entrada, que por otro lado serían difíciles de obtener. Por ello Campbell (1985) propone un modelo simplificado en el cual el flujo de vapor de agua se da únicamente en la superficie del suelo. En este modelo la intensidad de evaporación depende del gradiente de humedad relativa entre suelo y atmósfera y de la evaporación potencial:

$$E = \frac{H_s - H_a}{1 - H_a} E_p \quad [3.36]$$

Siendo  $E$  la intensidad de evaporación [ $L \cdot T^{-1}$ ],  $H_a$  la humedad atmosférica en tanto por uno,  $H_s$  la humedad relativa en la superficie del suelo y  $E_p$  la intensidad de evaporación potencial, tomada igual a la evaporación del agua libre en un tanque de agua [ $L \cdot T^{-1}$ ].

La humedad relativa en la interfaz suelo-atmósfera ( $H_s$ ) puede calcularse a partir del potencial hidráulico, aplicando la ecuación [3.37] propuesta por Edlefsen y Anderson (1943), citados por Rassam *et al.* (2003):

$$H_s = \exp\left(\frac{M \cdot H}{T \cdot R \cdot \rho}\right) \quad [3.37]$$

En la que  $M$  representa la masa de un mol de agua (0.018 kg/mol),  $H$  el potencial hidráulico expresado en Pa,  $T$  la temperatura absoluta en °K,  $R$  la constante universal de los gases (8.3143 J/mol·K) y  $\rho$  la densidad relativa del agua (998 kg/m<sup>3</sup>) a 20 °C.

### **3.3.3.1.-Aplicación de las ecuaciones en el modelo SIMDAS**

Las ecuaciones [3.36] y [3.37] se aplicaron en cada una de las iteraciones que realiza el modelo en las celdas situadas en la superficie del suelo, tal y como propone Campbell (1985). El potencial hidráulico considerado en el cálculo de la humedad relativa ( $H_s$  de la ecuación [3.37]) correspondió al valor en la iteración precedente. Los valores de temperatura y humedad relativa se tomaron directamente de las estaciones meteorológicas automatizadas, situadas a pocos metros de los ensayos.

El flujo de agua impuesto en superficie de acuerdo a la ecuación [3.36] deja de aplicarse cuando se alcanza un determinado valor límite del potencial de presión,  $h_a$ . A partir de este momento se pasa de una condición de flujo a una condición de presión. Este esquema de cálculo es similar al aplicado por el modelo HYDRUS-2D y que se describe con detalle en el apartado 3.6.

### **3.4.- Determinación de los volúmenes de suelo mojado a partir de medidas experimentales**

Las pruebas que se realizaron pueden dividirse dos tipos: (a) con emisores aislados y (b) con una línea de emisores. A su vez, en cada uno de estos dos tipos de pruebas se varió el volumen de agua aplicado, el caudal del emisor, el tiempo de riego y la frecuencia entre riegos.

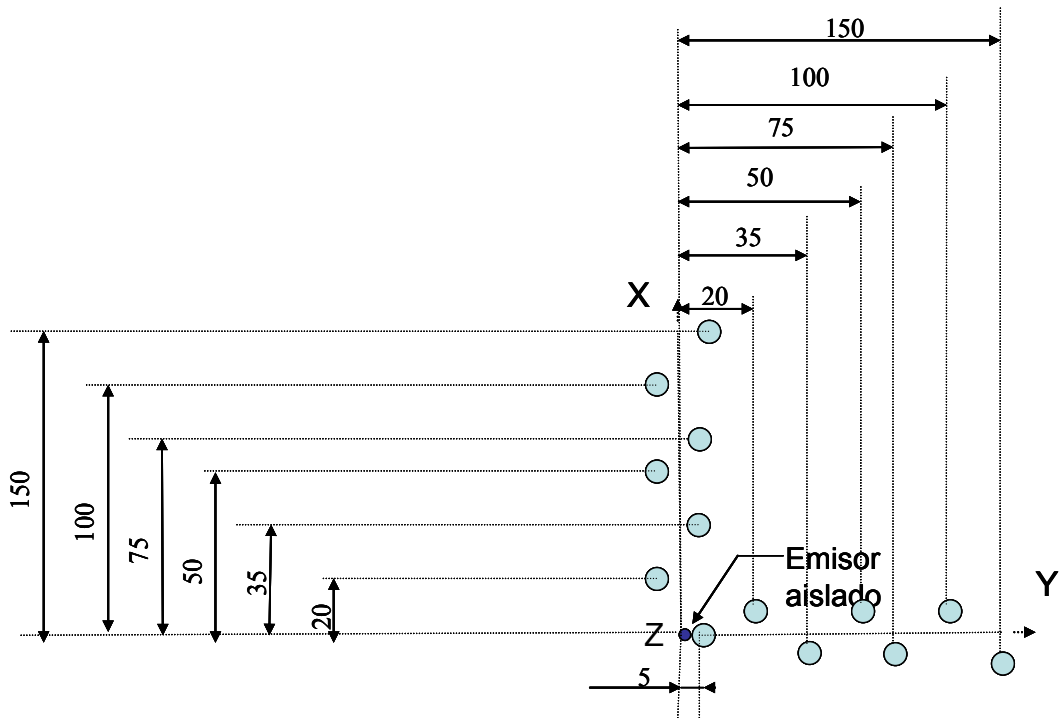
Las pruebas, que se realizaron en 3 tipos de suelo distintos (La Tallada, Monells 1 y Monells 2) y sin presencia de cultivo, fueron ejecutadas durante el verano de los años 2001 y 2002. A lo largo de las pruebas, se registró el contenido de agua en distintas localizaciones del suelo.

#### **3.4.1.-Dispositivo experimental**

En todos los emplazamientos antes de realizar las experiencias se trabajó el suelo con un subsolador, posteriormente se pasó una grada de discos y un rodillo para dejar la superficie del terreno perfectamente nivelado.

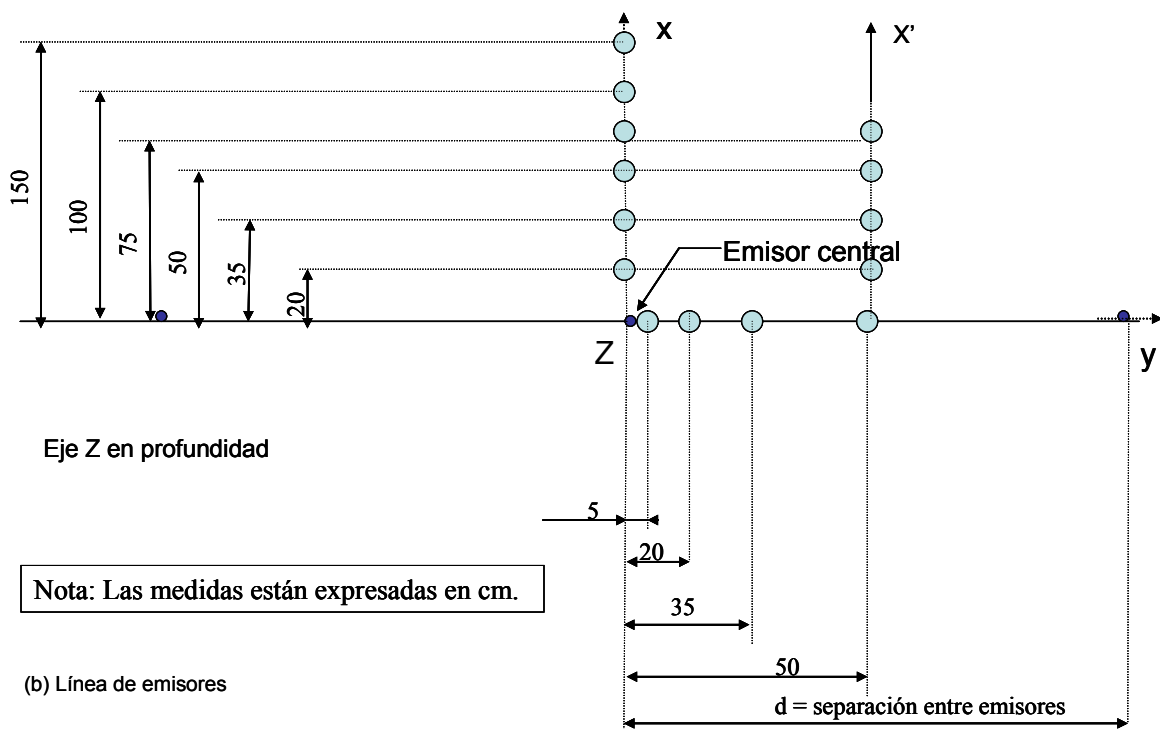
La instalación de riego estaba constituida por un depósito de agua, una pequeña bomba centrífuga alimentada por una batería de 12 V y la tubería portaemisores de PE de 16 mm y 2.5 atm. Esta tubería formaba un circuito cerrado en que el exceso de agua retornaba al mismo depósito. Al final de la tubería se colocó una válvula de paso para asegurar que la presión estuviese dentro del rango de compensación de los emisores.

La lectura de los contenidos de agua en el suelo se realizó con una sonda TDR (IMKO-TRIME-T<sup>®</sup>) con acceso mediante tubos. En la figura 3-13 puede verse la distribución de los tubos de medida en relación en las pruebas con un emisor aislado y a una línea de emisores.



Eje Z en profundidad

(a) Emisor aislado



Eje Z en profundidad

Nota: Las medidas están expresadas en cm.

(b) Línea de emisores

Figura 3-13: Distribución de los tubos de acceso de la sonda TDR bajo: (a) un emisor aislado, (b) una línea de emisores.



### 3.4.2.- Pruebas realizadas con un emisor aislado

Las pruebas realizadas con un emisor aislado en La Tallada y Monells 1 se identifican en la tabla 3-20. En las pruebas correspondientes a Monells 2 se aplicaron una serie de riegos consecutivos. Sus principales características se describen en la tabla 3-21 y el calendario seguido se indica en la figura 3-14.

**Tabla 3-20: Pruebas con emisor aislado realizadas en La Tallada y Monells 1.**

Emplazamiento	Nº Prueba	Caudal (l/h)	Volumen aplicado (l)	Tiempo de lectura (h)
La Tallada	1	2	8	Antes del riego, al final del riego, a las 6 h y 24 h después del final del riego
	2	4	8	
	3	4	16	
	4	4	25	
	5	8.5	8	
	6	8.5	16	
	7	8.5	25	
	8	25	25	
Monells 1	1	2	25	Antes, durante y al final del riego. A las 6, 24 y 48 h después de regar
	2	4	25	
	3	8.5	25	
	4	25	25	

**Tabla 3-21: Resumen de las pruebas con una línea de emisores realizadas en Monells 2.**

Prueba	1	2	3	4
Caudal de emisión (l/h)	2	4	8.5	25
Nº de riegos	3	7	3	3
Volumen total aplicado (l)	60	84	68	75
Duración de la prueba (h)	145	289	124	122
Caudal continuo medio (l/h)	0.41	0.29	0.58	0.61
ETo acumulada (mm)	22	60	26.2	16
Precipitación acumulada (mm)	12.2	8.6	0	0

Prueba 1 - 2 l/h

Horario Solar																								Día Juliano	Fecha
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	190	09/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	191	10/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	192	11/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	193	12/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	194	13/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	195	14/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	196	15/07/2002

Prueba 2 - 4 l/h

Horario Solar																								Día Juliano	Fecha
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	169	18/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	170	19/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	171	20/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	172	21/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	173	22/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	174	23/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	175	24/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	176	25/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	177	26/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	178	27/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	179	28/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	180	29/06/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	181	30/06/2002

Prueba 3 - 8,5 l/h

Horario Solar																								Día Juliano	Fecha
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	203	22/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	204	23/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	205	24/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	206	25/07/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	207	26/07/2002

Prueba 4 - 25 l/h

Horario Solar																								Día Juliano	Fecha
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	216	04/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	217	05/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	218	06/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	219	07/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	220	08/08/2002

- Periodos de riego con un emisor
- Periodos de redistribución
- Periodos de precipitación
- Medida del contenido de agua en el suelo

**Figura 3-14: Calendario seguido en las pruebas con emisor aislado en Monells 2.**

### 3.4.3.- Pruebas realizadas con una línea de emisores

En estas pruebas se colocaron cinco emisores a una separación de 1m. Las medidas de contenido de agua en el suelo se tomaron bajo el emisor central en los puntos de medida indicados en la figura 3-13.b. En La Tallada y Monells 1 se aplicó un solo riego. El volumen total, el caudal de los emisores y la duración de las pruebas se indican en la tabla 3-22.

En Monells 2 se realizaron dos pruebas con caudales de emisión de 4 y 25 l/h. En estas dos pruebas se aplicaron una serie de riegos consecutivos, cuyo calendario se indica en la figura 3-15. Durante las pruebas no se registró ninguna precipitación apreciable y la evapotranspiración acumulada fue de 16.5 y 20.5 mm respectivamente.

Tabla 3-22: Pruebas con una línea de emisores realizadas en La Tallada y Monells 1.

Emplazamiento	Nº Prueba	Caudal (l/h)	Volumen aplicado (l)	Duración de la prueba (h)
La Tallada	1	4	25	72
	2	8.5	25	75
	3	25	25	55
Monells 1	1	8.5	25	75
	2	25	25	73

Prueba 1 - Línea 4 l/h

Horario Solar																								Día Juliano	Fecha
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	231	19/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	232	20/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	233	21/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	234	22/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	235	23/08/2002

Prueba 2 - línea 25 l/h

Horario Solar																								Día Juliano	Fecha
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	224	12/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	225	13/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	226	14/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	227	15/08/2002
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	228	16/08/2002

■	Periodos de riego con un emisor
■	Periodos de redistribución
■	Periodos de precipitación
■	Medida del contenido de agua en el suelo

Figura 3-15: Calendario seguido en las pruebas con emisores en línea en Monells 2.

### 3.4.4.- Tratamiento de los datos experimentales

#### 3.4.4.1.- Tratamiento de los datos experimentales en el caso de un emisor aislado

##### - Determinación del grado de simetría axial en el caso de un emisor aislado

Para comprobar la hipótesis de simetría alrededor del eje Z (figura 3-13.a) se calculó la desviación standard (S) de los pares de valores de contenido de agua correspondientes a una misma profundidad (eje Z) y equidistantes respecto al mismo eje. La desviación standard (S) fué calculada a partir de la siguiente expresión:

$$S = \left[ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (\theta_i - \bar{\theta})^2 \right]^{0.5} \quad [3.38]$$

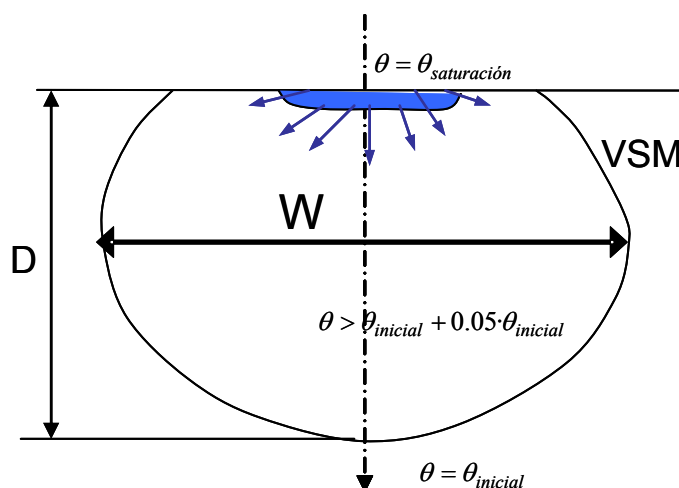
En la que  $n$  es el número de valores, que en este caso vale 2;  $\theta_i$  es el contenido de agua en cada uno de los puntos de medida y  $\bar{\theta}$  es el contenido de agua medio correspondiente a 2 puntos situados a la misma profundidad y equidistantes al eje vertical que pasa por el emisor.

**- Determinación de la variación del contenido de agua en función de su distancia al punto de emisión**

A partir de los valores experimentales se ha calculado el incremento en el contenido de agua con respecto al momento inicial. Para poder visualizar los datos se ha utilizado el programa informático SURFER, que permite interpolar entre dos puntos de medida aplicando el método del Krigead y representar gráficamente la variación del contenido de agua en función de su localización, facilitando la interpretación de los resultados.

**- Determinación de la profundidad (D) y extensión horizontal (W) del volumen de suelo mojado (VSM) a lo largo de cada prueba**

Se ha considerado que los límites del volumen de suelo mojado (VSM) vienen limitados por la región en la que el contenido volumétrico de agua aumenta como mínimo un 5 % respecto a su contenido inicial, pues éste es el error asociado a la medida del contenido de agua con la sonda TDR. A partir de la posición del frente de humedad se ha calculado la extensión horizontal máxima (W) y la profundidad máxima (D) a lo largo de la realización de las pruebas. Estos parámetros se indican en la figura 3-16.



**Figura 3-16: Esquema del volumen de suelo mojado (VSM) formado bajo un emisor.**

**- Determinación del contenido medio de agua dentro del volumen de suelo mojado y su uniformidad**

A partir de las medidas del contenido de agua situadas dentro del VSM, definido en el apartado anterior, se ha calculado el contenido medio de agua y se ha determinado su uniformidad a partir de la desviación standard y del coeficiente de uniformidad de Christiansen (CUC). Este segundo coeficiente, que se utiliza muy frecuentemente para determinar la uniformidad de precipitación en el riego por aspersión, también ha sido utilizado para determinar la uniformidad del contenido de agua en el suelo bajo riego por goteo en trabajos previos como el de Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001). Estos autores aplicaron el CUC considerando un volumen de suelo de forma prismática situado bajo la línea de los emisores. El coeficiente es calculado según:

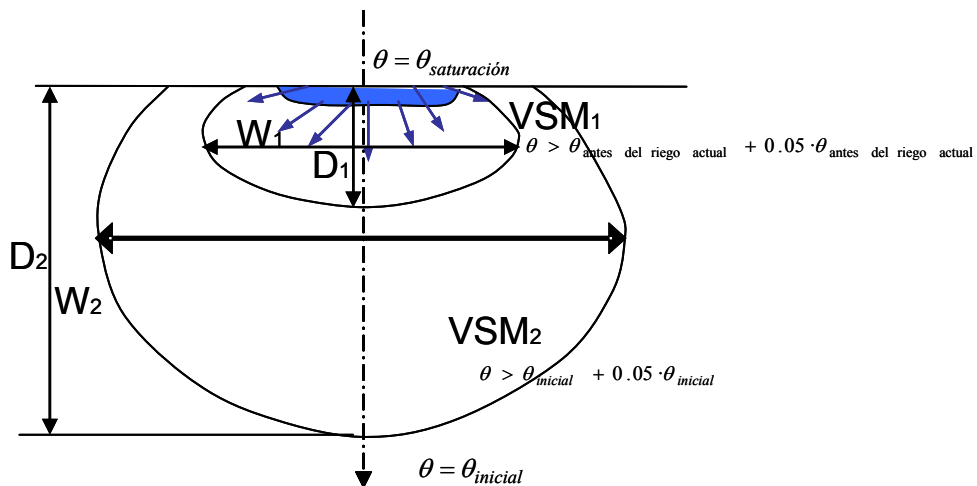
$$CUC = \left[ 1 - \frac{\sum |\theta_i - \bar{\theta}|}{n \bar{\theta}} \right] \cdot 100 \quad [3.39]$$

Donde  $\theta_i$  representa cada uno de los valores de contenido de agua en el suelo dentro del volumen de referencia,  $\bar{\theta}$  representa el contenido medio de agua dentro del volumen de suelo considerado y  $n$  es el número de puntos de medida.

**- Influencia del volumen total de agua aplicada en cada riego sobre la profundidad (D) y extensión horizontal (W) del volumen de suelo mojado (VSM)**

Cuando se aplicaron riegos sucesivos para tratar de establecer la influencia de cada riego de forma independiente, se ha definido el volumen de suelo mojado por el riego actual ( $VSM_1$ ) como la región en la que el contenido volumétrico de agua aumenta como mínimo un 5 % respecto al contenido antes de iniciarse el presente riego. De esta manera no se tiene en cuenta el efecto de los riegos precedentes. Con los datos obtenidos experimentalmente se ha analizado la influencia del volumen de agua aplicada y del caudal del emisor en los parámetros  $W_1$  y  $D_1$ .

Para establecer el efecto de los sucesivos riegos se calcula el  $VSM_2$  en referencia al contenido inicial de agua en el suelo al iniciarse la prueba, análogamente al caso anterior se definen  $W_2$  y  $D_2$  (Figura 3-17).

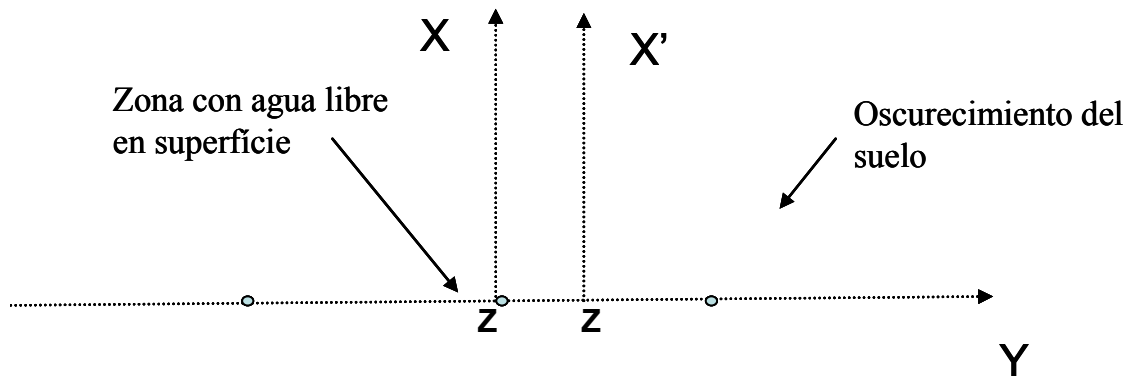


**Figura 3-17: Distinción entre el Volumen de Suelo Mojado por el riego actual ( $VSM_1$ ) y el mojado por riegos anteriores ( $VSM_2$ ).**

**3.4.4.2- Tratamiento de los datos en las experiencias con la línea de emisores**

Las experiencias realizadas con una línea de emisores tienen sus particularidades, lo que obligo a adaptar el tratamiento realizado en las experiencias con emisor aislado.

Una de las diferencias es la forma de una franja de suelo humedecido en superficie (Figura 3-18). En función del tipo de suelo, caudal de los emisores y tiempo de riego, los charcos situados bajo cada uno de los emisores se solaparon formando una banda saturada bajo la línea de emisión. La formación de esta banda continua saturada en la superficie del suelo dio lugar a una distribución del agua en el suelo similar a la que se daría en un riego por surcos.



Nota: El eje Z representa el eje vertical

Figura 3-18: Banda húmeda que se forma bajo la línea de emisores.

**- Determinación de la distribución del contenido de agua en el suelo y su uniformidad**

A partir de los contenidos de agua medidos bajo la línea de emisores se ha representado gráficamente su distribución en el plano YZ (figura 3-18). La uniformidad en el contenido de agua se ha calculado a partir del coeficiente de uniformidad de Christiansen (CUC), teniendo en cuenta las medidas del contenido de agua dentro de un volumen de forma de prisma rectangular de 100\*50\*50 cm; tal y como se representa en la figura 3-19. Las dimensiones del prisma se han fijado con la finalidad de estandarizar las medidas en todas las pruebas.

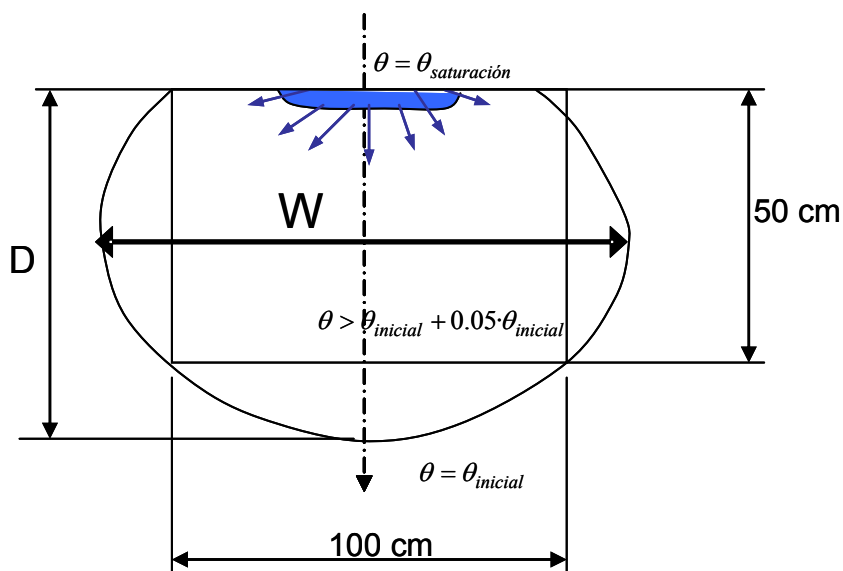


Figura 3-19: Región en la que se determina el contenido de agua medio y el coeficiente de uniformidad de Christiansen (CUC) en las pruebas realizadas.

### **- Profundidad y extensión del volumen de suelo mojado bajo la línea de emisores**

La profundidad y la extensión de suelo mojado están relacionadas con el uso eficiente del agua de riego pues deben limitarse a la zona donde el sistema radicular del cultivo es más efectivo. A partir de las medidas de contenido realizadas en campo se calculó la extensión de la zona mojada en el eje XZ, que se designó como W1; la extensión en el eje X'Z, que se designó como W2 y la profundidad, que se designó como (D). Al igual que en el caso del emisor aislado, los límites del volumen de suelo mojado (VSM) vienen limitados por la región en la que el contenido volumétrico de agua aumenta como mínimo un 5 % respecto a su contenido inicial.

### **3.5.- Modelación analítica y comparación con medidas experimentales**

Los modelos analíticos para la simulación del charco superficial bajo los emisores y de la distribución de agua en el suelo se compararon los resultados obtenidos en distintas de las pruebas de campo, que se describen a continuación.

Los parámetros  $K_s$  y  $\alpha$  correspondientes necesarios para aplicar estos modelos se obtuvieron a partir del método del gotero y que están indicados en la tabla 3-11.

#### **3.5.1.- Soluciones para determinar la extensión del charco superficial, comparación con medidas experimentales**

Se distinguieron dos tipos de pruebas: (a) las que los charcos adyacentes formados bajo la línea de emisores no se solaparon entre ellos, y por tanto se comportaron como emisores aislados y (b) las pruebas en que los charcos se solaparon formando una franja húmeda de suelo en superficie.

#### **a- Pruebas en que no hubo solapamiento**

##### **- En Monells 1**

La evolución el radio del charco,  $\rho(t)$  en el tiempo sólo se midió en las pruebas realizadas en Monells 1. Para ello el radio se midió a lo largo de 4 pruebas realizadas con distintos caudales de emisión. Las medidas se tomaron en 5 goteros y en 4 direcciones distintas bajo cada gotero, sumando un total de 20 medidas.

##### **-En La Tallada y Monells 2**

En los emplazamientos de La Tallada y Monells 2 se realizaron las mismas pruebas descritas para el caso de Monells 1, en que se aplicó un volumen de agua de 25 l con emisores de 2, 4, 8.5 y 25 l/h. Al finalizar las pruebas se midió el radio saturado en la superficie del suelo de la misma forma que se realizó en Monells 1, con la única diferencia que no se tomaron medidas de  $r_0$  a lo largo del riego.

#### **b- Pruebas con solapamiento los charcos formados en superficie**

Se realizaron pruebas en La Tallada, Monells 1 y Monells 2, todas ellas con una línea de emisores de 25 l/h separados 1 m y se regó durante 4 h.

### 3.5.2- Soluciones para la determinación de la distribución de agua en el suelo

Los resultados de las pruebas realizadas en Monells 1, descritas en los apartados 3.4.2 y 3.4.3 se compararon con los resultados obtenidos a partir de la solución de Warrick (1974). La comparación se realizó a partir de los contenidos de agua medidos al finalizar los riegos en que se aplicaron 25 l con emisores aislados de 2, 4, 8.5 y 25 l/h.

#### - Aplicación de la solución de Warrick (1974)

El potencial de flujo matricial en función de la posición y el tiempo se calculó a partir del procedimiento descrito en el apartado 1.4.2., aplicando las ecuaciones [1.59], [1.60] y [1.61].

La evaluación de la integral impropia que interviene en la ecuación [1.61] requiere su resolución por métodos numéricos. En este caso para su evaluación se utilizó el programa informático X-Numbers (Volpi, 2005).

Una vez determinado el potencial de flujo matricial, el potencial de presión se calculó a partir de la relación [1.64], considerando el valor de  $K_{dry} = 0$ . Los contenidos de agua se calcularon a partir de los valores de  $h$  asumiendo que la curva de retención sigue el modelo de van Genuchten (1980). Los parámetros de la ecuación de van Genuchten correspondientes a cada horizonte se tomaron igual a los que figuran en la tabla 3-15.

A pesar de que la solución de Warrick (1974) fue desarrollada considerando suelo homogéneo, para calcular los contenidos de agua a partir del potencial de presión se ha considerado la curva de retención correspondiente a cada profundidad.

#### - Comparación de los resultados

Para comparar los contenidos de agua experimentales con los calculados a partir de la solución analítica se realizó una regresión lineal determinando el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) y realizando una prueba de significación determinando los p-valores.

También se calculó la raíz error cuadrático medio:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{n}} \quad [3.40]$$

En la que  $P_i$  corresponde los valores de predicción del modelo y  $O_i$  corresponde a los valores observados experimentalmente y  $n$  el número de muestras.

El volumen de suelo considerado para realizar la comparación se consideró de forma cilíndrica con un radio de 50 cm y una profundidad de 100 cm.

### 3.6.- Modelación numérica y comparación de los resultados de los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D vs. medidas experimentales

#### 3.6.1- Condiciones iniciales y de contorno impuestas en las simulaciones

##### -En HYDRUS- 2D (H-2D):

En H-2D se ha seleccionado una malla de 100 cm en la dirección horizontal y 150 cm en la dirección vertical, formada por 10 261 elementos triangulares de distintas medidas. En la parte más próxima al emisor los elementos tienen 1 cm de anchura y 1 cm de profundidad, la dimensión de los elementos se incrementa a medida que aumenta la distancia a la zona de entrada de agua, donde el flujo de agua resulta



menos activo. Los incrementos de tiempo entre iteraciones se han fijado entre un mínimo de 0.6 minutos y un máximo de 30 minutos. H-2D implementa un método que permite ir aumentando paulatinamente el incremento de tiempo entre iteraciones a medida que la solución converge.

Las condiciones de contorno que se definieron fueron: en la zona superior de la malla, donde se supone que se forma el charco de agua, la condición fue de flujo variable en función del tiempo. La extensión de esta zona se fijó en función del caudal, de acuerdo a las observaciones experimentales. El flujo impuesto durante el transcurso de los riegos se calculó a partir del caudal de emisión restándole la evaporación potencial. En los periodos en que no se efectuaron los riegos el flujo se fijó igual al resto de la parte superior del dominio, donde se definió una condición atmosférica. En esta zona H-2D aplica una condición de Neumann, donde el flujo es igual a la evaporación potencial menos la precipitación cuando el potencial de presión es superior al valor de  $h_a$ , que se fijó igual a -10 000 cm en los tres tipos de suelos. En caso contrario H-2D aplica una reducción paulatina de la evaporación.

En la parte inferior de la malla la condición impuesta fue de un gradiente de potencial hidráulico unitario y a ambos lados del dominio la condición fue de ausencia de flujo. En el lado izquierdo debido a la simetría y en el derecho debido a la distancia a la fuente de agua.

Las condiciones iniciales se impusieron según los contenidos de agua medidos experimentalmente con la sonda TDR. En el modelo H-2D los contenidos de agua se asignaron gráficamente asignado un determinado valor del contenido de agua en una región situada alrededor de cada punto de medida.

#### - La evaporación en el modelo HYDRUS-2D

Este modelo considera que el flujo de agua en la interfase entre suelo y aire está afectada por las condiciones atmosféricas dependiendo del contenido de humedad que el suelo tiene en cada momento. En el caso que el potencial hidráulico ( $H$ ) en los nodos situados en la superficie del suelo sea superior a un determinado límite ( $h_a$ ), se asume que el flujo de agua a la atmósfera es igual a la evaporación potencial ( $E$ ), lo cual supone establecer una condición de Neumann en el nodo. El flujo impuesto a dicho nodo puede escribirse matemáticamente como:

$$K(h, r, z) \frac{\partial H}{\partial z} \leq E; \text{ para } z = 0 \text{ y } h \geq h_a \quad [3.41]$$

En el caso que en la superficie del suelo el potencial de presión ( $h$ ) alcance un valor inferior a  $h_a$  se pasa a una condición de Dirichlet en la cual el potencial de presión impuesto en superficie se toma igual a  $h_a$ . De acuerdo con Rassam *et al.* (2003) el potencial de presión límite depende básicamente de la textura del suelo, siendo conveniente fijarlo en 500 m en suelos arenosos, 1 000 m en suelos francos y 3 000 m en suelos arcillosos. También se cambia de una condición de Neumann a una condición de Dirichlet en el caso que el potencial de presión alcance un valor máximo ( $h_s$ ). Este valor suele fijarse próximo a cero (Simunek *et al.*, 1999); es decir no se permite superar el valor a saturación, dado que el modelo no contempla la acumulación de agua en la superficie del suelo. En las simulaciones realizadas en este trabajo el valor de  $h_a$  se ha fijado en 1 000 m y el valor de  $h_s$  aproximadamente cero.

#### - En SIMDAS:

En el modelo SIMDAS la malla que se definió fue de 150 x 150 cm compartimentado en celdas de 5 x 5 cm en todo el dominio. El incremento de tiempo entre iteraciones en la mayor parte de simulaciones fue

de 10 s, exceptuando aquellos casos en los que el error relativo en el balance de masas [3.35] fue superior al 1 %, en los cuales se redujo el incremento de tiempo entre iteraciones a 1 s.

Las condiciones de contorno fueron: en la zona de entrada del agua procedente del emisor la condición dinámica descrita en el apartado 3.3.1. En el resto de la parte superior del dominio se consideró el flujo debido a la evaporación potencial corregida a partir de la ecuación [3.36]. En las restantes fronteras del dominio la condición fue de ausencia de flujo.

### **3.6.2.-Evaluación de los modelos**

En una primera fase los resultados de los modelos deben ser verificados, es decir asegurar que no den resultados incoherentes o sin sentido físico. Entre las pruebas de verificación está la realización del balance de masa y el cálculo del error que se comete en éste. Otra prueba consiste en comparar los resultados con los que se obtienen con otros modelos que permitan simular el movimiento de agua en condiciones similares, sean modelos numéricos o soluciones analíticas en los casos que existan. Sin embargo, si los resultados del modelo no se confrontan con experiencias de campo, no va a tenerse ninguna garantía en sus resultados, y por tanto no va a poder ser una herramienta que ayude al diseño ni a la mejora de la gestión de los sistemas de riego por goteo. La segunda fase en la evaluación del modelo va a ser la validación en condiciones de campo, para la cual se han comparado los resultados de los modelos con medidas experimentales, obtenidas según se indica en el apartado 3.4.

### **3.6.3.- Los balances de masa**

En todas las simulaciones realizadas se comprobó que en ningún caso el error relativo en el balance de masas superara el valor del 1 %.

### **3.6.4.-Análisis de las fuentes de error**

A lo largo del proceso de evaluación del modelo deben asumirse hipótesis e imprecisiones a varios niveles: unas referentes a la toma de datos experimentales, otras a la distribución teórica de agua en el suelo asumida por el modelo y otras referentes a la asignación de la representatividad espacial de las medidas experimentales. Seguidamente se comentan las características de las distintas fuentes de error.

#### **- Referentes a la precisión de las medidas**

La sonda TDR es un método ampliamente utilizado para la determinación del contenido de agua del suelo (Charlesworth, 2000) y existen múltiples ejemplos de su aplicación en la determinación del volumen de suelo mojado por emisores (*e.g.* Pelletier, 1993; Ould Mohamed El-Hafedh *et al.*, 2001). Sin embargo cuando se comparan los resultados del modelo con las medidas experimentales con el fin de validar el modelo, debe tenerse en cuenta que estas no están exentas de error. En la calibración de la sonda TDR en los distintos ensayos realizados, presentada en el apartado 3.2.2., se evaluó el error de la sonda a partir del RMSE. Los valores de este parámetro estuvieron comprendidos entre 0.03 y 0.05 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>. Estos valores aunque son superiores a los indicados por el fabricante, que la estiman una precisión del 2 % (Fudinger *et al.* 1995), se encuentra dentro de los intervalos de errores cometidos en trabajos de otros autores como Evett y Steiner (1995), donde evalúan la precisión de las sondas TDR realizando calibraciones en el propio campo.

#### **- Referentes a la simetría en la distribución de agua en el suelo**

En el apartado 3.4.4.1 se describe como se evaluó la hipótesis de simetría axial en la distribución de agua bajo un emisor aislado. A partir de los contenidos de agua medidos en posiciones simétricas respecto a un emisor puntual se calculó la desviación standard (S) de las medidas. Avanzando los resultados que se presentaran con detalle en el apartado 4.1.1.1, la desviación standard media fue de  $0.012 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  en La Tallada y Monells 1 y de  $0.009 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  en Monells 2.

El valor de la desviación standard media para verificar la simetría axial no superó el valor del error cuadrático medio (RMSE) de las medidas realizadas con la sonda, con lo cual no puede decirse que no se cumpla la hipótesis de simetría axial.

Para comparar los resultados de los modelos con las medidas experimentales en el caso de un emisor aislado, se consideró la media del contenido de agua en las posiciones simétricas.

#### **- Referentes a la asignación de representatividad espacial de las medidas experimentales**

En las comparaciones de los contenidos de agua simulados con los medidos experimentalmente debe estimarse el volumen de suelo explorado por la sonda. De acuerdo con las dimensiones de las guías metálicas de la sonda se asume que las medidas son representativas de una profundidad de 15 cm y de una anchura de 5 cm. Aunque la capacidad de penetración del campo electromagnético generado puede alcanzar los 15 cm (Fudinger *et al.* 1995), el contenido de agua en la zona más cercana al tubo de acceso tiene mayor influencia en la medida y va decreciendo exponencialmente con la distancia.

En los modelos numéricos el contenido de agua viene definido en cada una de las celdas (SIMDAS) o nodos de la malla (HYDRUS-2D). En el modelo SIMDAS la malla que se utilizó estuvo formada por celdas de 5 x 5 cm, en cambio en el modelo H-2D la dimensión de los elementos fue distinta en función de la situación. Para comparar los contenidos obtenidos con la sonda con los calculados con los modelos se debió calcular el promedio en el conjunto de celdas/nodos que representara el volumen de exploración de la sonda.

#### **3.6.5.- Comparación entre los contenidos de agua simulados con los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D entre ellos y de estos con datos experimentales**

Para comparar los dos modelos con las medidas experimentales se ha seleccionado un volumen de control de 100 x 100 cm, bajo la zona más cercana al emisor. En esta región el flujo de agua es mas activo, con lo cual previsiblemente los errores del modelo van a resultar máximos. Las medidas de contenido de agua corresponden a las profundidades de 20, 35, 50, 65, 80 y 95 cm en los tubos situados simétricamente en las direcciones X e Y (figura 3-13).

A partir de los datos obtenidos se compararon los resultados de los dos modelos y de cada modelo con los datos experimentales. Para comparar los resultados de los dos modelos se realizó una regresión lineal y para comparar los resultados de cada modelo con los datos obtenidos experimentalmente además de la regresión lineal se calculó la raíz del error cuadrático medio según la ecuación [3.40].

### **3.6.6.- Comparación de la profundidad (D) y extensión horizontal máxima (W) del volumen de suelo mojado (VSM) simulada con los modelos numéricos y determinada experimentalmente**

La profundidad y extensión horizontal del VSM por un emisor resultan parámetros clave para el diseño de los sistemas de riego localizado. En el apartado 3.4.4.1 se describe como se calcularon estos parámetros a partir de ensayos. En este apartado se describe como se compararon los resultados experimentales, obtenidos con un emisor aislado, con los resultados de los modelos SIMDAS y HYDRUS-2D.

Para establecer comparaciones entre los resultados simulados y obtenidos a partir de las experiencias se ha determinado la raíz del error cuadrático medio (RMSE) para el conjunto de experiencias realizadas en cada uno de los emplazamientos. Además para estimar la importancia relativa del error se ha cuantificado

el error relativo medio (ERM) para el conjunto de pruebas: 
$$ERM = \frac{\sum \left( \left| \frac{P_i - O_i}{O_i} \right| \right)}{n} \quad [3.42];$$
 en la que

$P_i$  y  $O_i$  representan el valor de los radios predichos y observados respectivamente.

### **3.7.-Modelación directa e inversa con el modelo HYDRUS-2D a nivel de campaña de riego y con presencia de cultivo**

La determinación de los parámetros hidráulicos del suelo se realizó mediante técnicas de modelación inversa, utilizando datos de contenido de agua y/o potencial obtenidos en el propio ensayo. Una vez calibrado el modelo, los parámetros hidráulicos ajustados se utilizaron en las modelaciones directas para predecir la distribución de agua en el suelo correspondiente a otro periodo.

Para evaluar el modelo, se compararon sus predicciones con medidas del potencial y contenido de agua tomadas experimentalmente. Para realizar las medidas de potencial se utilizó una sonda de matriz granular (WATERMARK<sup>®</sup>) y para las medidas de contenido de agua una sonda de tipo FDR (ENVIROSCAN<sup>®</sup>).

Las simulaciones directas e inversas fueron realizadas con el modelo HYDRUS-2D (Simunek *et al.*, 1999), que aplicó el algoritmo de Levenberg-Marquardt para la optimización de los parámetros hidráulicos del suelo. El modelo permitió definir las condiciones de contorno adecuadas para tener en cuenta la evaporación, la transpiración de la planta y la infiltración de agua procedente de los emisores y de la lluvia.

#### **3.7.1.- Las experiencias de campo**

Los ensayos se realizaron en un campo conocido como Cortina, situado en la Estación Experimental Agrícola Mas Badia (La Tallada d'Empordà, provincia de Girona).

Las experiencias se desarrollaron a lo largo del año 1998 en una parcela de manzanos de la variedad GOLDEN SMOOTH<sup>®</sup> con porta injertos M9. Los árboles fueron plantados en 1997 con planta de dos años procedente de vivero, con lo cual ya se obtuvo cierta producción en 1998. El marco de plantación era de 3.5 x 1 m.

El sistema de riego fue mediante microaspersores de 25 l/h, separados 1 m y con un vano de lluvia que alcanzó un radio de 1 m, creando una franja mojada continua bajo los árboles.

Se realizaron 3 tratamientos, T-15, T-30 y T-90, que consistieron en regar cuando el potencial hidráulico del suelo medido con la sonda WATERMARK<sup>®</sup> alcanzó los: -15,-30 y -90 kPa, respectivamente. En los 3 casos el riego se prolongó hasta que el valor absoluto del potencial de agua en el suelo disminuyó en 5 kPa. Para poder aplicar los tratamientos se automatizó el sistema de captación de datos y de actuación sobre las electro-válvulas del sistema de riego.

El potencial hidráulico se midió con un sensor de matriz granular (WATERMARK<sup>®</sup>) situado a 30 cm de profundidad y a 20 cm del emisor. Las medidas con este sensor fueron tomadas en 3 repeticiones de cada uno de los tratamientos, tomando el valor medio de las 3 repeticiones como referencia para actuar sobre el riego.

Simultáneamente, en una de las repeticiones, se tomaron medidas del contenido de agua en continuo a 10, 30, 50 y 70 cm de profundidad y 30 cm del emisor, mediante una sonda de tipo FDR (ENVIROSCAN<sup>®</sup>). La frecuencia en que se realizaron las medidas fue de cada media hora para el potencial y de cada 3 horas para el contenido de agua.

Este protocolo se inscribe en un ensayo más amplio en el que se analizó la influencia de los distintos tratamientos de riego en la producción y la calidad del fruto y han sido aportados por Bonany (2001).

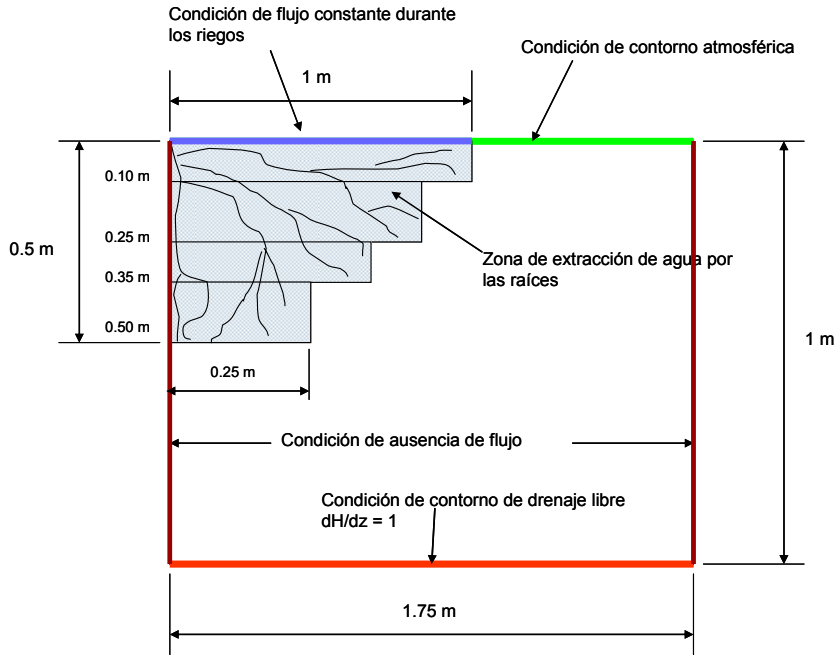
El suelo es un *Typic xerofluvents* (SSS, 1998), que se encuentra descrito en el apartado 3.1.3.

### **3.7.2.-Modelado de la dinámica de agua en el suelo**

La simulación del movimiento se enmarca en el contexto de la ecuación de Richards en 2 dimensiones, ecuación [1.67]. Para ello se empleó el modelo HYDRUS-2D, considerando flujo en el plano perpendicular a la línea de los microaspersores. En el siguiente apartado se describen las condiciones iniciales y de contorno adoptadas.

### **3.7.3.- Condiciones iniciales y de contorno adoptadas en las simulaciones con HYDRUS-2D**

Se definió un dominio de flujo de una extensión horizontal de 175 cm, igual a la mitad de la anchura del pasillo en la plantación, y con una profundidad de 100 cm. Durante los periodos de riego se impuso una condición de flujo constante en una anchura de 100 cm, correspondiente a la región de entrada de agua procedente de los emisores. En el resto de la superficie durante los periodos de riego y en toda la superficie durante los periodos en que no se regó, se impuso una condición de contorno atmosférica, en la que se contempló tanto un término de evaporación como la entrada de agua de lluvia (Figura 3-20).



**Figura 3-20: Condiciones de contorno adoptadas en las simulaciones.**

En el límite inferior del dominio la condición es de drenaje libre, es decir que el gradiente de potencial hidráulico es igual a la unidad y por tanto el flujo es debido únicamente al potencial gravitacional. A ambos lados del dominio de flujo la condición impuesta fue de ausencia de flujo.

En la zona superficial del suelo la malla utilizada fue relativamente densa, con elementos triangulares de profundidad igual a 1 cm. A medida que aumentó la profundidad, la dimensión vertical de los elementos se incrementó hasta 2 cm. La anchura de los elementos fue constante e igual a 2.8 cm a lo largo de todo el dominio. Esta mayor densidad en la zona más superficial se justifica por ser la zona más activa en el movimiento de agua, debido tanto a la infiltración como a la evaporación. Rassam *et al.* (2003) analizaron la importancia de la densidad de elementos de la malla en relación a la evaporación. Sus resultados revelan que a mayor densidad, menores son los errores, pero mayor es el tiempo de computación necesario. En las modelaciones que realizaron estos autores los resultados no variaron significativamente cuando se utilizaron elementos con una profundidad igual o inferior a 1 cm.

En las simulaciones correspondientes al presente trabajo las condiciones iniciales adoptadas fueron los contenidos de agua medidos con la sonda ENVIROSCAN® corregidos según el método descrito en el apartado 4.4.2 de resultados.

### 3.7.4.- Determinación del término de extracción de agua por la planta

La extracción de agua por la planta ( $S$ ) se modeló según Feddes *et al.* (1978), que considera la extracción como un término sumidero ( $S$ ) que se suma a la ecuación de Richards. Este término únicamente depende del potencial de presión ( $h$ ) y de la extracción potencial de agua por la planta ( $S_p$ ), que toma dimensiones de  $[T^{-1}]$ . Matemáticamente puede escribirse como:

$$S(h) = \alpha(h)S_p \quad [3.43]$$

Donde,

$\alpha(h)$  es una función adimensional de respuesta al estrés hídrico, relacionada con el potencial de presión del suelo y toma valores entre 0 y 1.

En la figura 3-21 se indican los valores de  $\alpha(h)$  según el valor del potencial de presión del suelo. Cuando el valor de  $h$  es superior al punto de anaerobiosis ( $h_1$ ) se considera que no hay extracción de agua; de igual forma cuando el potencial de presión es inferior a  $h_4$  se considera que el suelo es demasiado seco para extraer agua. Cuando el potencial se encuentra entre  $h_1$  y  $h_2$  o entre  $h_3$  y  $h_4$ , se asume que el valor de  $\alpha(h)$  varía linealmente. Igualmente Feddes *et al.* (1978) indicaron que el valor del potencial de presión  $h_3$ , a partir del cual la función  $\alpha(h)$  empieza a decrecer varía según cual sea la transpiración potencial ( $T_p$ ). En las modelaciones realizadas se tomaron los valores de  $T_p$  de 1 y 5 mm/día. Los valores de  $h_1$ ,  $h_2$ ,  $h_{3a}$ ,  $h_{3b}$  y  $h_4$  utilizados en las simulaciones, que se indican en la figura 3-21, se han tomado de acuerdo a los presentados por Taylor and Ashcroft (1972) correspondientes a frutales de hoja caduca.

En HYDRUS-2D la extracción potencial de agua por la planta ( $S_p$ ) es calculada considerando la transpiración potencial de agua por la planta ( $T_p$ ), la extensión del sistema radicular y la intensidad de transpiración que tienen las distintas zonas del sistema radicular del cultivo (Simunek *et al.*, 1999).

En las simulaciones, de acuerdo a observaciones realizadas en manzanos de la misma edad y en el mismo suelo, la profundidad máxima donde el sistema radicular del árbol es efectivo se consideró de 0.5 m, su anchura en superficie de 1 m y su anchura a 0.5 m de profundidad de 0.25 m (Figura 3-20). Dentro de esta región se han distinguido zonas donde la intensidad en la transpiración es variable con la profundidad; en los 10 cm más superficiales la intensidad potencial de extracción de agua se considera del 100 %, en el intervalo entre 10 y 25 cm de profundidad del 80 %, en el intervalo de 25 a 35 del 60 % y finalmente de 35 a 50 cm se ha considerado una intensidad potencial de transpiración del 40 %. Esta distinción en la intensidad de transpiración intenta reflejar la mayor densidad de raíces observada a poca profundidad y se apoya en el trabajo realizado por Levin *et al.* (1973), donde en un ensayo con manzanos ponen en evidencia la alta correlación que existe entre densidad de raíces y evapotranspiración relativa.

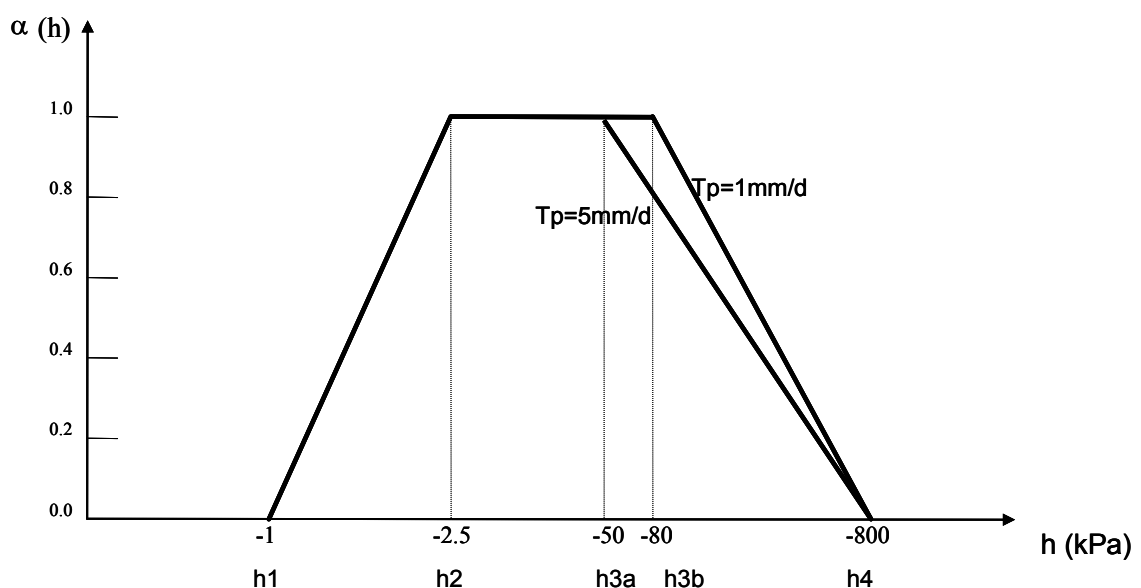


Figura 3-21: Función alfa de extracción de agua de las raíces según el modelo de Feddes *et al.* (1978).

En las simulaciones se consideró la transpiración potencial ( $T_p$ ) de 0.016 cm/h durante el tiempo en que la evapotranspiración del cultivo fue superior a este valor. Este valor de la transpiración es similar al calculado por Vrugt *et al.* (2001) en almendros.

La evaporación potencial ( $E_p$ ) se calculó a partir de la transpiración potencial ( $T_p$ ) y la evapotranspiración del cultivo ( $ET_c$ ), según:

$$E_p = ET_c - T_p \quad [3.44]$$

A su vez la  $ET_c$  se calculó a partir del valor de la evapotranspiración horaria de Penman-Monteith multiplicada por un coeficiente de cultivo ( $K_c$ ) de 0.95, que se tomó de acuerdo a los valores especificados por el DARP (2001).

Con carácter ilustrativo, en la figura 3-22, se especifican las condiciones de contorno impuestas en superficie correspondientes al día 1 de junio. En la figura puede verse como se contabiliza la evaporación potencial ( $E_p$ ) y la transpiración potencial ( $T_p$ ) a partir de la evaporación del cultivo ( $ET_c$ ) en las simulaciones.

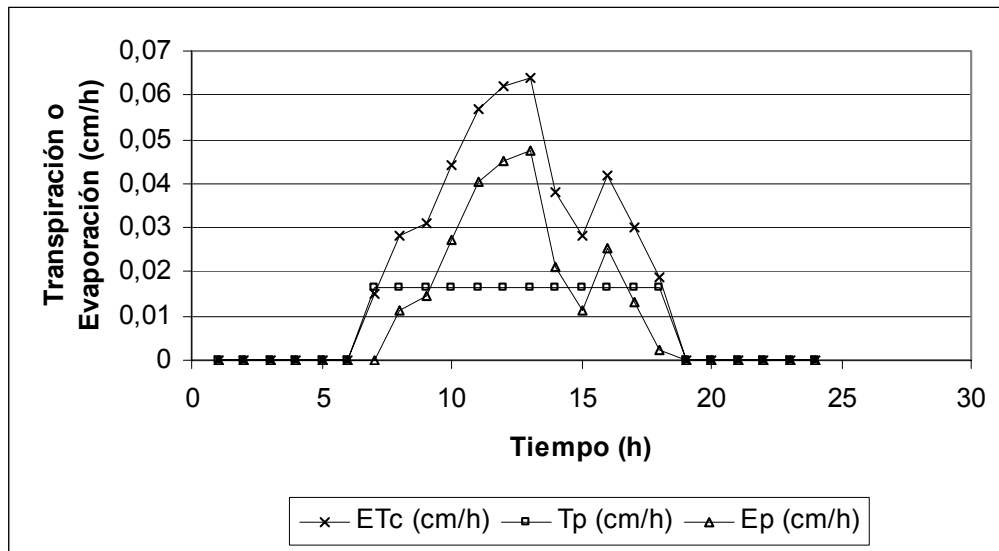


Figura 3-22: Evolución de la evaporación y transpiración impuestas en la superficie del suelo el día 1/6/1998.

### 3.7.5.- Selección de los parámetros a optimizar

En un suelo con distintos horizontes plantearse la optimización de todos los parámetros que intervienen en las ecuaciones de VG-M al mismo tiempo resulta muy poco eficiente (Abbasi *et al.*, 2003-b). Para evitar optimizar todos los parámetros simultáneamente puede intentarse agrupar distintos horizontes o aplicar el método inverso en distintas fases, primero optimizando unos parámetros y una vez estos se han fijado, los restantes (Abbasi *et al.* 2003-b; Ritter *et al.* 2004).

En la presente tesis se aborda la optimización en distintas fases. En una primera fase se optimizó el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) y la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ), considerando los dos primeros horizontes  $Ap1$  y  $Ap2$  conjuntamente. Posteriormente se optimizó el parámetro de forma  $n$  y el contenido de agua residual ( $\theta_r$ ) y finalmente en una tercera modelación se optimizó el parámetro  $\alpha$ .



### **3.7.6.- Utilización de las medidas experimentales obtenidas en los distintos tratamientos de riego**

En este apartado se describe para que se utilizaron los datos experimentales obtenidos en los distintos tratamientos.

#### **a- Para la evaluación del comportamiento de los dispositivos de medida**

Se utilizaron los datos del tratamiento T-30 correspondientes al periodo que va del 1 de junio al 15 de setiembre de 1998.

#### **b- Para la corrección de las lecturas de ENVIROSCAN®**

Se utilizaron los datos correspondientes al tratamiento T-90 en el periodo que va del 7 al 30 de junio de 1998.

#### **c- Para la calibración de la curva de retención según la técnica de modelación inversa**

Se realizó con los datos de tratamiento T-15 correspondientes al periodo que va del 11 al 22 de mayo de 1998.

#### **d- Para la comparación de los resultados de las modelaciones directas con los datos experimentales**

Se tomaron los datos correspondientes al tratamiento T-30 correspondientes al periodo que va del 1 de junio al 15 de setiembre de 1998.

## CAPÍTULO 4 : RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1.- Referentes a la determinación de los volúmenes de suelo mojado a partir de medidas experimentales

En el presente apartado se presentan los resultados de campo referentes a la determinación de los volúmenes de suelo mojado en las pruebas de riego realizadas con emisores aislados y en línea.

#### 4.1.1.- Pruebas con un emisor aislado

##### 4.1.1.1.- Comprobación de la hipótesis de simetría axial

En la tabla 4-1 se indican los valores de la desviación standard media ( $S$ ), la desviación standard máxima ( $S_{max}$ ) y la desviación standard mínima ( $S_{min}$ ) para los valores del contenido de agua medidos en puntos situados a una misma profundidad y equidistantes al eje  $Z$ . Según estos resultados la desviación standard media se sitúa en torno a  $0.01 \text{ (cm}^3/\text{cm}^3)$  independientemente del emplazamiento. Lo que implica que el error medio cometido al asumir simetría axial es del  $\pm 1 \%$  del contenido volumétrico de agua.

**Tabla 4-1: Valores de la desviación standard media ( $S$ ), máxima ( $S_{max}$ ) y mínima ( $S_{min}$ ) en el conjunto de pruebas realizadas en cada emplazamiento.**

Emplazamiento	$S$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	$S_{max}$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )	$S_{min}$ ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ )
La Tallada	0.012	0.070	0.005
Monells 1	0.012	0.025	0.005
Monells 2	0.009	0.016	0.003

Para analizar el efecto del tiempo y el caudal de emisión en la figura 4-1 se han representado gráficamente los valores de la desviación standard ( $S$ ) en relación al tiempo transcurrido desde el inicio del riego.

Como tendencia general se destaca que tanto al inicio como al final de las pruebas la mayor parte de los valores de  $S$  se encuentran por debajo de su valor medio. Este comportamiento puede explicarse porque inicialmente el contenido de agua es relativamente uniforme en todo el perfil y por tanto la  $S$  es baja. Lo mismo ocurre transcurrido un periodo después de finalizar el riego, ya que el agua se redistribuye, uniformándose el valor de los contenidos de agua en las distintas regiones.

En las pruebas correspondientes a La Tallada y Monells 1 también se destaca que las pruebas con mayores caudales de emisión (8.5 y 25 l/h) presentan mayores valores de la  $S$ . Esto podría explicarse por la mayor asimetría del charco formado en superficie, lo que produciría una mayor desviación de los contenidos de agua correspondientes a posiciones simétricas.

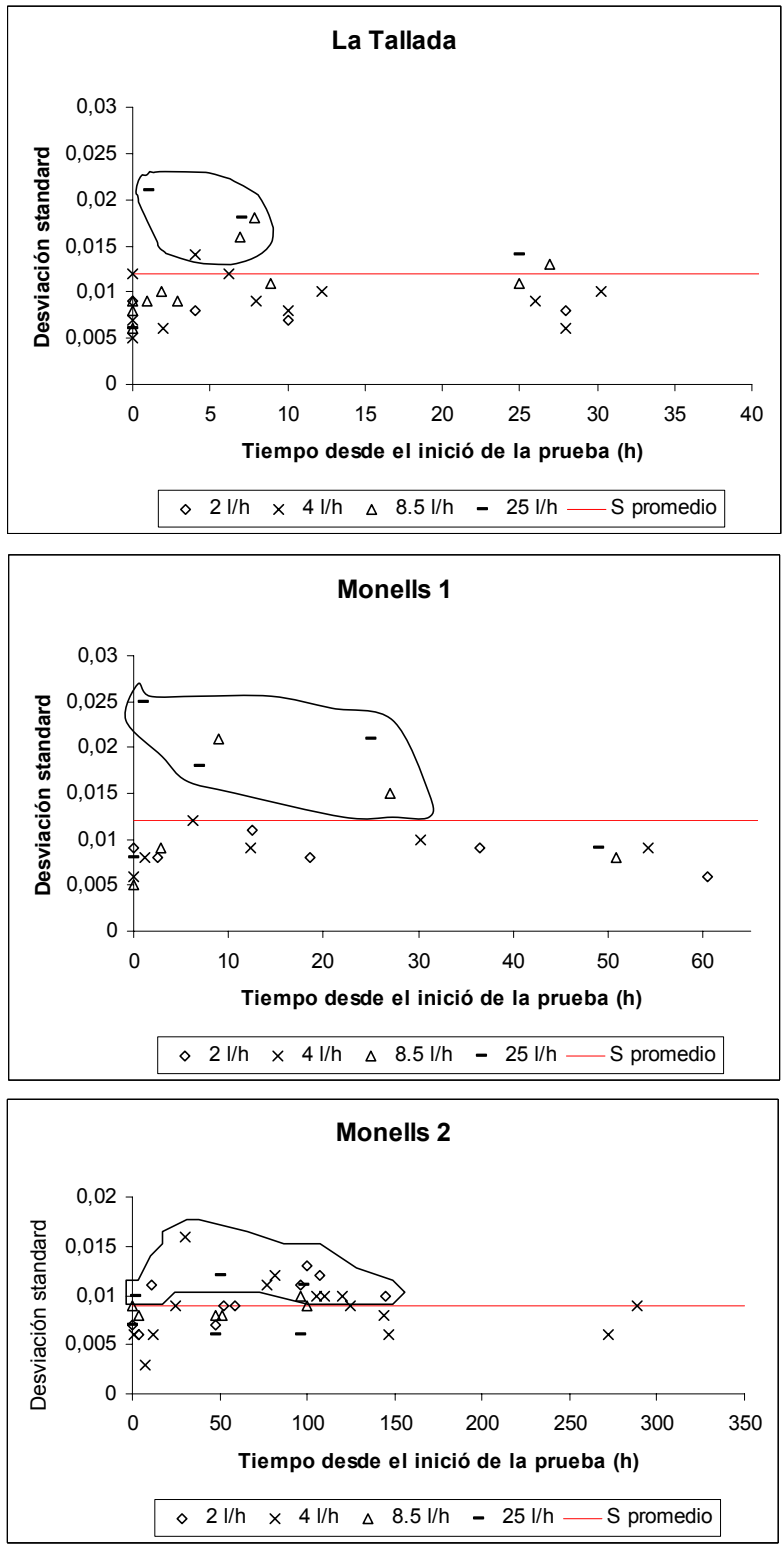
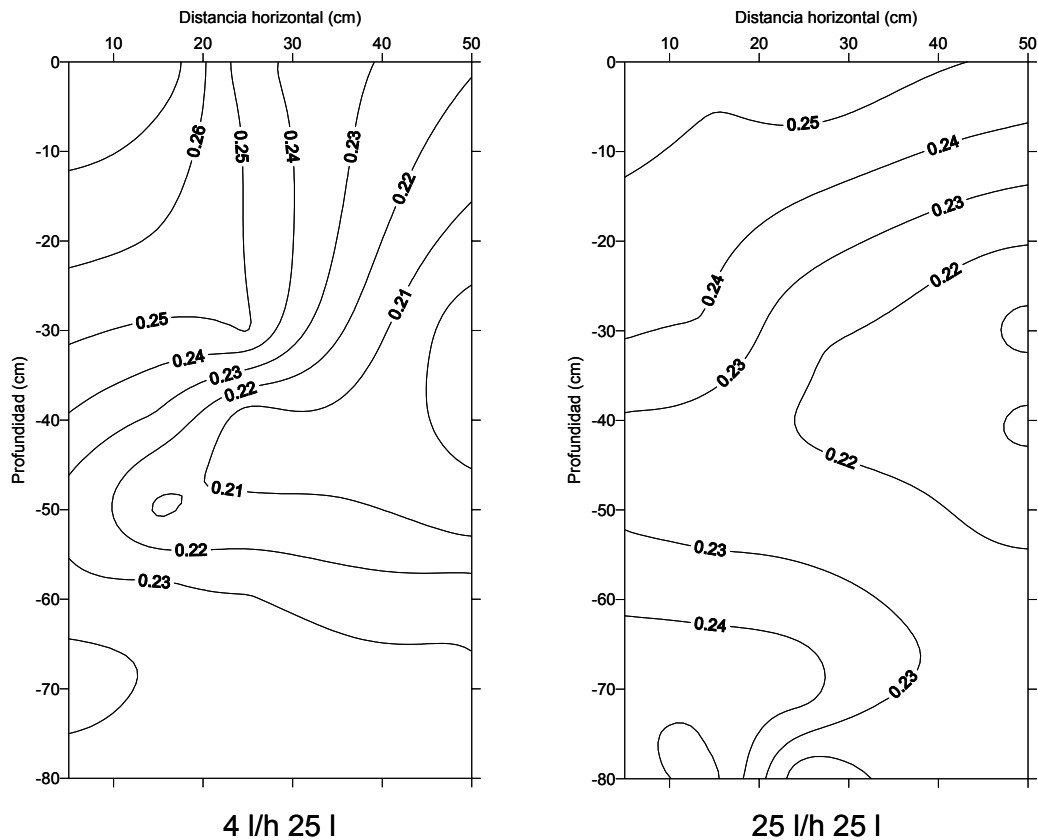


Figura 4-1: Desviación standard de las medidas de contenido de agua en el suelo en las distintas pruebas realizadas.

#### 4.1.1.2.- Distribución del agua en el suelo

##### - La Tallada

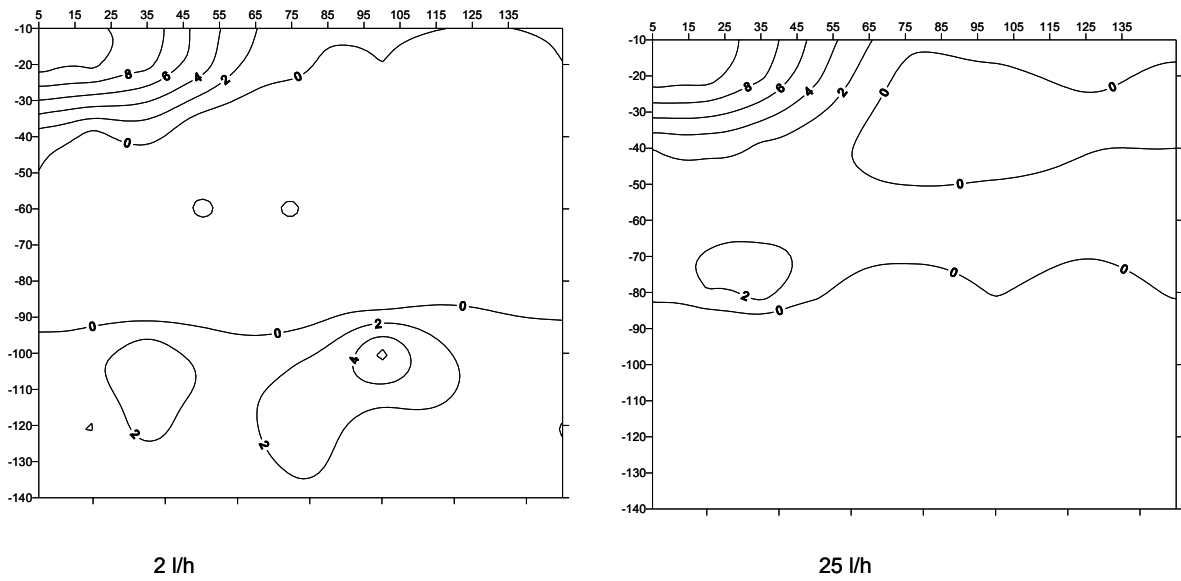
Con carácter ilustrativo, en la figura 4-2, se ha representado la distribución de agua en el suelo 6 h después de finalizar el riego, con emisores de 4 y 25 l/h, en La Tallada. Comparando las dos figuras se aprecia el efecto que tiene un aumento del caudal en la forma que adquiere el suelo humedecido. Con el emisor de 25 l/h se observa una mayor anchura y menor profundidad de la zona mojada que con el caudal de 4 l/h.



**Figura 4-2: Distribución del contenido de agua en el suelo aplicando 25 l con emisores de 4 y 25 l/h. Las medidas corresponden a las 6 h después de finalizar el riego en la Tallada.**

##### - Monells 1

En este caso los patrones de humedecimiento del suelo en las distintas pruebas realizadas no muestran diferencias debidas al caudal del emisor. A título de ejemplo en la figura 4-3 se representa la variación del contenido de agua, correspondiente a 6 h después de finalizar el riego con emisores de 2 y 25 l/h. Con los dos caudales más extremos, 2 y 25 l/h, se obtienen patrones de humectación del suelo muy parecidos. Lo que indica que el efecto del caudal, al menos en este caso, resultó poco importante.

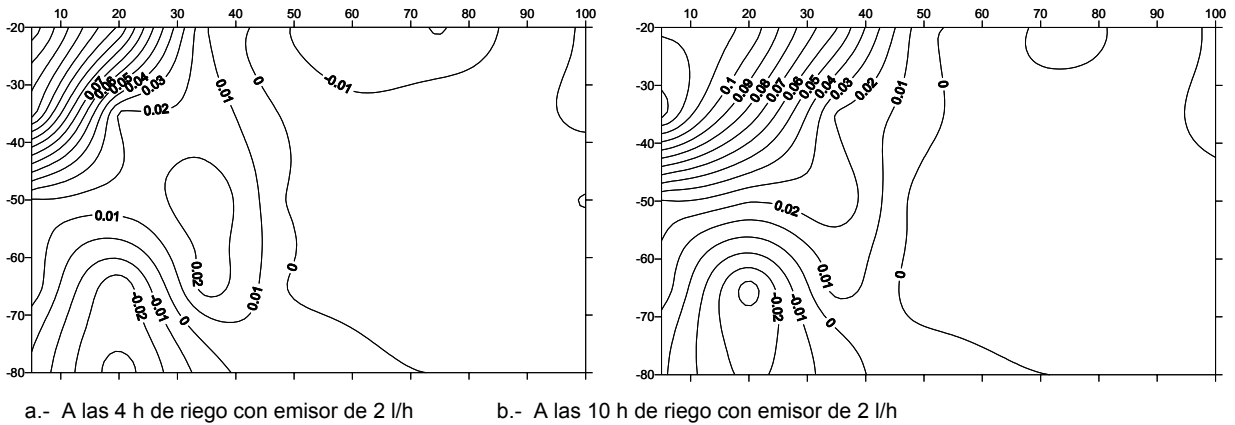


**Figura 4-3: Variación del contenido de agua en el suelo 6 horas después de finalizar el riego con emisores de 2 y 25 l/h.**

**- Monells 2**

**Prueba 1: Emisor de 2 l/h**

Las figuras 4-4.a y b muestran la variación en el contenido de agua durante el segundo riego con el emisor de 2 l/h. Los datos representados en la figura 4-4.a corresponden a las 4 h de riego, donde el volumen aplicado ha sido de 8 l. En la figura 4-4.b se representan los datos correspondientes a las 10 h de riego cuando el volumen total aplicado es de 20 l.

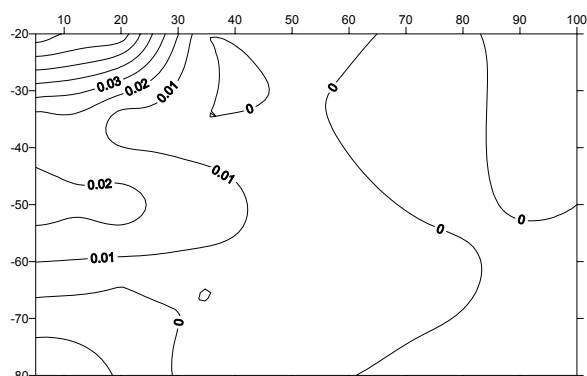


**Figura 4-4: Variación del contenido de agua respecto a su valor inicial correspondiente al 2º riego en la prueba n°1.**

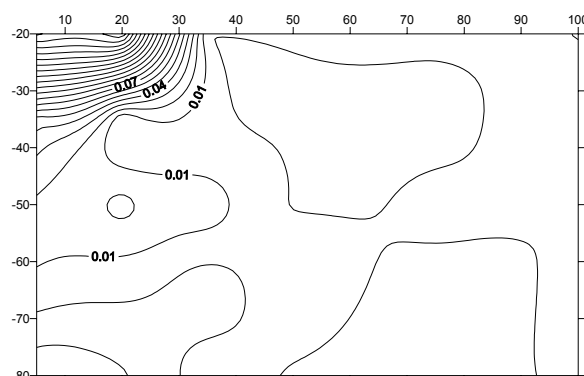
**Prueba 2: Emisor de 4 l/h**

La figura 4-5 representa la variación del contenido de agua con respecto al contenido de agua inicial a lo largo de los distintos riegos efectuados en la prueba n° 2. La figura 4-5.a representa el primer riego con un volumen aplicado de 4 l, la figura 4-5.b representa el 2º riego con un volumen aplicado de 8 l y las figuras c y d representan el tercer y sexto riego, con un volumen aplicado de 16 l. De las figuras se deduce que el volumen de suelo mojado aumenta al aumentar el volumen de agua aplicado.

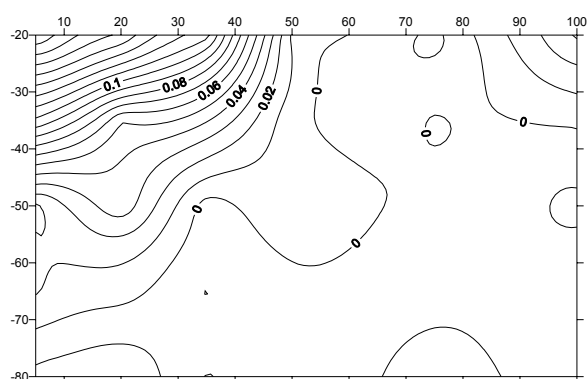
El efecto de los riegos precedentes se pone de manifiesto al comparar las figuras 4-5.c y d; las dos corresponden a la variación en el contenido de agua después de aplicar un volumen idéntico con un emisor del mismo caudal, sin embargo la extensión del VSM en la figura 4-5.d, debido al efecto de riegos precedentes resulta ser mucho mayor.



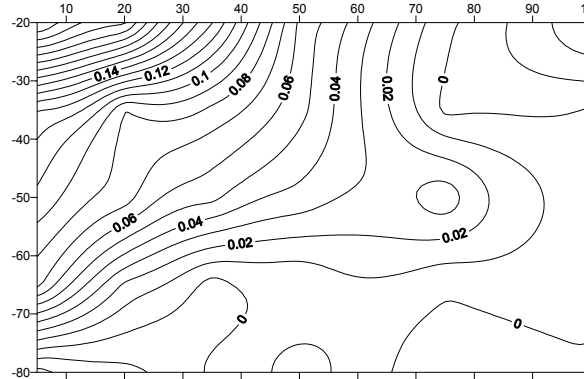
a.- Primer riego 1h con gotero de 4 l/h.



b.- Segundo riego de 2 h con gotero de 4 l/h.



c.- Tercer riego de 4 h con gotero de 4 l/h.



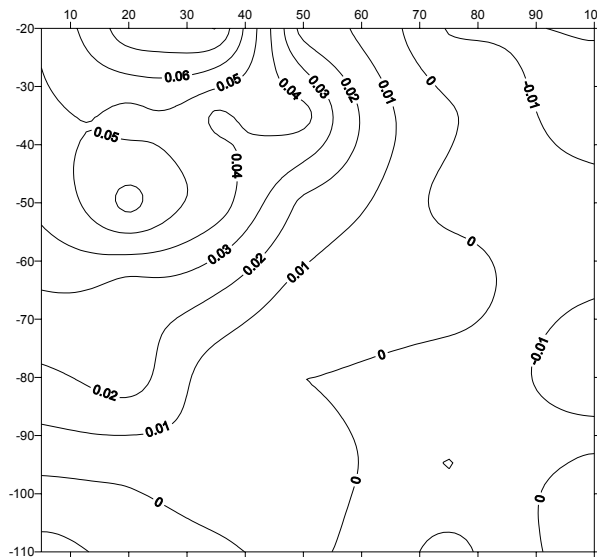
d.- Sexto riego de 4 h con gotero de 4 l/h.

**Figura 4-5: Representación de la variación del contenido de agua respecto a su valor inicial correspondiente a la finalización de los riegos 1°, 2°, 3° y 6° riegos en la prueba n°2.**

**Prueba 3: Emisor de 8.5 l/h**

En la figura 4-6 se representa la variación del contenido respecto del inicio de la prueba n° 3 al finalizar el segundo riego aplicando un volumen total de 17 litros con un emisor de 8.5 l/h.

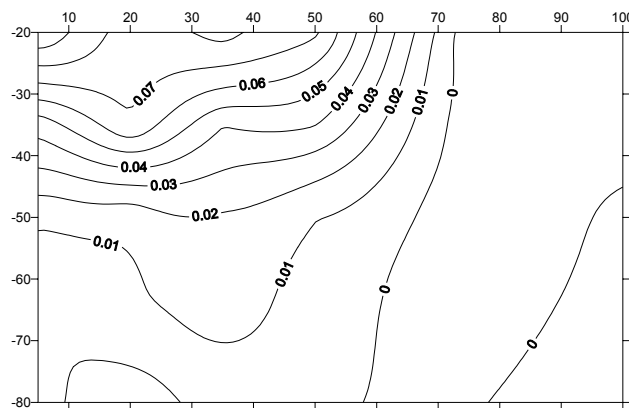
La extensión del volumen de suelo mojado mostrado en la figura 4-6 es comparable al obtenido en el sexto riego en el que se aplica un volumen de 16 litros con un emisor de 4 l/h (Figura 4-5.d). Lo que podría llevar a pensar que la extensión del VSM depende esencialmente del volumen de agua aplicada en el riego, sin embargo en la misma prueba 1, en el tercer riego (Figura 4-5.c), en el cual también se aplicaron 16 l la profundidad del VSM es sensiblemente inferior. Lo cual indicaría que el efecto de los riegos precedentes así como el tiempo transcurrido desde el momento de iniciarse la prueba ha influido de forma importante en dicha extensión.



**Figura 4-6: Incremento del contenido de agua en el suelo con respecto al contenido al inicio de la prueba n° 3 correspondiente al segundo riego con un emisor de 8.5 l/h después de regar 2 h.**

**Prueba 4: Emisor de 25 l/h**

La figura 4-7 representa el incremento en el contenido de agua después de regar 1 h con un emisor de 25 l/h. Puede destacarse frente a las pruebas anteriores, donde el caudal era significativamente inferior, que el movimiento horizontal de agua predomina frente al vertical, hecho que puede ser atribuido a la formación de un charco superficial de mayor extensión y a que el tiempo transcurrido para que el agua pueda infiltrarse en profundidad ha sido sólo de 1 h, por lo tanto muy inferior a las demás pruebas realizadas.



**Figura 4-7: Incremento del contenido de agua en el suelo con respecto al contenido al inicio de la prueba n° 4 correspondiente al segundo riego con un emisor de 25 l/h después de regar 1 h.**

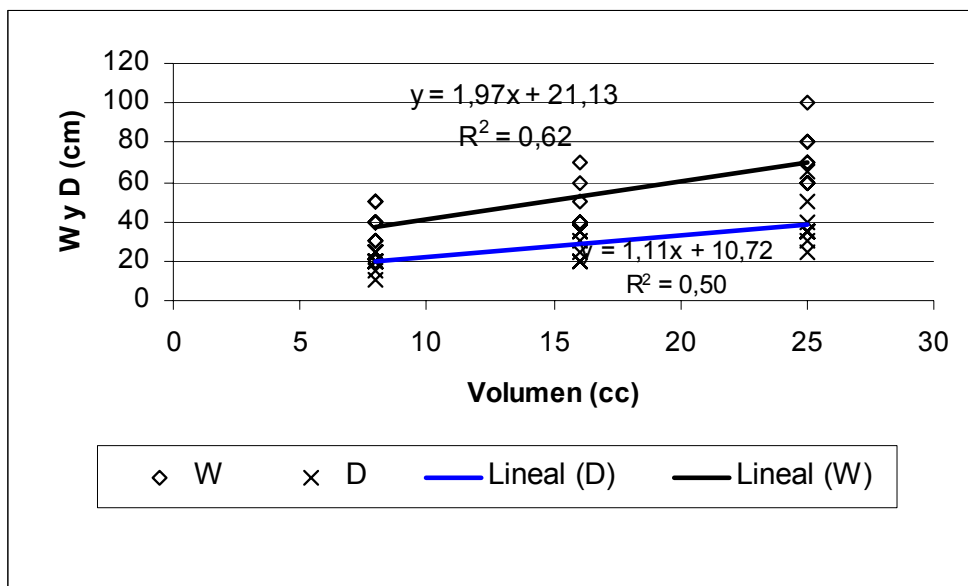
**4.1.1.3.- Extensión horizontal (W) y vertical (D) del VSM**

**- La Tallada**

Las características geométricas del volumen de suelo mojado (VSM): extensión horizontal máxima (W), la profundidad (D) y la relación D/R, siendo  $R = W/2$  vienen indicadas en la tabla 4-2. Para poder analizar la influencia del volumen de agua aplicado, caudal del emisor y tiempo transcurrido con W, D y D/R, se han representado gráficamente las relaciones existentes.

En el conjunto de pruebas realizadas, considerando las medidas entre 0 y 24 h después de finalizar el riego, se observa una correlación directa entre el volumen de agua aplicada y la extensión horizontal (W) y la profundidad (D) alcanzada por el VSM. En la figura 4-8 se representan las rectas de ajuste, que presenta un coeficiente de determinación de 0.6 al correlacionar el volumen con la extensión horizontal y de 0.5 al correlacionar volumen y profundidad (D). El caudal del emisor resulta tener menor influencia que el volumen de agua aplicada en el riego. La figura 4-9 muestra una ligera tendencia a aumentar la extensión y reducirse la profundidad a medida que aumenta el caudal de emisión, sin embargo los coeficientes de determinación de estas correlaciones resultan ser muy bajos, de 0.07 y 0.29 respectivamente.

La relación D/R toma valores cercanos a 1 e incluso inferiores para tiempos cortos, aumentando hasta valores de 1.4 al cabo de unas 10 horas de iniciarse el riego y posteriormente, transcurridas unas 30 horas se estabiliza en valores comprendidos entre 1-1.2 (Figura 4-10). En la tabla 4-2 se indican los valores de W,D y D/R en el conjunto de pruebas realizadas en la Tallada. La interpretación del coeficiente D/R esta ligado a la importancia relativa que tiene el potencial matricial (capilaridad) y el potencial gravitacional (gravedad) en el movimiento de agua en el suelo. Es decir al iniciarse el riego se crea un fuerte gradiente de potencial matricial y el movimiento se da básicamente por este término del potencial, en estas condiciones el VSM tiene forma hemisférica y la relación D/R tiende a 1. A medida que el agua se redistribuye en el suelo, el gradiente de potencial matricial es menor y al potencial gravitacional adquiere mayor importancia, por lo cual el movimiento en el sentido vertical adquiere mayor preponderancia y la relación D/R toma valores superiores a la unidad (Philip, 1969). La presencia de distintos horizontes presente en La Tallada podría explicar algunas discrepancias respecto a la teoría de Philip. La localización en profundidad de la anchura máxima (W) a lo largo de las pruebas fue variable, pero en la mayor parte de las pruebas se localizó entre los 10 y 35 cm de profundidad.

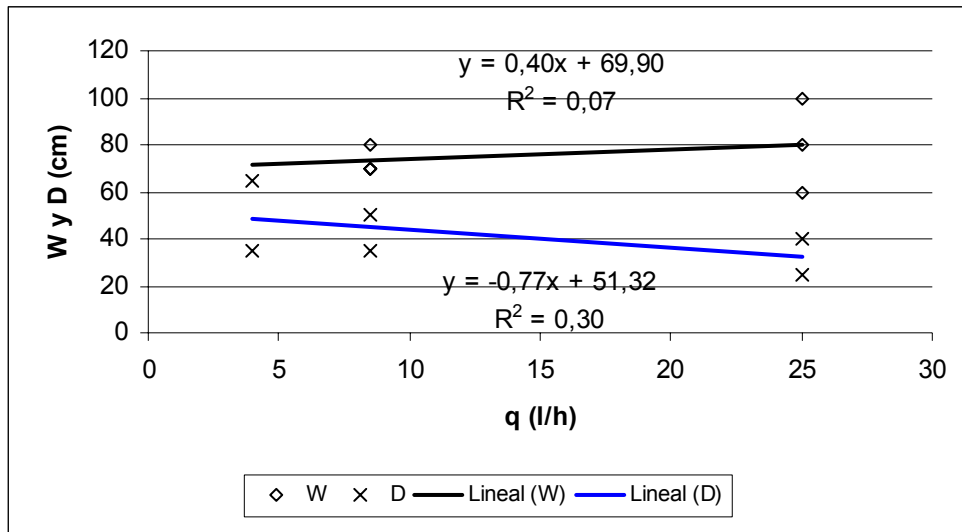


**Figura 4-8: Relación entre el volumen de agua aplicado y la anchura y profundidad máximas alcanzadas por el VSM.**

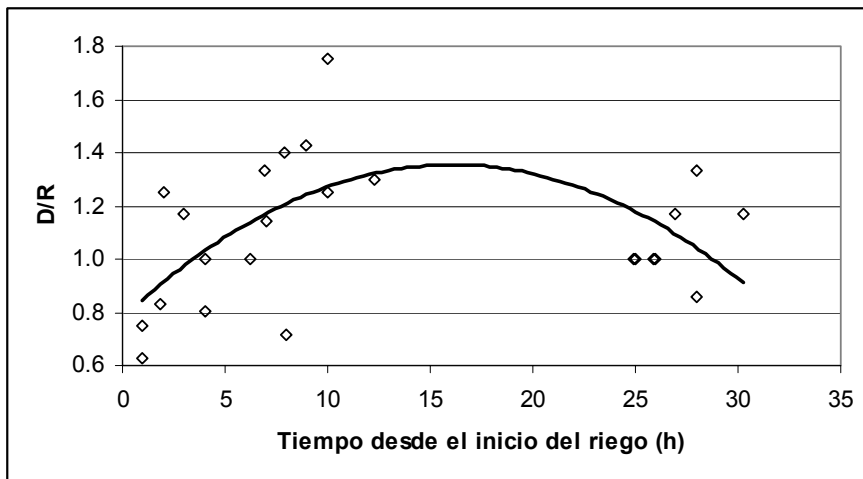


**Tabla 4-2: Características geométricas del volumen de suelo mojado (VSM): extensión horizontal máxima (W), profundidad (D) y la relación D/R correspondientes a La Tallada.**

Caudal (l/h)	Volumen (l)	Tiempo desde el fin del riego (h)	W (cm)	D (cm)	D/R
25	25	0	80	25	0.6
		6	100	40	1.1
		24	60	30	1.0
8.5	25	0	60	35	1.2
		6	70	50	1.4
		24	60	35	1.2
	16	0	60	25	0.8
		6	50	35	1.4
		24	40	20	1.0
	8	0	40	15	0.8
		6	30	20	1.3
		24	20	10	1.0
4	25	0	70	35	1.0
		6	80	65	1.3
		24	60	35	1.2
	16	0	40	20	1.0
		6	40	35	1.8
		24	70	30	0.9
	8	0	40	25	1.3
		6	50	25	0.7
		24	40	20	1.0
2	8	0	50	20	0.8
		6	40	25	1.3
		24	30	20	1.3



**Figura 4-9:** Relación entre el caudal del emisor y la anchura (W) y profundidad (D) alcanzadas por el VSM, después de aplicar un volumen de agua de 25 l.



**Figura 4-10:** Relación entre el tiempo desde el inicio del riego y la relación entre la profundidad y la semi anchura (R) del VSM.

**- Monells 1**

La extensión horizontal máxima (W), la profundidad (D) y la relación D/R, se indican en la tabla 4-3. Las relaciones de volumen de agua aplicado y tiempo transcurrido con W, D y D/R se han representado gráficamente en las figuras 4-11 y 4-12.

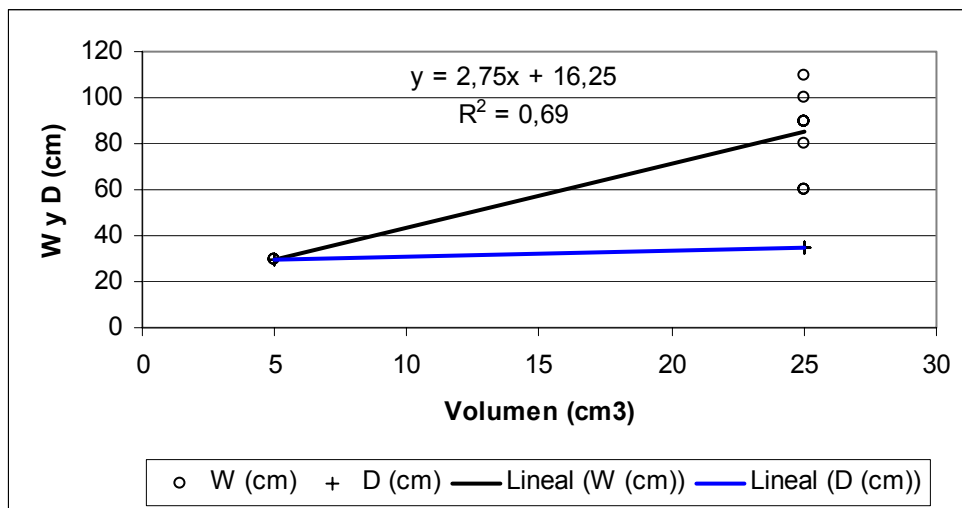
En la figura 4-11 se observa que W aumenta con el volumen de agua aplicado, mientras que la profundidad es la misma para los dos volúmenes aplicados. En el conjunto de pruebas realizadas en esta ubicación el caudal del emisor no ha mostrado una tendencia clara respecto a W y D, tal y como muestran los resultados de la tabla 4-3. Al parecer la presencia de un cambio de horizonte edafológico a 35 cm de profundidad impidió que el VSM superara éste límite y provocó que la anchura del VSM (W) alcanzara resultados similares en las 4 pruebas realizadas.

En la figura 4-12, en la que se representa el cociente D/R en relación al tiempo transcurrido, se aprecia una reducción abrupta de este cociente, coincidiendo con el momento en que la profundidad (D) del VSM alcanza el cambio de horizonte, a 35 cm. La barrera que representa al paso del agua el cambio de horizonte provoca un incremento de la anchura (W), mientras que la profundidad (D) permanece constante y por lo tanto la relación D/R se reduce. Transcurrido un periodo de tiempo después de finalizar el riego se reducen W y la relación D/R vuelve a recuperarse alcanzando valores cercanos a la unidad.

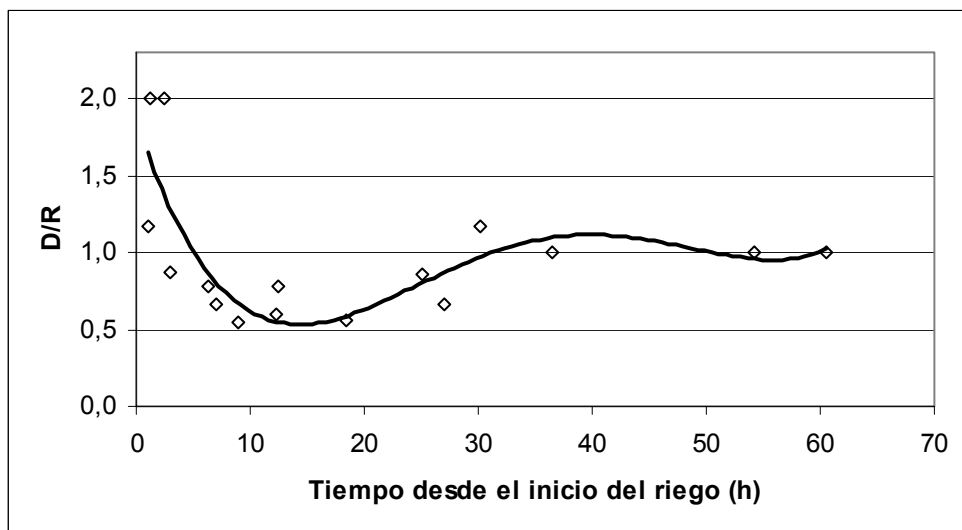
En este caso no se a representado gráficamente el ajuste entre el caudal y W y D, pero en ambos casos la el coeficiente de determinación de la correlación resultó muy bajo (0.05 y 0.07 respectivamente) y con rectas con un pendiente similar al caso anterior (Figura 4-9).

**Tabla 4-3: Características geométricas del volumen de suelo mojado (VSM): extensión horizontal máxima (W), profundidad (D) y la relación D/R correspondientes a Monells-1.**

<b>Caudal (l/h)</b>	<b>Volumen (l)</b>	<b>Tiempo después de finalizar el riego (h)</b>	<b>W (cm)</b>	<b>D (cm)</b>	<b>D/R</b>
25	25	Final Riego	60	35	1.2
25	25	6	90	30	0.7
25	25	24	70	30	0.9
25	25	48	0	0	-
8.5	25	Final Riego	80	35	0.9
8.5	25	6	110	30	0.5
8.5	25	24	60	20	0.7
8.5	25	48	0	0	-
4	5	Final Riego	30	30	2
4	25	Final Riego	90	35	0.8
4	25	6	100	30	0.6
4	25	24	60	35	1.2
4	25	48	40	20	1.0
2	5	Final Riego	30	30	2.0
2	25	Final Riego	90	35	0.8
2	25	6	90	25	0.6
2	25	24	40	20	1.0
2	25	48	40	20	1.0



**Figura 4-11: Relación entre el volumen de agua aplicado y la anchura y profundidad máximas alcanzadas por el VSM.**



**Figura 4-12: Relación entre el tiempo desde el inicio del riego y el cociente entre la profundidad (D) y la semi anchura (R) del VSM.**

**-Monells 2**

Dado que en las pruebas realizadas en Monells 2 se aplicaron riegos consecutivos para definir el VSM y calcular W y D se analiza el efecto de cada riego independientemente de los anteriores. En este caso se ajustaron las rectas representadas en la figura 4-13. El coeficiente de determinación para la recta que relaciona la extensión horizontal (W) con el volumen de agua aplicado (V) es relativamente elevado (0.83), poniendo en evidencia la relación directa entre estos dos parámetros. El coeficiente de determinación de la recta D-V es de 0.21, indicando una menor correlación entre el volumen y la profundidad alcanzada (D).

Según se muestra en la figura 4-14, en las pruebas realizadas en Monells 2, el caudal (q) mostró influencia sobre la extensión del VSM, aumentando (W) al aumentar el caudal de emisión, en cambio no mostró influencia sobre la profundidad (D).

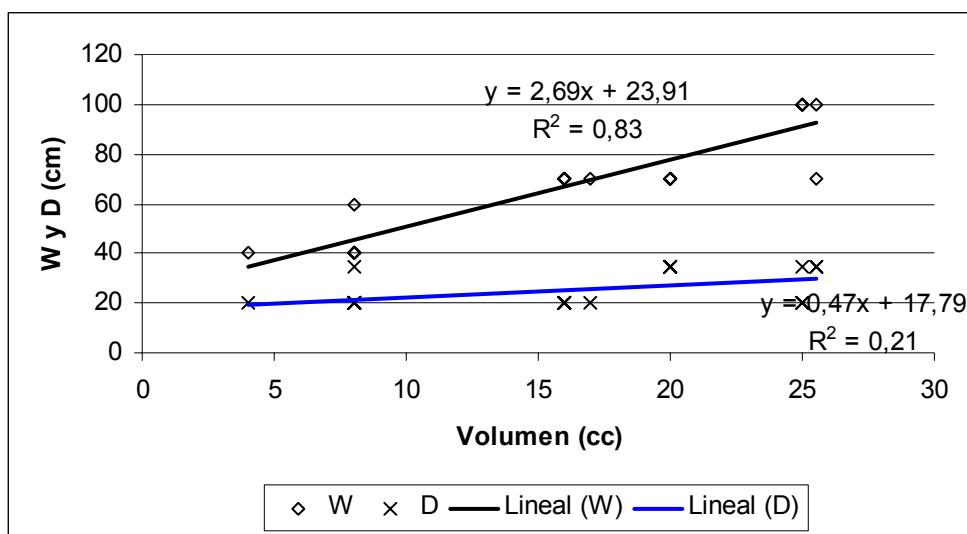


Figura 4-13: Relación entre volumen de agua aplicado y la W y D del VSM considerando el conjunto de riegos independientemente del caudal.

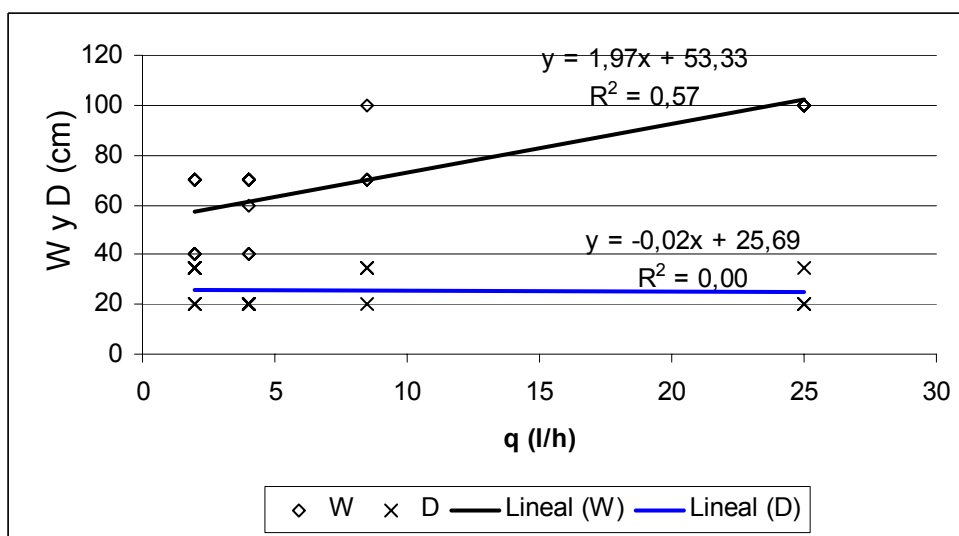


Figura 4-14: Relación entre el caudal del emisor y la anchura (W) y profundidad (D) alcanzadas por el VSM, después de aplicar un volumen de agua de 25 l.

#### 4.1.1.4.-Evolución de la extensión horizontal (W) y vertical (D) del VSM en las pruebas con riegos sucesivos

En la figura 4-15 se recoge la evolución de W y D en las 4 pruebas realizadas en Monells 2. En ella se muestra que la profundidad máxima alcanzada (D) ha sido superior en las pruebas con caudales de emisión bajos. En la pruebas con 2 y 4 l/h D alcanzó los 65 cm, en la prueba con 8.5 l/h fue de 40 cm y en la prueba con 25 l/h de no superó los 35 cm.

La extensión (W) máxima a lo largo de las pruebas fue de 70 cm en el caso del emisor de 2 l/h y de 100 cm para los restantes caudales.

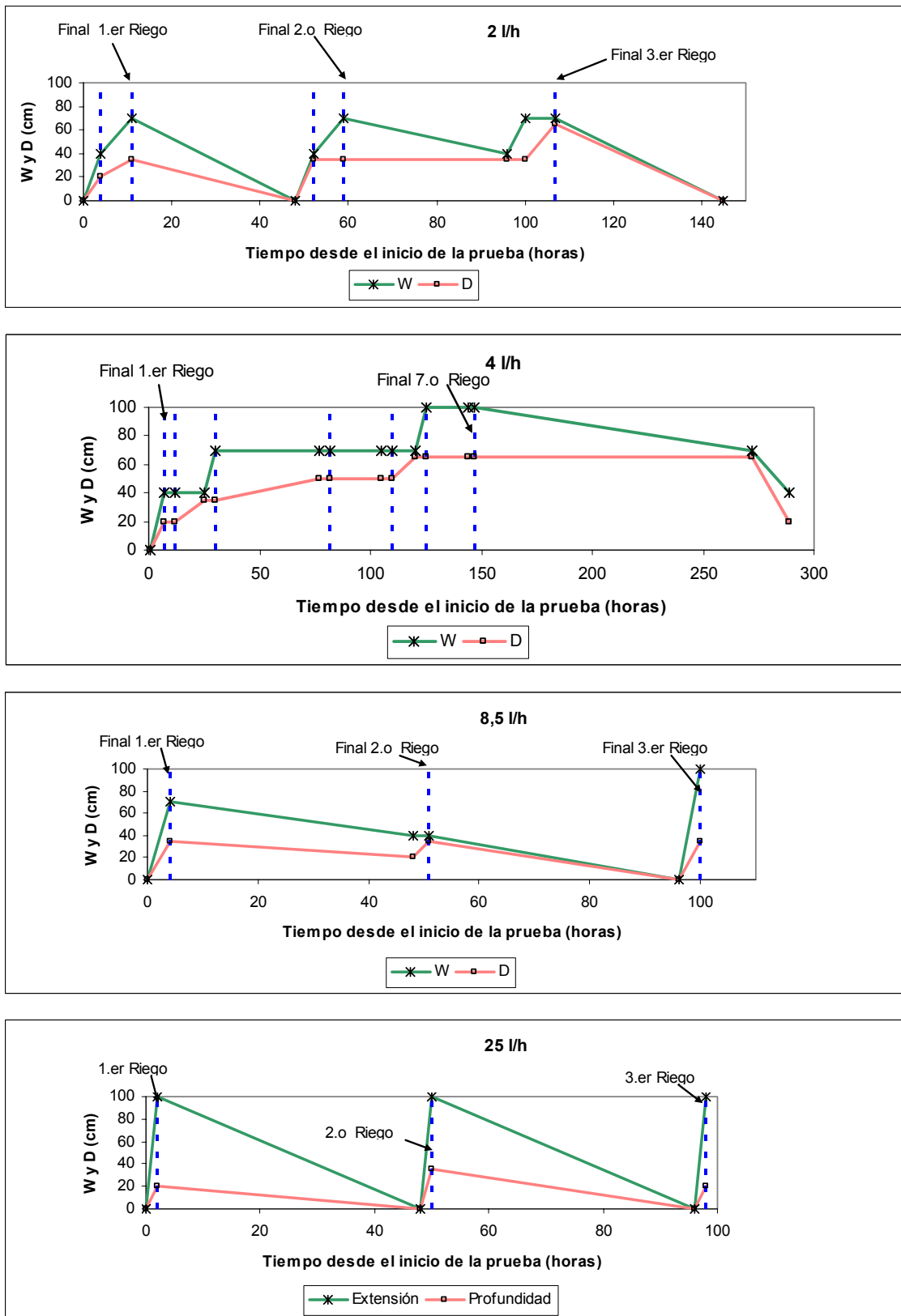


Figura 4-15: Evolución de la extensión horizontal (W) y la profundidad (D) en el transcurso de las pruebas con emisores aislado de 2, 4, 8.5 y 25 l/h en Monells 2.

#### 4.1.1.5.- Evolución de la uniformidad del contenido medio de agua dentro del VSM

En Monells 2, donde se dieron riegos consecutivos, se analizó como varió contenido medio de agua y su desviación standard (S) dentro del VSM. Las figuras 4-16, 4-17, 4-18 y 4-19 muestran la variación de estos dos parámetros a lo largo del tiempo para las distintas pruebas realizadas, además de señalar con una línea vertical de puntos discontinua los momentos en los que se regó.

Para las pruebas con los emisores de 2, 8.5 y 25 l/h, el contenido medio de agua dentro del VSM se mantuvo cercano a  $0.297 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , correspondiente al valor de capacidad de campo (-33 kPa) en el horizonte de 0-20 cm de profundidad (tabla 3-8 en Metodología). Sin embargo este dato puede ser engañoso, ya que hubo momentos en los que el VSM desapareció (Figura 4-15) y por lo tanto no tubo sentido calcular su contenido medio de agua. Esto sucedió gran parte del tiempo durante la prueba con el emisor de 25 l/h.

En la prueba con un emisor de 4 l/h, debido a que el contenido de agua al iniciarse la prueba fue inferior a los demás casos, el VSM no desapareció a lo largo de toda la prueba y por lo tanto pudo definirse su contenido medio de agua en todos los casos en los que se tomaron medidas de este parámetro.

En esta prueba el contenido medio de agua dentro del VSM pudo calcularse en los periodos de redistribución, donde dio valores inferiores a  $0.297 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  pero en todos los casos excepto uno el contenido se mantuvo por encima de los  $0.254 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , valor correspondiente al contenido de agua a capacidad de campo (-33 kPa) en el horizonte de 20-50 cm de profundidad (tabla 3-8).

Respecto a la desviación standard (S) de los valores del contenido de agua dentro del VSM, puede destacarse que su valor aumentó en los periodos de riego en relación con los periodos de redistribución, según se indica en las barras de error de las figuras 4-16, 4-17, 4-18 y 4-19. Mientras el valor medio de S es de 0.04 en los periodos de riego este se redujo a 0.01 en los periodos de redistribución.

Posteriormente, en la fase de redistribución, el contenido de agua dentro de todo el VSM tendió a uniformizarse para alcanzar un valor próximo al contenido de agua de capacidad de campo.

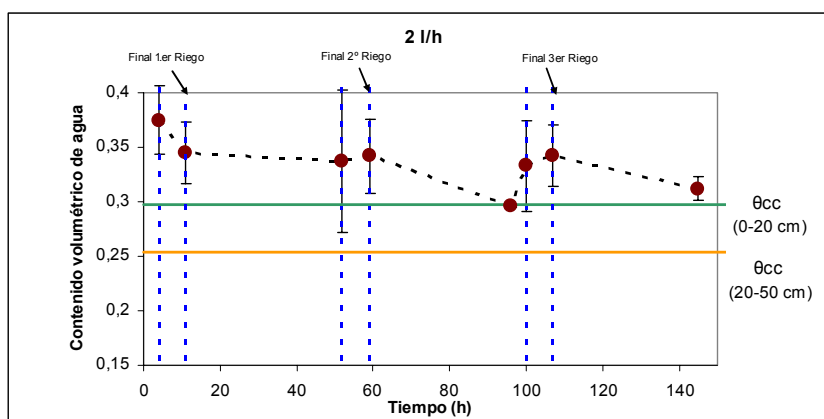


Figura 4-16: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 2 l/h.

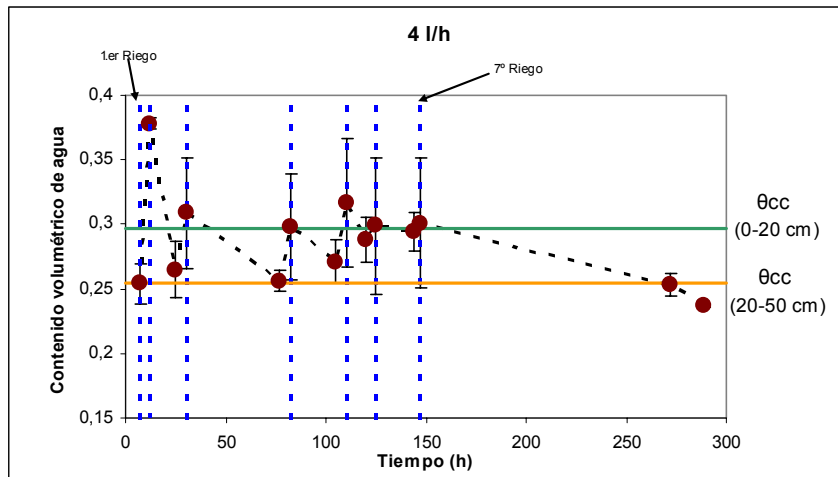


Figura 4-17: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 4 l/h.

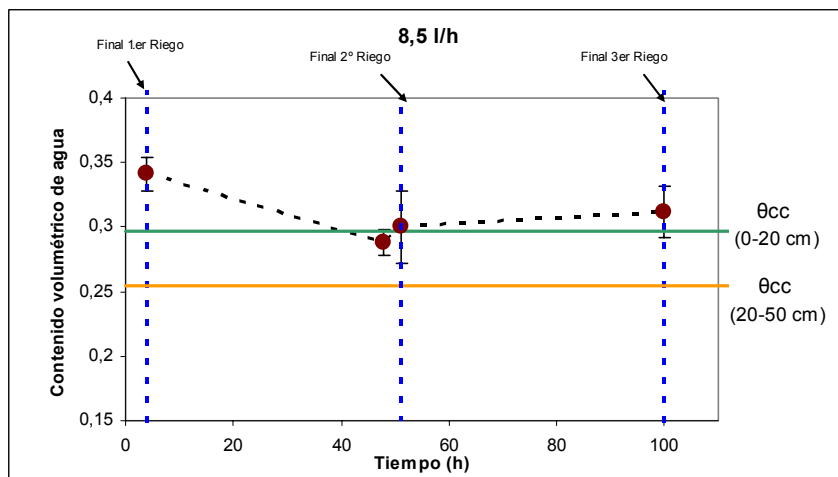


Figura 4-18: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 8,5 l/h.

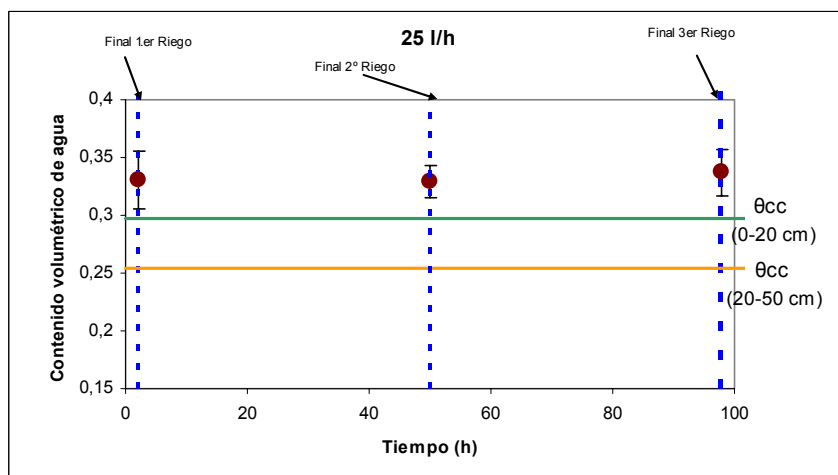


Figura 4-19: Contenido medio de agua dentro del VSM y su desviación standard (S) asociada a lo largo de la prueba con un emisor de 25 l/h.



#### 4.1.1.6.- Evolución de la uniformidad del contenido medio de agua en un volumen de referencia constante en Monells 2

Los valores del contenido medio de agua y su uniformidad dependen de la extensión del VSM, que como se indicó en el apartado anterior fue variable a lo largo de las pruebas. Además, en el manejo del riego, el objetivo es mantener un contenido de agua óptimo dentro de un volumen de suelo fijado previamente, de acuerdo a la extensión del sistema radicular del cultivo.

Para poder evaluar cual fue el grado de uniformidad dentro de un volumen definido a priori y considerando tanto los periodos de riego como los de redistribución, se ha considerado un volumen en forma de prisma rectangular de una profundidad de 50 cm y de 50 x 100 cm de lado tal y como se describió en metodología (Figura 3-19).

La evolución en el tiempo del contenido medio de agua dentro del volumen definido y su uniformidad medida con el CUC se ha representado gráficamente en las figuras 4-20, 4-21, 4-22 y 4-23.

En estas 4 figuras se destaca la asincronía entre el contenido medio de agua y el CUC. Después de cada riego el contenido medio de agua en el volumen de referencia aumenta mientras el CUC disminuye.

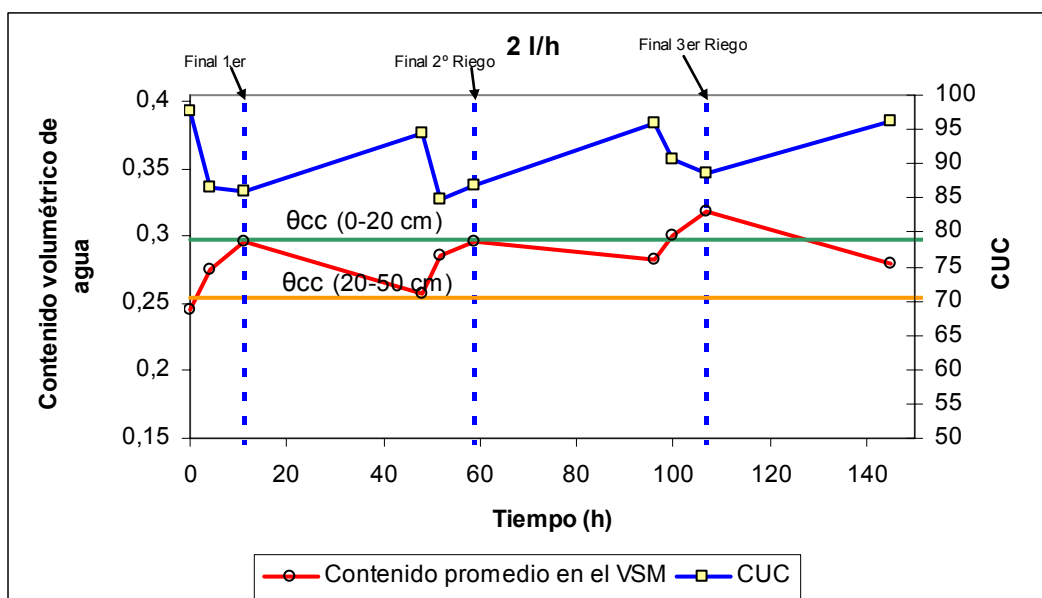


Figura 4-20: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 2 l/h en Monells 2.

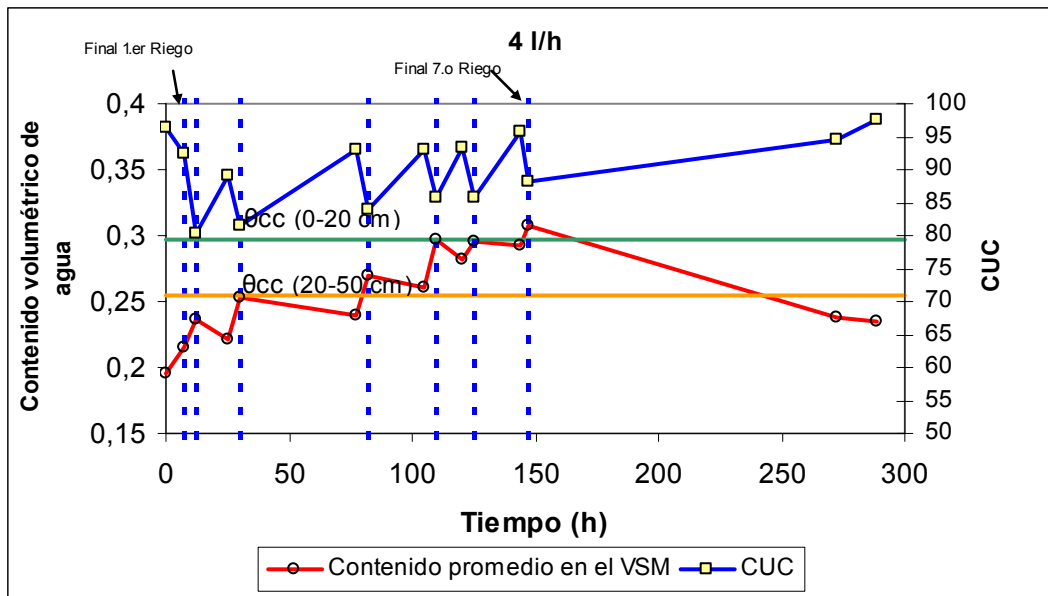


Figura 4-21: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 4 l/h en Monells 2.

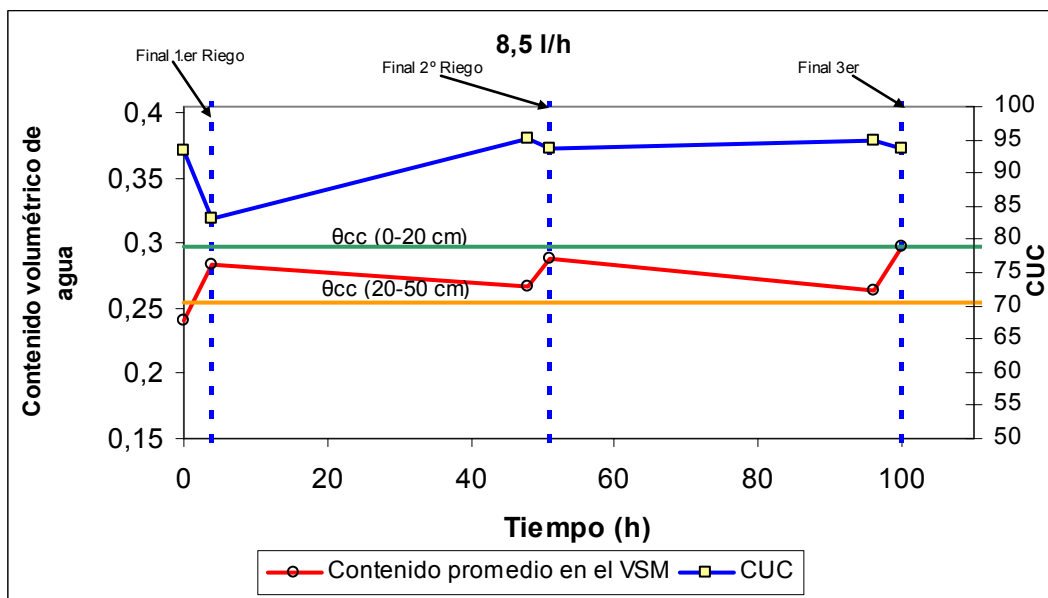


Figura 4-22: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 8.5 l/h en Monells 2.

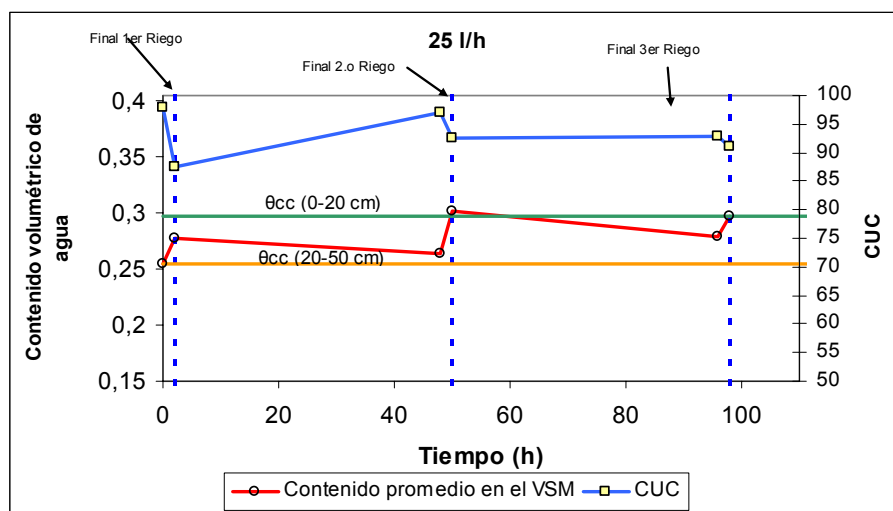


Figura 4-23: Evolución del contenido de agua medio dentro de un volumen definido y CUC en la prueba con emisor de 25 l/h en Monells 2.

#### 4.1.2.- Pruebas con línea de emisores

##### 4.1.2.1.- Distribución del agua en la superficie del suelo

En las pruebas con una línea de emisores separados 1 m, después de haber finalizado los riegos aplicando un volumen de 25 l, no siempre se formó una banda húmeda en la superficie del suelo. En la tabla 4-4 se indican los casos en que los charcos bajo cada emisor se solaparon con los charcos adyacentes formando una banda húmeda. En la tabla también se indica la semianchura de la banda húmeda. De acuerdo con los resultados de la tabla 4-4, cuando se utilizaron emisores de 25 l/h en los tres tipos de suelos se solaparon los charcos adyacentes. En las pruebas con goteros de 4 l/h no se observaron solapamientos entre los charcos adyacentes y en la prueba con emisor de 8.5 l/h sólo se observó solapamiento entre algunos de los charcos en la prueba realizada en La Tallada.

Tabla 4-4: Grado de solapamiento de los charcos formados bajo los emisores.

Emplazamiento	Caudal	Solapamiento	$x_0$ (cm) **
La Tallada	4	No	43 (13)
	8.5	Sólo entre algunos de los emisores	50 (27)
	25	Si	55 (6)
Monells 1	8.5	No	35.5 (19)
	25	Si	65.7 (4.3)
Monells 2	4	No	46 (8)
	25	Si	52 (15)

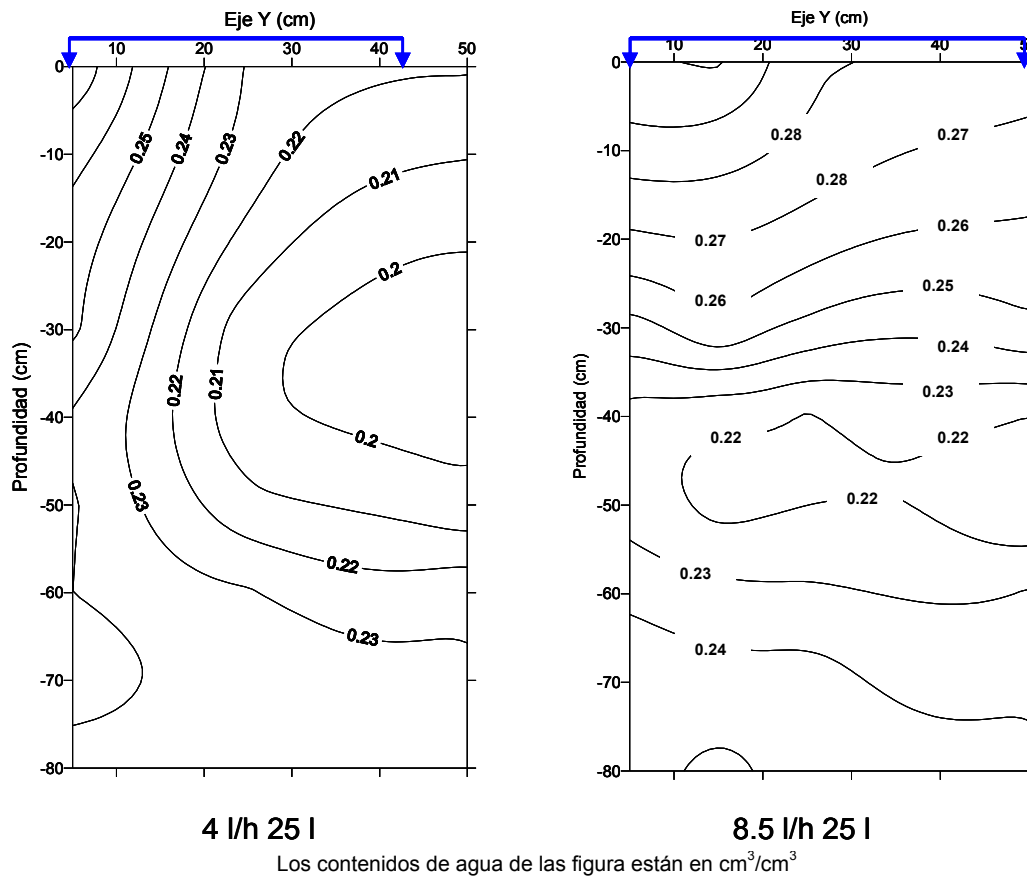
\*\* Valor medio de la semianchura de la franja de suelo saturado,  $x_0$  (cm)

() El número que figura entre paréntesis representa la desviación standard en el valor de la semianchura de la franja saturada última,  $x_0$ .

#### 4.1.2.2.- Distribución del agua en el suelo bajo la línea de emisores

##### - La Tallada

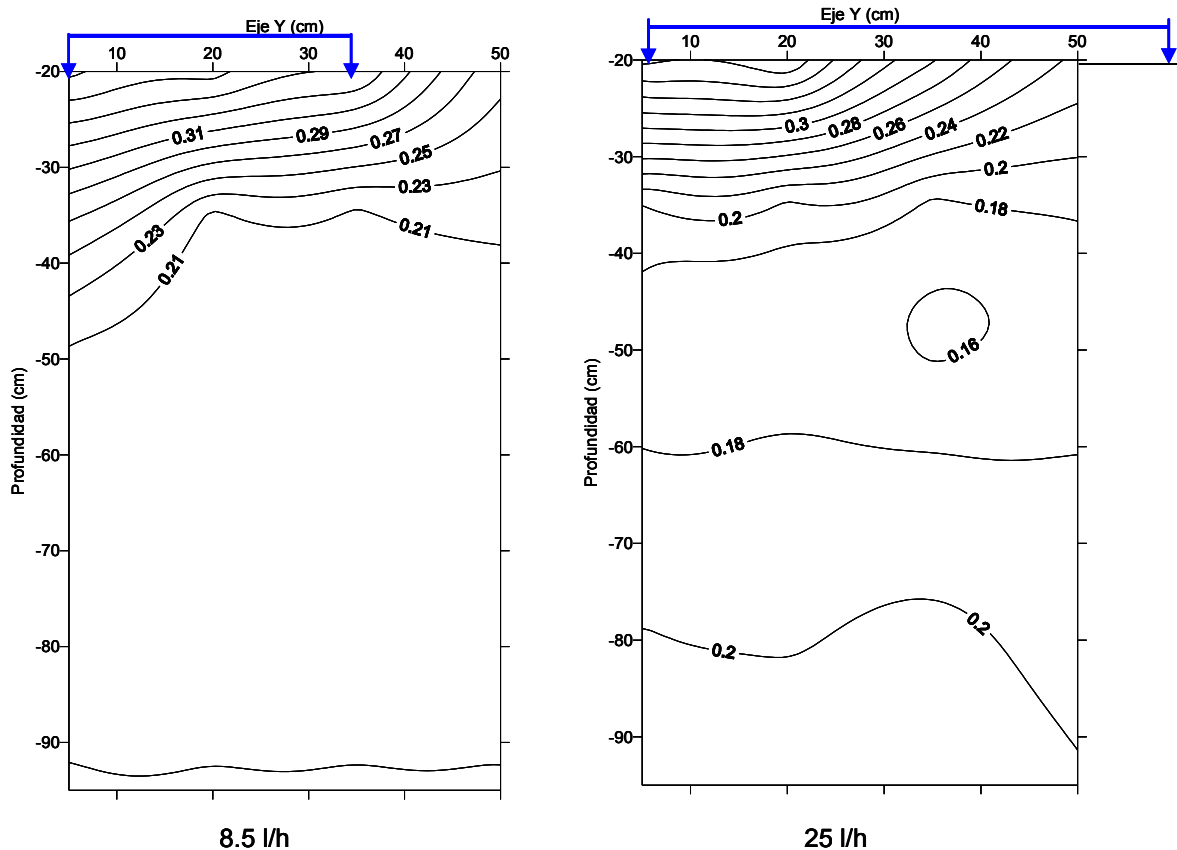
En la figura 4-24 se representan la distribución de los contenidos de agua con emisores de 4 y 8.5 l/h, 1 h después de aplicar un volumen de 25 l. En la figura se observa que la anchura de suelo mojado bajo la línea de emisores de 8.5 l/h fue superior, indicando un mayor grado de solapamiento de los volúmenes de humedad adyacentes. En cambio la profundidad de suelo mojado bajo la línea de emisores de 8.5 l/h resultó ser inferior.



**Figura 4-24: Distribución de agua en el suelo bajo la línea de emisores en La Tallada una hora después de finalizar el riego con emisores de 4 y 8.5 l/h.**

##### - Monells 1

En la figura 4-25 se representa la distribución del contenido de agua en el plano vertical Y-Z, situado bajo la línea de emisores. En los dos casos se aplicó un volumen de 25 l, en la figura de la izquierda los emisores eran de 8.5 l/h y en la derecha de 25 l/h. En los dos casos las medidas se tomaron 1 h después de finalizar el riego. Con los dos caudales el humedecimiento del suelo alcanza la posición entre emisores a 20 cm de profundidad. En el caso del emisor de 8.5 l/h esto resulta sorprendente pues en superficie no se observó el solapamiento de los discos húmedos de los emisores adyacentes. La presencia del cambio de horizonte 35 cm de profundidad pudo actuar como barrera al paso del agua, produciendo un incremento del movimiento el agua en el sentido horizontal que propició un solapamiento de los volúmenes de suelo mojado a cierta profundidad. Nótese que en esta figura empieza a representarse a 20 cm de profundidad.

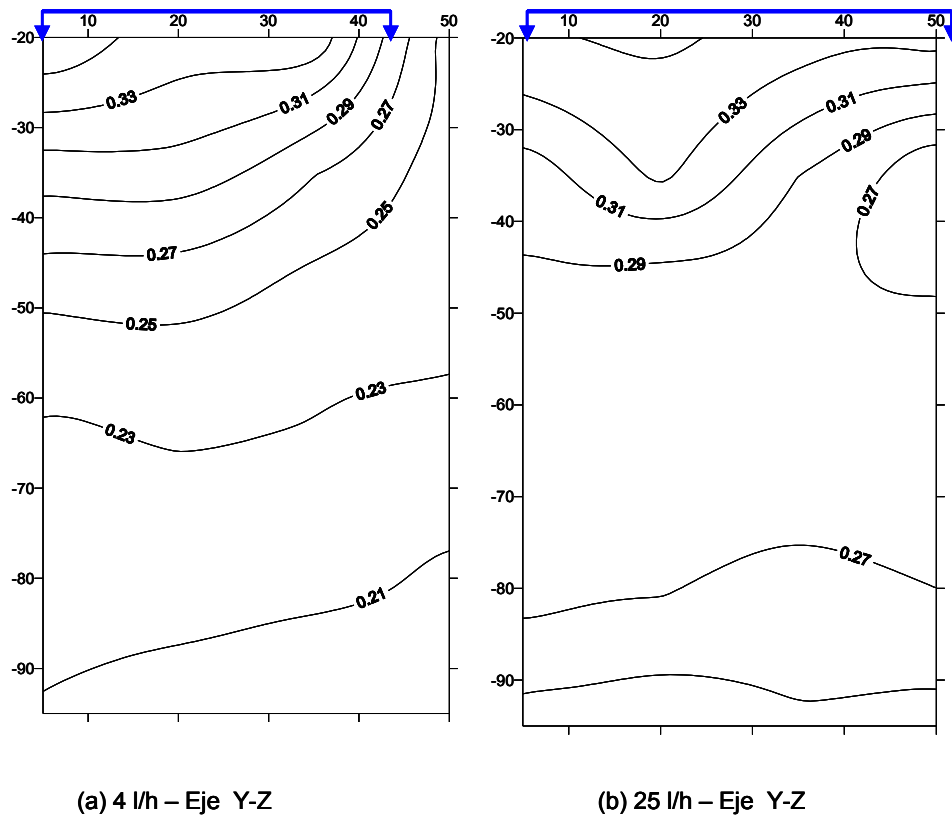


Los contenidos de agua de las figura están en  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$

**Figura 4-25: Distribución del contenido de agua en el suelo bajo la línea de emisores 1 h después de aplicar un volumen de 25 l con emisores de 8.5 y 25 l/h.**

**- Monells 2**

En la figura 4-26 puede verse el contenido de agua en el plano bajo la línea de emisores, correspondiente al momento en que finaliza el 2º riego con los caudales de emisión de 4 y 25 l/h. Se observa, análogamente a lo que sucedía en superficie, que en el caso del emisor de mayor caudal existió un mayor grado de solapamiento entre los volúmenes de suelo mojado por dos emisores adyacentes. La profundidad máxima del volumen de suelo mojado fue superior en la línea con goteros de 4 l/h.



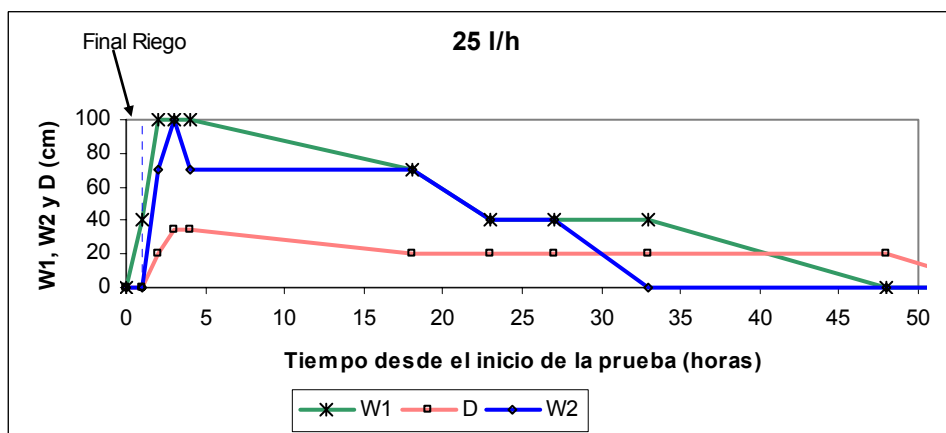
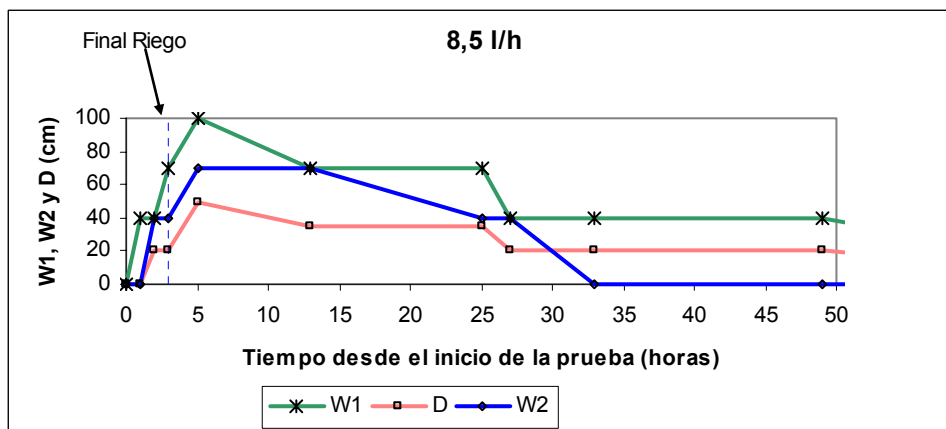
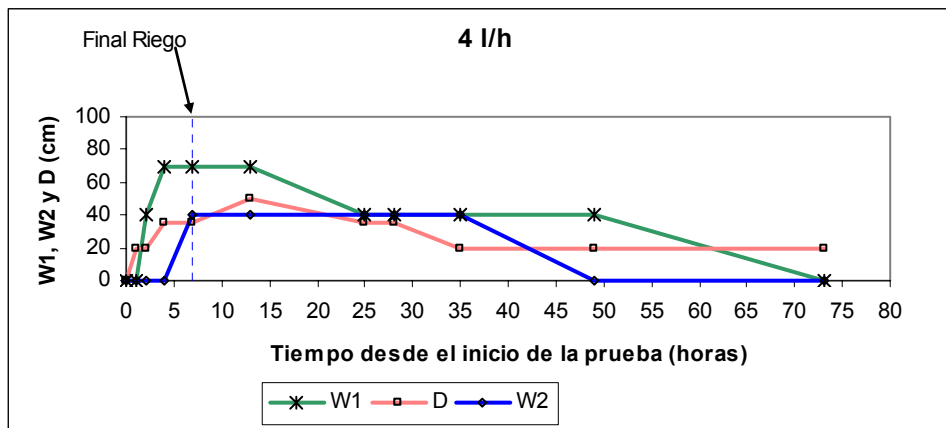
Los contenidos de agua de las figura están en  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$

**Figura 4-26: Distribución del contenido de agua en el suelo bajo una línea de emisores de 4 y 25 l/h separados 1 m con un volumen total aplicado de 25 l.**

#### 4.1.2.3.-Evolución de las extensión horizontal (W1 y W2) y profundidad (D) en el volumen de suelo mojado (VSM) formado bajo la línea de emisión

##### - La Tallada

La figura 4-27 muestra la evolución de las dimensiones del volumen de suelo mojado bajo las pruebas con una línea de emisores. En la figura se representa la profundidad máxima (D) y la extensión máxima en los planos XZ y X'Z (Figura 3-13), que se identifican como W1 y W2. Los resultados revelan que cuando menor es el caudal de emisión mayor resulta la profundidad de suelo humedecida y menor es la extensión horizontal.



**Figura 4-27: Evolución de W1, W2 y D en el volumen de suelo mojado en las pruebas con una línea de emisores de 4, 8,5 y 25 l/h, realizadas en La Tallada.**

**- Monells 1**

En las dos pruebas realizadas la profundidad (D) de suelo humedecido no supera los 35 cm (Figura 4-28). Después de finalizar los riegos la extensión máxima en el plano XZ (W1) alcanza los 100 cm con los dos caudales de emisión, reduciéndose esta distancia a medida que avanza el tiempo después de la finalización del riego. Los dos caudales producen un cierto grado de solapamiento entre los volúmenes de suelo mojado adyacentes, pues la distancia en el plano X'Z (W2) alcanza los 50 cm con los emisores de 8.5 l/h y 60 con los emisores de 25 l/h.

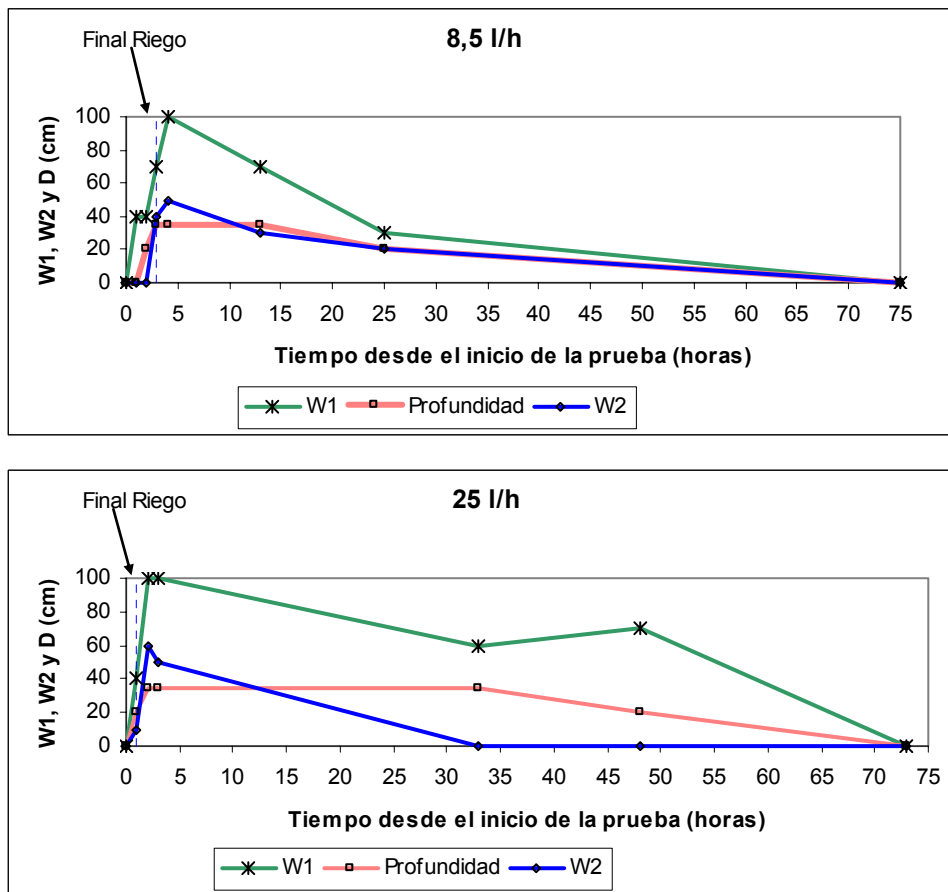
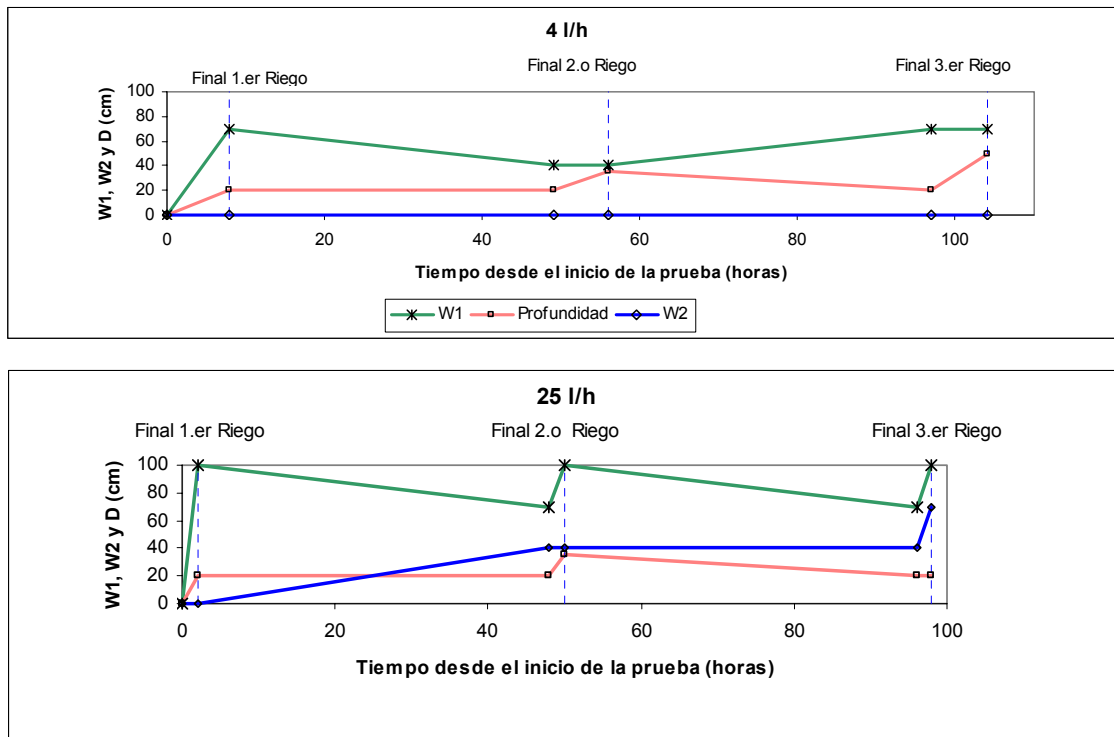


Figura 4-28: Evolución de W1, W2 y D en el volumen de suelo mojado durante las pruebas con una línea de emisores de 8.5 y 25 l/h, realizadas en Monells 1.

**- Monells 2**

La figura 4-29 indica que el solapamiento que se produjo fue mayor en el caso de los emisores de mayor caudal, como cabría esperar. Efectivamente la extensión máxima de la franja húmeda en la zona entre emisores (W2) es nula a lo largo de toda la prueba con el emisor de 4 l/h, mientras que alcanza los 80 cm al finalizar la prueba con el emisor de 25 l/h. La extensión horizontal a la altura del emisor (W1) también es superior en el emisor de mayor caudal, mientras que la profundidad (D) es mayor en el caso del emisor de 4 l/h, alcanzando un valor máximo de 50 cm, frente a los 35 cm en el caso del emisor de 25 l/h.





**Figura 4-29: Evolución de W1, W2 y D en el volumen de suelo mojado durante las pruebas con una línea de emisores de 4 y 25 l/h, realizadas en Monells 2.**

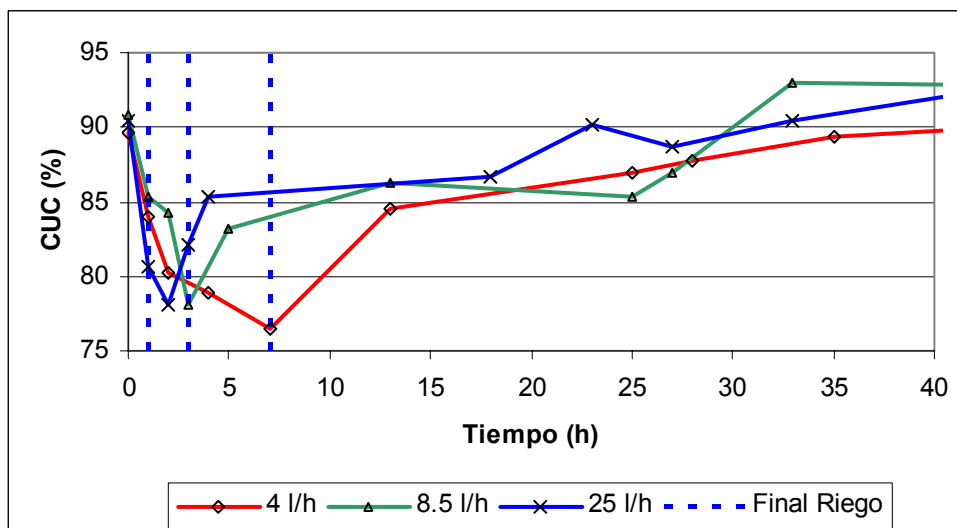
#### 4.1.2.4.- Uniformidad del contenido de agua dentro de un volumen de suelo de referencia

##### - La Tallada

Se consideró un volumen de suelo rectangular de 100\*50\*50 cm (Figura 3-19, en metodología) y en el se calculó como varió el coeficiente de uniformidad de Christiansen (CUC) a lo largo de cada prueba. Independientemente del caudal de cada prueba el CUC sigue una misma pauta de comportamiento. Inicialmente la uniformidad se situó cercana al 90 %, pues el contenido de agua en el perfil es muy similar. Después de iniciarse el riego el CUC decrece rápidamente, tiene su valor mínimo al final del riego y empieza a recuperarse una vez este termina (Figura 4-30). La disminución de la uniformidad durante el riego fue debida al incremento en el valor de contenido de agua en la zona más cercana al emisor. Posteriormente, cuando el agua se redistribuyó dentro del volumen de referencia, el valor del CUC se recuperó.

El valor mínimo del CUC se alcanzó más rápidamente en las pruebas con mayor caudal de emisión, su recuperación también fue más rápida para los caudales más elevados (8.5 y 25 l/h).

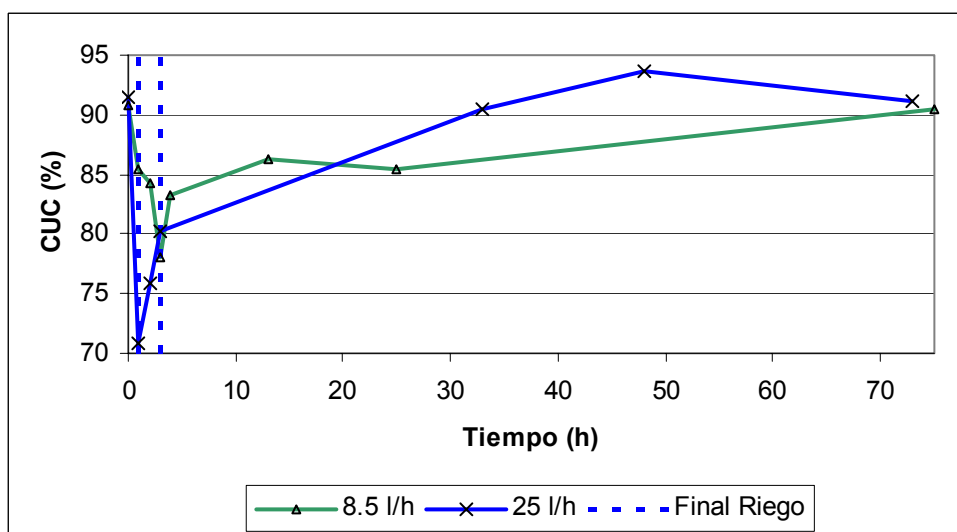
Dado que el mayor grado de solapamiento entre los volúmenes de suelo mojado se dió en el caso de caudales de emisión elevados, la uniformidad alcanzada también fue mayor para los caudales de 25 l/h y 8,5 l/h que en el de 4 l/h.



**Figura 4-30: Evolución del coeficiente de uniformidad de Christiansen a lo largo de las pruebas con caudales de emisión de 4, 8.5 y 25 l/h realizadas en La Tallada.**

**- Monells 1**

En las dos pruebas con emisores de 8.5 y 25 l/h, se registró una bajada del CUC en el transcurso del riego, en este caso la bajada fue mayor para la prueba con el emisor de 25 l/h, en que el CUC se reduce cerca del 70 %. Después de finalizar los riegos, en la fase de redistribución, los CUC aumentan con el tiempo hasta alcanzar un valor cercano al 90 %, transcurridas 70 h después de iniciarse las pruebas (Figura 4-31).



**Figura 4-31: Evolución del Coeficiente de uniformidad a lo largo de las pruebas con caudales de emisión de 8.5 y 25 l/h en Monells 1.**

**- Monells 2**

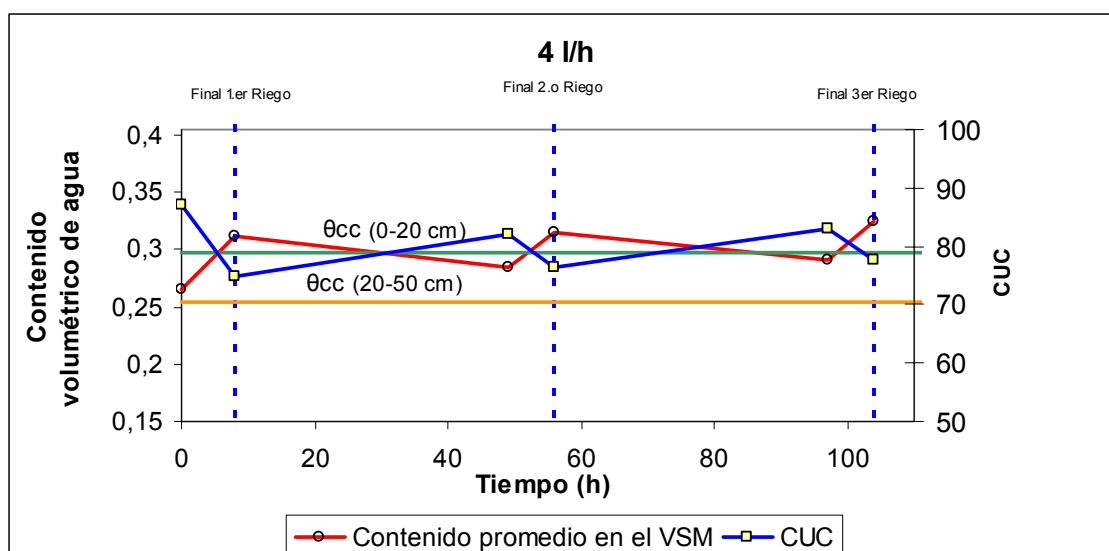
En las figuras 4-32 y 4-33 se representa el contenido medio de agua dentro de un volumen de suelo de 50 \* 50 \* 100 cm y la uniformidad en el contenido de agua, medida con el Coeficiente de Uniformidad de Christiansen (CUC). Estos dos parámetros siguieron tendencias contrapuestas, de manera que aumentó el contenido medio de agua al finalizar los riegos mientras que el CUC disminuyó. En los periodos de redistribución que siguieron al riego, el CUC aumentó mientras el contenido medio de agua disminuyó.

Este comportamiento también fue observado en las pruebas realizadas con un emisor aislado y coincide con las observaciones realizadas Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001).

En el caso de la línea con emisores de 4 l/h el contenido medio de agua a lo largo de la prueba se movió entre  $0.265 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  al inicio de esta y  $0.325 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  al finalizar el tercer riego. Siendo el contenido de agua a -33 kPa en el horizonte de 0-20 cm aproximadamente de  $0.30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , el contenido medio de agua en el suelo superó este valor al final de cada uno de los riegos, y se encontró ligeramente por debajo en los momentos anteriores a cada uno de ellos.

En la prueba con el emisor de 25 l/h el contenido medio de agua varió de los  $0.278 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  a  $0.325 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , siguiendo una cadencia similar al caso anterior. Por su lado el CUC tomó valores entre el 75 % y el 87 % en la prueba con emisores de 4 l/h, y del 87 % al 93 % en la prueba con caudal de 25 l/h. Los mayores valores del CUC se debieron al mayor grado de solapamiento entre las regiones humedecidas por emisores adyacentes.

La mayor uniformidad en el contenido de agua del suelo conseguida con el emisor de 25 l/h es un punto positivo, sin embargo no debe perderse de vista que con este emisor se han observado pérdidas de agua por escorrentía superficial. Además la utilización de emisores de mayor caudal aumentó el volumen de agua que queda en superficie y por lo tanto las pérdidas por evaporación.



**Figura 4-32: Evolución del contenido de agua medio y CUC en la prueba con una línea de emisores de 4 l/h separados 1m en Monells 2.**

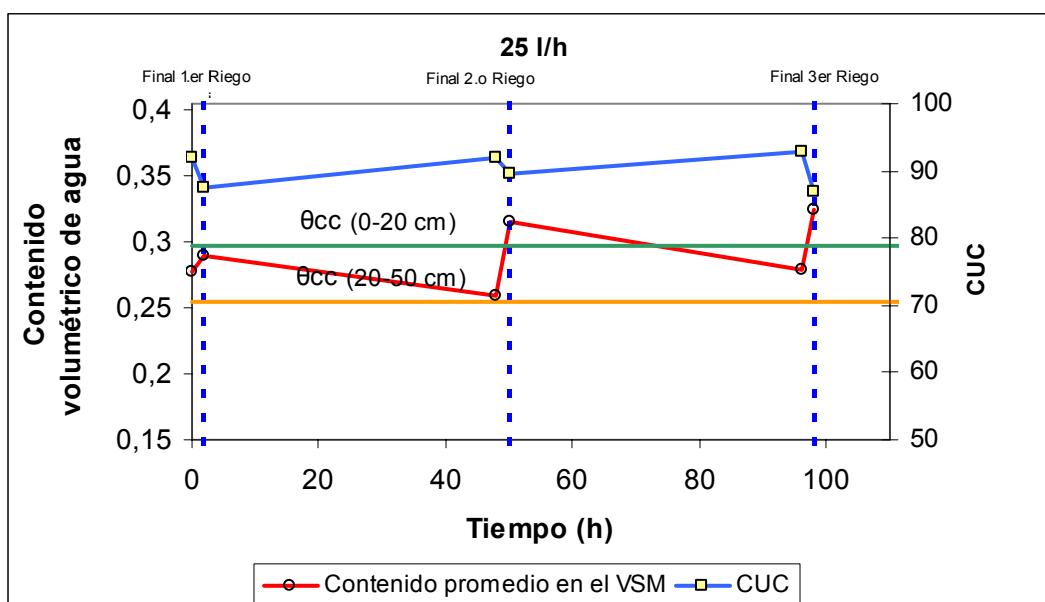


Figura 4-33: Evolución del contenido de agua medio y CUC en la prueba con una línea de emisores de 25 l/h separados 1m en Monells 2.

#### 4.1.3.-Discusión de los resultados de las pruebas de campo

##### 4.1.3.1.-Hipótesis de simetría

##### - Simetría axial bajo un emisor aislado

La hipótesis de simetría axial de la distribución de agua en el suelo procedente de un emisor puntual es asumida implícita o explícitamente en la gran mayoría de trabajos. Sin embargo, aun sabiendo que hay numerosos factores que podrían romper esta simetría: heterogeneidad del suelo, compactación localizada, micro topografía del terreno o flujo preferencial de agua, no se han encontrado trabajos publicados donde se evalúe el grado de simetría. En los resultados presentados la desviación standard en los valores del contenido de agua en puntos simétricos respecto al eje fue de  $0.012 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  en La Tallada y Monells 1 y de  $0.009 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  en Monells 2. Teniendo en cuenta que los errores en la determinación del contenido de agua del suelo son superiores a los errores debidos a la asimetría, dado que la precisión de la sonda TDR con la que se tomaron las medidas de contenido de agua fue de entre  $0.03$  y  $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , puede asumirse que se cumple la simetría axial.

La variación de la desviación standard en los puntos simétricos en relación con las fases de infiltración y redistribución de agua fue parecida en todas las pruebas. Es decir, durante la fase de infiltración se dieron los máximos valores en la desviación standard, que se redujo paulatinamente en la fase de redistribución. Las pruebas con emisores de caudales elevados mostraron valores de la desviación superiores, especialmente con el caudal de 25 l/h. En el apartado 4.1.1.1 ya se comentó que la simetría axial del charco, supuestamente circular, tenía mayor probabilidad de romperse en el caso de emisores de mayor caudal, provocando una mayor asimetría en la distribución de agua en el suelo.

La simetría axial no puede asumirse en todos los casos, ya que cuando los emisores dispuestos en un lateral están lo suficientemente juntos, los volúmenes de suelo mojado adyacentes se solapan entre ellos, en el siguiente punto se discute este efecto.

#### **- Solapamiento de los volúmenes de suelo mojado en las experiencias con líneas de emisores**

En todas las experiencias realizadas con una línea de emisores separados 1 m se ha observado un cierto grado de solapamiento entre los frentes de humedad de los emisores adyacentes, exceptuando las pruebas con emisores de 8.5 l/h en Monells 1 y 4 l/h en Monells 2.

En el conjunto de las pruebas se observa que la anchura mojada en la posición entre emisores (W2) es inferior a la anchura en las posiciones donde se sitúan los emisores (W1), especialmente para los caudales de emisión más bajos. Esto significa que en las pruebas realizadas no se alcanzó una simetría plana, hipótesis adoptada por algunos de los modelos descritos en el apartado 1.5.

Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001) aplicando un volumen total de 16 l con emisores de 2, 4 y 8 l/h separados 70 cm, en un suelo de textura franca, encontró cierto grado de solapamiento al finalizar todos los riegos. Pero para esta separación tampoco se cumplirían las hipótesis adoptadas en los modelos de flujo plano.

Khan *et al.* (1996) realizaron experiencias, en un suelo de textura franco-arenosa con emisores aislados, consistentes en aplicar un volumen de 20 l con caudales de 1.5, 2 y 2.5 l/h. En las 3 experiencias el radio máximo del volumen de suelo mojado fue de unos 40 cm. Los mismos autores al aplicar un volumen total de 25 l con un emisor de 2 l/h observaron que el radio alcanzó los 50 cm, lo que supondría que si hubieran colocado los emisores separados a 1 m habría habido solapamiento. En los ensayos realizados en esta tesis con un emisor aislado de 2 l/h, el radio humedecido no alcanzó 0.5 m en ninguna de las pruebas.

#### **4.1.3.2.-Factores que afectan la distribución de agua en el suelo: caudal del emisor, volumen de agua aplicado, tipo de suelo, efecto de riegos precedentes**

##### **- Influencia del caudal de emisión**

Como se destaca más adelante en el apartado 4.2.1.1, el caudal del emisor es uno de los parámetros que más influyen en la extensión del charco formado bajo los emisores. Sin embargo, la influencia que tiene el caudal respecto a la distribución de agua en el perfil parece más matizada. Algunos autores como Ah Koon *et al.* (1990), a partir de datos experimentales, concluyen que al aumentar el caudal de emisión aumenta el movimiento lateral de agua en el suelo. Los modelos de Schwartzmass y Zur (1986) o Ben-Asher (1986) también reflejan la influencia del caudal en la distribución de agua en el perfil. En cambio Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001) o Roth (1983) no encuentran relación directa entre el caudal y la distribución de agua en el perfil.

Los resultados del presente trabajo no son concluyentes en este sentido: en algunas de las pruebas, al aumentar el caudal, se observa una mayor anchura y menor profundidad en el suelo mojado. Por ejemplo en la figura 4-2, donde se mostraba la distribución de agua en el perfil al aplicar 25 l con un emisor de 4 l/h y otro de 25 l/h. Sin embargo en otras pruebas no se observan diferencias en la distribución de agua en el suelo con emisores de distinto caudal.

Cuando se ha intentado correlacionar linealmente el caudal del emisor con la extensión (W) y profundidad (D) máximas alcanzadas por el frente de humedad, los coeficientes de determinación han sido muy bajos y ni siquiera se ha podido observar ninguna tendencia en los gráficos.

#### **- Influencia del volumen total de agua aplicado**

El volumen de agua aplicado fue el factor que más claramente influyó en la extensión (W) del volumen de suelo mojado. Esta apreciación coincide con las observaciones de todos los autores citados en el párrafo anterior y queda reflejado en ecuaciones empíricas o semiempíricas como las de Schwartzmass y Zur (1986) o Roth (1983). La mayoría de autores también destacan la influencia del volumen de agua aportado en la profundidad que alcanza el frente de humedad. Esta influencia también se observó en el conjunto de pruebas realizadas en La Tallada (figura 4-8), sin embargo esta influencia ha pasado desapercibida en las pruebas que se realizaron en Monells 1 y Monells 2 (figuras 4-11 y 4-13). En estos casos el cambio de horizonte a poca profundidad probablemente actuó como barrera a al movimiento vertical de agua en el perfil de suelo.

La mayor parte de ecuaciones empíricas o semiempíricas existentes fueron ajustadas a partir de datos obtenidos en suelos homogéneos (*e.g.* Schwartzmass y Zur, 1986), por lo cual es previsible que no se ajusten cuando se tengan suelos donde el cambio textural actúe como una barrera.

#### **- Influencia de las características hidráulicas del suelo**

La mayor parte de ecuaciones empíricas y semiempíricas para la determinación de la extensión del volumen de suelo mojado, reflejan la influencia del suelo a partir de la conductividad hidráulica saturada. Schwartzmass y Zur (1986) y Zazueta (1994) indican que manteniendo iguales los demás factores, a medida que aumenta el valor de  $K_s$ , se reduciría la anchura del volumen de suelo mojado (VSM) y se incrementaría su profundidad.

Los modelos de Roth, 1983 y Ben-Asher, 1986 reflejan la influencia de la capacidad de retención de agua del suelo para explicar la extensión del volumen de suelo mojado. Según las ecuaciones presentadas por ambos autores al aumentar la capacidad de retención de agua en el suelo se reduce la extensión del VSM. Las ecuaciones que toman  $K_s$  como el parámetro para caracterizar la influencia del suelo en las dimensiones del VSM en relación a las que toman la capacidad de retención de agua en el suelo, pueden dar resultados opuestos. En los suelos en los que se han realizado los ensayos, el suelo con mayor capacidad de retención es Monells 1, siendo a la vez el que presenta menor  $K_s$  (datos presentados en el capítulo 3). Esto haría que aplicando los modelos de Schwartzmass y Zur (1986) o Zazueta (1994) la extensión del VSM en Monells 1 fuera superior a la de los otros dos emplazamientos, mientras que aplicando los modelos de Roth, (1983) o Ben-Asher (1986) sucedería lo contrario.

La observación de los resultados obtenidos en los ensayos, aunque con algunas contradicciones, parecen indicar que la conductividad hidráulica y/o el valor  $\alpha$  de la ecuación de Gardner son los parámetros que mayor información darían sobre la extensión del volumen de suelo mojado. Así por ejemplo después de aplicar 25 l con un emisor de 8.5 l/h, en La Tallada la extensión del VSM fue de 60 cm, en Monells 1 de 80 y en Monells 2 de 70. Siendo los valores de  $K_s$ , obtenidos según el método del gotero, de 1.5, 0.65 y 1.09 cm/h respectivamente, lo que indicaría una mayor extensión en los suelos con menor valor de  $K_s$ . Los valores de  $\alpha$  siguen la misma pauta que la conductividad hidráulica, presentando valores superiores en los suelos con mayor valor de la  $K_s$ .

#### **- Influencia de los riegos precedentes**

En los ensayos realizados en Monells 2 se han dado series de riegos consecutivos en los que puede verse el efecto que tienen los riegos precedentes en la forma y dimensiones del VSM. En las figuras 4-5.c y 4-5.d se pone en evidencia este efecto, al observar una mayor extensión del frente de humedad en los sucesivos riegos realizados. Este efecto puesto en evidencia en observaciones empíricas (Bar-Yosef y Sheikholislami, 1976) es recogido por algunos modelos de poca complejidad que tienen en cuenta el contenido inicial de agua antes de iniciarse el riego (Roth, 1983; Ben-Asher, 1986); en estos al aumentar el contenido inicial de agua del suelo aumenta también la extensión del VSM.

#### **4.1.3.3.- Contenido medio de agua en el suelo y uniformidad**

En las pruebas realizadas con una línea de emisores se ha estudiado la evolución del contenido medio de agua y el CUC a la largo de los riegos. Para ello se ha fijado un volumen de referencia. Los resultados obtenidos muestran que durante los periodos de riego aumenta el contenido medio de agua y paralelamente disminuye el CUC. Los valores del contenido de agua dentro del volumen considerado se han mantenido en valores ligeramente superiores al valor de capacidad de campo en casi todas las pruebas. En el caso de un emisor aislado, los coeficientes de uniformidad antes de iniciarse el riego se encuentran en torno al 90 % y disminuyen hasta un 70 % durante los periodos en que se riega.

La disminución de la uniformidad del contenido de agua del suelo en los periodos de riego en relación a los periodos de redistribución fue comentada por Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001). Estos autores apuntan como causa el incremento en el valor del contenido de agua en la zona más cercana al charco superficial que se forma bajo el emisor.

En las pruebas con una línea de emisores los valores del CUC han sido incluso superiores, debido a que la zona más alejada al emisor ha habido un aporte de agua de los emisores adyacentes.

En cuanto a los valores de los coeficientes de uniformidad alcanzados son parecidos a los que obtuvieron Ould Mohamed El-Hafedh *et al.* (2001). En lo que se refiere al contenido medio de agua dentro del volumen de referencia, tanto en los resultados de estos autores como en los que se presentan en esta tesis, fueron ligeramente superiores a su valor de capacidad de campo.

#### **4.2.- Referentes a las soluciones analíticas**

En este apartado se presenta la comparación de los resultados de distintas soluciones analíticas para determinar la extensión máxima del charco formado bajo los emisores y la distribución de agua en el suelo con medidas experimentales.

##### **4.2.1.-Determinación de la extensión del charco formado bajo los emisores**

En los apartados que siguen se distinguen dos tipos de pruebas: (a) las que los charcos adyacentes formados bajo la línea de emisores no se solaparon entre ellos, y por tanto se comportaron como emisores aislados y (b) las pruebas en que los charcos se solaparon formando una franja húmeda de suelo en superficie.

#### 4.2.1.1.- Determinación del radio saturado último ( $r_0$ ) en las pruebas con emisores aislados

En la tabla 4-5 se comparan los valores del radio saturado último ( $r_0$ ) obtenidos experimentalmente en los distintos emplazamientos con los resultados de los distintos modelos.

En los tres emplazamientos los resultados siguieron una misma línea general, por ello se comentan conjuntamente.

En general las soluciones analíticas estimaron el radio último por defecto. Las soluciones que más subestimaron  $r_0$  fueron la de Raats (1971) y la de Philip (1985) modificada por Revol (1994); y en menor medida la de Wooding (1968) y Warrick y Lomen (1976), por el orden en que se indican.

La excepción se da para el caudal de 25 l/h, donde el radio estimado con las soluciones analíticas de Wooding (1968) y Warrick y Lomen (1976) sobrevaloran el valor del radio último. Esta observación debe matizarse, pues el ensayo con el emisor de 25 l/h no duró más de una hora. Podría darse el caso, tal y como se sugiere en el comentario de la figura 4-35, que su valor continuara aumentando en caso de continuar el riego.

**Tabla 4-5: Comparación de las medidas del radio saturado último,  $r_0$  (cm) con los resultados de los distintos modelos.**

<b>Mas Badia</b>						
<b>Caudal (l/h)</b>	<b>Radio Máximo teórico</b>	<b>Wooding</b>	<b>Warrick y Lomen</b>	<b>Raats</b>	<b>Philip + Revol, con a/b =1</b>	<b>Observado</b>
2	20.6	7.1	8.7	4.2	4.8	24.7 (3.1)
4	29.1	12.9	15.5	7.7	9.2	29.2 (2.2)
8.5	42.5	23.5	27.8	14.5	17.8	42.1 (4.2)
25	72.8	50.4	58.5	44.2	42.2	50.1 (6.2)
<b>Monells 1</b>						
2	34.8	4.7	4.8	2.4	2.4	20 (2.1)
4	49.3	9.2	9.4	4.7	4.8	24 (4.2)
8.5	71.8	18.9	19.3	9.4	10.1	35.5 (3.0)
25	123.2	49.8	50.5	24.7	28.5	38.5 (7.2)
<b>Monells 2</b>						
2	24.2	6.4	8.0	3.9	4.2	17.9 (1.3)
4	34.2	12.0	14.8	7.2	8.2	20.1 (2.2)
8.5	49.8	23.0	27.6	13.7	16.6	24.5 (3.0)
25	85.5	53.0	61.7	35.2	41.7	35.5 (6.1)

() El número que figura entre paréntesis representa la desviación standard en el valor del radio saturado último observado.

Dada la similitud en los resultados obtenidos con las soluciones de Wooding (1968) y de Warrick y Lomen (1976) por un lado y de Raats (1971) y Philip (1984) modificada por Revol (1994) por el otro, se discuten estas soluciones dos a dos.

#### **- Wooding (1968) vs. Warrick, y Lomen (1976)**

La similitud del valor de  $r_0$  estimado con las soluciones de Wooding (1968) y de Warrick y Lomen (1976) fue comentado por Warrick (1985), que lo justificó en base a que la solución de Wooding (1968) se



obtiene imponiendo una condición de contorno de potencial igual a cero, lo que genera valores de flujo constantes a lo largo de la zona encharcada. Debe recordarse que la solución de Warrick y Lomen (1976) se obtiene imponiendo una condición de flujo constante a lo largo de esta zona.

Las comparaciones de resultados experimentales con los obtenidos a partir de la ecuación de Wooding (1968) encontradas en bibliografía resultan contradictorias entre ellas. Revol *et al.* (1996) apuntan que la ecuación de Wooding sobreestima de forma importante el valor de  $r_0$ , especialmente cuando los caudales de emisión son importantes. Lo que se contradice con los resultados presentados en el presente trabajo, donde la ecuación de Wooding sólo ha funcionado adecuadamente para caudales de emisión elevados; pronosticando valores de  $r_0$  muy inferiores a los observados para caudales de emisión bajos. Por otro lado Gupta *et al.* (1995) y Clothier *et al.* (1985) llegan conclusión que la ecuación de Wooding predice razonablemente bien los valores de  $r_0$  experimentales.

En lo que respecta a la solución de Warrick y Lomen (1976), en la bibliografía no se han encontrado comparaciones de sus resultados con observaciones experimentales.

#### **- Raats (1971) vs. Philip (1984) modificada por Revol (1994)**

Las soluciones de Raats (1971) y de Philip (1984) modificada por Revol (1994), aplican distintas condiciones de contorno. En la primera se impone que el agua se infiltra en el suelo por un punto, mientras que en la segunda una entrada de agua a través de una cavidad esferoideal. En este caso se impuso que la esferoide tuviese una relación entre profundidad y radio  $b/a = 1$ . Las dos soluciones dan resultados muy inferiores a los radios observados, lo cual es causa de las condiciones de contorno impuestas. Experimentalmente se observó que la infiltración de agua en el suelo no se da partir de un solo punto, como asume el modelo de Raats (1971), sino a partir de un charco con una extensión mucho mayor. El modelo de Philip (1984) modificado por Revol (1994) supone que en el suelo bajo el emisor se forma una cavidad en forma de esferoide, donde el contenido de agua alcanza el valor de saturación y a partir de esta cavidad el agua se redistribuye en el perfil del suelo. Las observaciones del contenido de agua en el suelo, realizadas durante las experiencias, mostraron que aún después de formarse un charco de dimensiones importantes en superficie el contenido en el suelo no alcanzó el valor de saturación. Por lo tanto la entrada de agua procedente del emisor no se daría a partir de una cavidad en el suelo sino a partir del mismo charco formado en superficie que se extendería a través de una superficie mucho más extensa que no la de la cavidad supuesta en este modelo.

La discrepancia entre las soluciones analíticas para estimar  $r_0$  y las observaciones realizadas en los ensayos cuestionan la aplicación práctica de estas soluciones. Philip (1992) se cuestionó sobre la consistencia matemática de las soluciones casi lineales con entrada puntual de agua, como sería el caso de la solución de Raats (1971). Sus resultados apuntaron que el análisis casi lineal es correcto cuando se cumple la condición indicada en la ecuación [1.44]. La comprobación de la condición [1.44] para los 4 caudales de emisión fue satisfactoria, por lo que esto no se explicaría el mal ajuste de la ecuación de Raats (1971).

Uno de los motivos que se apunta para explicar la infravaloración de la extensión del charco al aplicar los modelos analíticos es el efecto de la histéresis, que provocaría que en la fase de humedecimiento del suelo quedase aire recluso en la matriz del suelo impidiendo que los poros se llenaran completamente de agua y produciéndose una mayor extensión de la zona humedecida en superficie. Otra de las causas que

podrían incidir, es la formación de un sello por efecto de la fragmentación de los agregados. Lo cual dejaría una lámina formada por partículas finas en superficie, que se caracteriza por tener una baja capacidad de infiltración.

**- El radio máximo teórico ( $r_{max}$ )**

Jury y Earl (1977) compararon los resultados observados con el radio máximo calculado a partir de la ecuación [1.55] y se dieron cuenta que el radio observado fue incluso superior al máximo teórico. Para argumentar esta discrepancia los autores apuntaron diversas posibles causas: La aparición del fenómeno de sellado, la presencia de un horizonte con una baja conductividad hidráulica a poca profundidad o la modificación del valor de  $K_s$  por el embozamiento progresivo de los poros en los sucesivos riegos. Revol (1996) observó que el radio observado fue siempre inferior al máximo teórico, coincidiendo con lo que sucedió en Monells 1 y Monells 2, resultados presentados en la tabla 4-5.

**4.2.1.2.- Determinación de la semi-anchura de la franja saturada última,  $x_0$  (cm)**

En la tabla 4-6 se indican los valores experimentales y modelados de  $x_0$  correspondientes a cada uno de los suelos.

En general puede decirse que la solución de Youngs (1985) es la que mejor predice el valor de  $x_0$ . Por su lado la solución de Warrick (1985) estima este parámetro por exceso en todos los casos, aunque su valor es siempre inferior al teórico máximo calculado a partir de la ecuación [1.56].

Debe señalarse que para aplicar la solución de Youngs et al (1999), debe conocerse el valor del potencial de presión en el límite del frente de humedad ( $h_f$ ), que en los 3 casos se consideró de -100 cm. Este valor, difícil de determinar exactamente se escogió a partir de la distribución potencial de presión determinados con el modelo numérico SIMDAS.

**Tabla 4-6: Comparación de las medidas de la semianchura de la franja saturada última,  $x_0$  (cm) con los resultados de los distintos modelos.**

<b>Caudal (l/h/cm)</b>	<b><math>X_0</math> teórica máxima</b>	<b>Warrick (1985)</b>	<b>Youngs <i>et al.</i> (1999)</b>	<b>Observación</b>
0.25	83.3	69.0	42	55 (6)
0.25	192.3	121.4	111.4	65.7 (4. 3)
0.25	114.7	91.6	60	52 (15)

( ) El número que figura entre paréntesis representa la desviación standard en el valor de la semianchura de la franja saturada última.  $x_0$  del radio saturado último observado.

Prácticamente no se han encontrado trabajos publicados en los que se comparen los resultados de estas soluciones con datos experimentales. Probablemente porque las soluciones analíticas se utilizan básicamente con fines de diseño y para ello se parte de los resultados de un emisor aislado y

posteriormente se fija la separación que debe haber entre los emisores en función de si se desea obtener un solapamiento entre la zona saturada de los emisores adyacentes (Keller y Bliesner, 1990). Bresler (1978) desarrolla uno de los métodos de diseño agronómico más citados en la bibliografía; en su trabajo se establece un procedimiento que permite fijar la separación entre emisores a partir de aplicar la solución de Wooding (1968). Aunque el mismo autor destaca que es preferible utilizar modelos numéricos a soluciones analíticas; y en caso de utilizar soluciones analíticas son preferibles aquellas que contemplan una entrada de agua en el suelo a través de un charco.

Entre los pocos trabajos en que se comparan los resultados de las soluciones analíticas con observaciones experimentales está el de Youngs *et al.* (1999), en el que comparan las soluciones de su modelo con observaciones experimentales en 2 tipos de suelos arenosos, uno formado por arena fina y otro por arena gruesa. En el caso del suelo con arena fina la solución de Youngs (1999) tiende a sobrevalorar la extensión  $x_0$ , mientras que para el suelo con arena gruesa tiende a infravalorar este parámetro. Respecto al modelo de Warrick (1985) no se han encontrado trabajos que comparen sus resultados con observaciones experimentales ni con otros modelos analíticos o numéricos.

A diferencia de lo que sucedía en las soluciones desarrolladas para el caso del emisor aislado, aquí los modelos analíticos, especialmente el de Warrick (1985), han dado un valor de  $x_0$  superior al observado. Con lo que, en este caso particular, si se utilizara este modelo con fines de diseño podrían dar como resultado un sistema infra-dimensionado, a diferencia de lo que sucedía en el caso de considerar un emisor aislado.

#### **4.2.2.-Determinación de la distribución de agua en el suelo**

##### **4.2.2.1.- Verificación de la hipótesis de régimen estacionario**

Como era de esperar los valores del contenido de agua en los distintos puntos de medida fueron variables durante el tiempo en que transcurrieron las pruebas. En estas condiciones la hipótesis de régimen estacionario no pudo ser asumida y se optó por aplicar la solución en régimen transitorio de Warrick (1974).

##### **4.2.2.2.-Comprobación de la hipótesis adoptada en la solución en régimen transitorio**

Dado que la hipótesis que adopta la solución de Warrick (1974) de que  $k = dK/d\theta$  se mantiene constante podría resultar poco realista, se ajustó una recta de regresión entre los valores de  $K$  y  $\theta$  para comprobar el grado de cumplimiento de la hipótesis. En dicha comprobación se asumió que el perfil del suelo era homogéneo y se consideraron las propiedades hidráulicas del horizonte superficial según el modelo de van Genuchten-Mualem, que figuran en la tabla 3-15, en el capítulo de metodología.

En la figura 4-34 se representa la relación entre  $\theta$ - $K$  y la recta ajustada a los pares de valores. Se destaca que el ajuste de una ecuación lineal se aproxima al comportamiento hidráulico del suelo. La hipótesis de que  $k = dK/d\theta$  es constante podría ser fácilmente asumida en este caso. De acuerdo a la recta ajustada al aplicar la solución analítica se tomó  $k = 35.5$  cm /día.

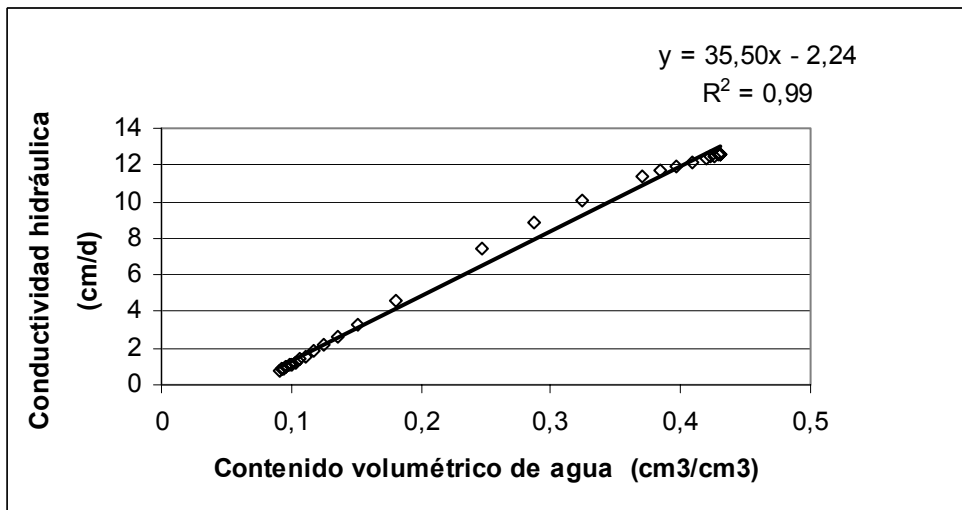


Figura 4-34: Recta de regresión ajustada a los pares de valores de contenido de agua ( $\theta$ ) y conductividad hidráulica ( $K$ ).

#### 4.2.2.3.- Incidencias acontecidas en la aplicación de la solución analítica

Debe indicarse que no pudo hallarse la solución en el caso del emisor de 25 l/h. La razón de ello fue que cuando se aplicó el teorema general establecido por Philip (1971) para calcular el flujo de potencial matricial con emisor en superficie ( $\theta_{3s}$ ) a partir del flujo de potencial matricial con emisor enterrado ( $\theta_{3B}$ ), ecuación [1.61], se obtuvieron valores negativos, con lo cual no pudo hallarse el valor del potencial de presión ( $h$ ) aplicando la ecuación [1.64]. Esta limitación adicional al aplicar el teorema de Philip (1971) conjuntamente con la solución de Warrick (1974) no era previsible a priori.

#### 4.2.2.4.-Comparación de los resultados de las simulaciones con observaciones experimentales

En la tabla 4-7 se indican los estadísticos que se obtuvieron en la comparación de los contenidos de agua determinados experimentalmente con los determinados con la solución de Warrick (1974).

Tabla 4-7: Estadísticos de comparación entre los contenidos de agua observados y simulados en con la solución analítica de Warrick (1974).

Caudal del emisor (l/h)	Volumen aplicado (l)	RMSE (cm³/cm³)	R²	P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>
2	25	0.082	0.532	0.027	0.000
4	25	0.050	0.726	0.005	0.000
8.5	25	0.052	0.534	0.133*	0.000

P<sub>0</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P<sub>1</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

\*: diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación  $\alpha = 0.05$

A juzgar por los valores de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), indicados en la tabla 4-7, las diferencias entre valores simulados y observados estuvieron comprendidas entre 0.05 y 0.08 cm³/cm³, lo

que representa una diferencia bastante importante. Por su lado el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) se situó entre 0.5 y 0.7, siendo en la mayoría de las ocasiones significativo con un nivel de significación del 5 %. A juzgar por los valores de los estadísticos de comparación puede afirmarse que la solución de Warrick (1974) proporcionó una estimación de la distribución de agua en el suelo, con errores importantes en los valores de contenido de agua calculados.

La gran diferencia entre valores simulados y observados puede explicarse por diversas razones, una de ellas es que en la solución aplicada, ecuación [1.59], asume que el suelo es homogéneo, y por lo tanto no se tiene en cuenta el efecto de barrera debido a las discontinuidades textuales del perfil. Aunque para calcular el contenido de agua a partir del valor de potencial ( $h$ ) se consideran las curvas de retención correspondientes a cada uno de los horizontes. Esta es sin duda una de las limitaciones que tiene la solución de Warrick a la hora de poder ser aplicada, ya que la mayor parte de suelos presentan horizontes. Or y Coelho (1996) evaluaron las predicciones de la solución de Warrick (1974) comparándolas con observaciones experimentales. Sus resultados mostraron la bondad de las predicciones puesto que los coeficientes de determinación ( $R^2$ ), resultado de correlacionar linealmente los valores observados y simulados, se situaron en torno a 0.9, con un error máximo en la predicción del contenido de humedad de  $0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Estos resultados contrastan con los que se obtuvieron en la presente tesis, indicados en la tabla 4-7, donde como puede observarse las predicciones de la solución de Warrick (1974) fueron bastante peores. Probablemente una de las principales causas que explicarían la diferencia en la bondad de las predicciones entre los dos trabajos sería las condiciones bajo las cuales se realizaron los ensayos. Mientras en el presente las experiencias se realizaron en un suelo agrícola que presenta distintos horizontes edafológicos, las pruebas de validación realizadas por Or y Coelho (1996) tuvieron lugar en contenedores de tierra, donde previsiblemente el suelo sería homogéneo. En este sentido los resultados presentados en la presente tesis alertan de la precaución que debe tenerse al aplicar la solución de Warrick (1974) a suelos que presenten horizontes.

### **4.3.-Referentes a la modelación numérica con los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D**

#### **4.3.1.-Simulación numérica de la formación del charco en superficie en el modelo SIMDAS**

Igual que en la comparación de los resultados experimentales con las soluciones analíticas, aquí se han distinguido dos casos en función de si hay o no solapamiento de los charcos formados en la superficie del suelo.

##### **a- Dimensión del charco en las pruebas en que no hubo solapamiento**

La evolución el radio del charco ( $\rho(t)$ ) en el tiempo sólo se midió en las pruebas realizadas en Monells 1 y se indica en la figura 4-35, donde se observa un aumento muy rápido de este parámetro en los primeros estadios del riego hasta alcanzar un valor máximo al aumentar el tiempo transcurrido. En los ensayos realizados con emisores de 2 y 4 l/h el tiempo de riego fue suficientemente largo para que el radio alcanzara un valor estacionario ( $r_0$ ), en cambio en las pruebas con emisores de 8.5 y 25 l/h parece que si se hubiera aumentado el tiempo de riego su extensión hubiera sido aun mayor.

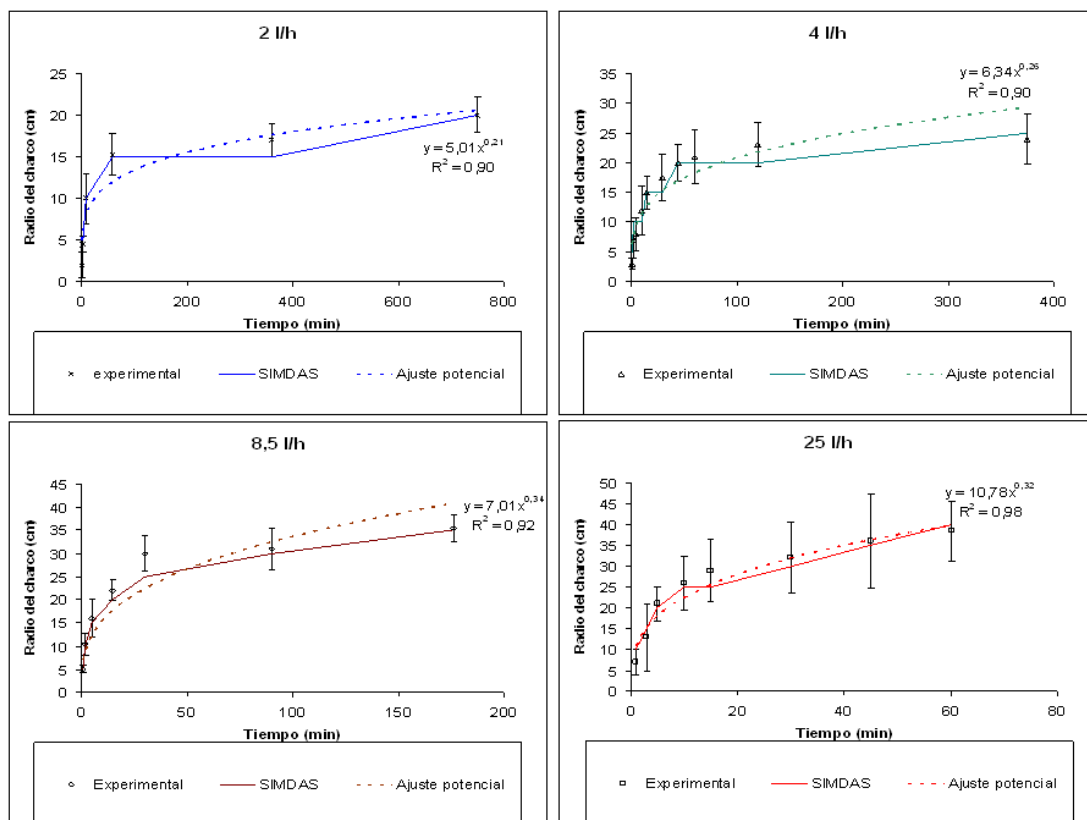
En la figura 4-35 también se presentan los resultados del algoritmo implementado en el modelo SIMDAS (líneas en color continuas) en relación a las medidas experimentales (puntos discontinuos).

A las medidas experimentales se ajustó una ecuación potencial del tipo:

$$\rho(t) = a t^b \quad [4.1]$$

y se obtuvieron valores del coeficiente de determinación ( $R^2$ ) superiores a 0.9. El valor del exponente del tiempo,  $b$  varió entre 0.21 y 0.34; mientras el coeficiente  $a$  varió entre 5.01 y 10.78, aumentando a medida que aumentaba el caudal del emisor. La desviación standard de las medidas experimentales de  $\rho(t)$ , indicadas en el gráfico, aumentó al aumentar el caudal de emisión. Lo cual refleja que para caudales elevados el charco presenta menor simetría y es fácil que se produzca cierta escorrentía superficial.

Los valores de  $a$  y  $b$  en la ecuación [4.1] correspondientes a las pruebas con emisores de 2 y 4 l/h (Figura 4-35) son similares a los que observaron Li *et al.* (2003) en experiencias en laboratorio donde estos coeficientes fueron de  $a = 6.0$  y  $b = 0.25$ . La relación de  $b \sim 1/4$  no parece casual, ya que también fue encontrada previamente por Ababou (1981), citado en Revol (1994).



**Figura 4-35: Evolución del radio saturado con distintos caudales de emisión en Monells 1.**

#### - Radio saturado último ( $r_0$ )

En la tabla 4-8 se comparan los valores del radio saturado último ( $r_0$ ) obtenidos experimentalmente en los distintos emplazamientos con los resultados del modelo SIMDAS. De acuerdo a los resultados el radio estimado a partir del modelo SIMDAS es similar al observado en las experiencias.

**Tabla 4-8: Comparación de las medidas del radio saturado último,  $r_0$  (cm) observado con los resultados del modelo SIMDAS y con el radio máximo teórico.**

<b>La Tallada</b>				
<b>Caudal (l/h)</b>	2	4	8.5	25
<b>SIMDAS</b>	30	35	40	45
<b>Observado</b>	24.7 (3.1)	29.2 (2.2)	42.1 (4.2)	50.1 (6.2)
<b>Radio Máximo teórico</b>	20.6	29.1	42.5	72.8
<b>Monells 1</b>				
<b>Caudal (l/h)</b>	2	4	8.5	25
<b>SIMDAS</b>	20	25	35	40
<b>Observado</b>	20 (2.1)	24 (4.2)	35.3 (3.0)	38.5 (7.2)
<b>Radio Máximo teórico</b>	34.8	49.3	71.8	123.2
<b>Monells 2</b>				
<b>Caudal (l/h)</b>	2	4	8.5	25
<b>SIMDAS</b>	20	25	30	30
<b>Observado</b>	17.9 (1.3)	20.1 (2.2)	24.5 (3.0)	35.5 (6.1)
<b>Radio Máximo teórico</b>	24.2	34.2	49.8	85.5

() El número que figura entre paréntesis representa la desviación standard en el valor del radio saturado último observado.

**b- Resultados en el caso de solapamiento los charcos formados en superficie**

En la tabla 4-9 se indican los valores experimentales y modelados de  $x_0$  correspondientes a cada uno de los suelos. En general puede decirse que el modelo numérico SIMDAS da una estimación aceptable de la extensión de esta zona especialmente teniendo en cuenta la desviación que presentan los valores experimentales.

**Tabla 4-9: Comparación de las medidas de la semianchura de la franja saturada última,  $x_0$  (cm) con los resultados del modelo SIMDAS y con el máximo teórico.**

<b>Localización</b>	<b>Caudal (l/h/cm)</b>	<b><math>X_0</math> teórica máxima</b>	<b>SIMDAS</b>	<b>Observación</b>
<b>La Tallada</b>	0.25	83.3	45	55 (6)
<b>Monells 1</b>	0.25	192.3	70	65.7 (4.3)
<b>Monells 2</b>	0.25	114.7	45	52 (15)

() El número que figura entre paréntesis representa la desviación standard en el valor de la semianchura de la franja saturada última.  $x_0$  del radio saturado último observado.

#### **4.3.1.1.- La importancia del sellado en la dimensión del charco y su consideración en el modelo SIMDAS**

Una de las razones por las cuales el modelo numérico SIMDAS proporcionó una mejor estimación de  $r_0$  y de  $x_0$  que las soluciones analíticas es que este puede tener en cuenta el efecto del sello superficial. En efecto, ir recalculando la extensión del charco en las sucesivas iteraciones que realiza el modelo se aplicó la relación [3.24]:  $\theta_{fs} = fs \theta_s$ , en la cual el factor de saturación ( $fs$ ) se tomo de 0.85, 0.95 y 1.0 en las modelaciones correspondientes a Monells 1, La Tallada y Monells 2 respectivamente. La decisión de tomar un  $fs$  distinto a 1 en La Tallada no se justifica por una observación experimental sino por que al aplicar este factor se mejoran las predicciones del modelo. Probablemente, tal y como se justifica seguidamente, este coeficiente ( $fs$ ) contemple en cierta manera el efecto del sellado que se observó en las pruebas realizadas en La Tallada. Efectivamente, este suelo de textura franca, con contenidos de arcilla relativamente bajos (11 %), y con partes iguales de arena y limo presenta agregados poco estables al efecto del humedecimiento.

En los ensayos realizados en La Tallada se observó que los agregados se deshacían formando un sello en superficie.

Valentin y Breson (1992) analizan el proceso de sellado y encostrado en suelos con una composición granulométrica similar y en función de sus causas clasifican distintos tipos de encostrado. De acuerdo la clasificación de Valentin y Breson (1992), en La Tallada se distinguieron distintos tipos de sellado. En la figura 4-36 pueden apreciarse en función de su localización alrededor del punto de emisión. Seguidamente se comentan los tipos de sellado y en que zona del suelo se observaron.

##### **- Sellado por hidratación**

Causado por el aire recluso en los agregados, que se libera al humedecer los agregados, generando compresiones que provocan que estos se deshagan. Las partículas mas finas forman una capa de aspecto brillante y con una capacidad de infiltración menor a la del suelo original. Al secarse esta capa forma una costra que se agrieta por efecto de la retracción. Valentin y Breson (1992) indican que el sellado por hidratación es una clase particular del sellado estructural, pues no hay evidencia de movimiento lateral de material. En la figura 4-36 este tipo de sellado se aprecia en la zona mas cercana al charco, donde el suelo es humedecido por capilaridad.

##### **- Sellado por Erosión**

Se da en la zona situada bajo el emisor, donde el suelo recibe el impacto de de las gotas. Valentin y Breson (1992) comentan al respecto de este tipo de costra, que el impacto de las gotas provoca una separación de las partículas gruesas que quedarían en superficie, tal y como puede apreciarse en la figura 4-36.

##### **- Sellado por Deposición**

Entre la zona central que presenta sellado por erosión y la zona fuera de la cavidad que presenta sellado por hidratación se encuentra una zona intermedia de sellado por deposición, situada en la parte de cavidad donde no recibe el impacto de las gotas de agua y se forma por una sedimentación de las partículas que durante el riego estaban en suspensión.

La formación de un tipo u otro de sello provocó en los ensayos realizados en La Tallada un aumento de la extensión de la zona saturada en superficie por encima de los que sería de esperar en un suelo de su



textura. Efectivamente, a igualdad de caudal el valor de  $r_0$  máximo observado superó el observado en Monells 1 y 2. Además es el único emplazamiento en el cual el radio máximo teórico ( $r_0$ ) fue inferior al radio observado (tabla 4-8), lo que daría fuerza a la hipótesis de que el efecto del sellado modificó el valor de  $K_s$  a lo largo de las pruebas, incrementando el radio del charco. El sellado también podría ser la causa de que en determinadas ocasiones, cuando se aplicó el método del gotero en La Tallada se obtuvieran valores negativos en la estimación de este parámetro, tal y como se describe en el apartado 3.1.4.2 correspondiente a metodología.



**Figura 4-36: Estado del suelo horas después de regar en los ensayos realizados en La Tallada.**

Lafolie *et al.* (1989-b) para incorporar el efecto del sellado en su modelo numérico aplicaron un coeficiente que llamaron “factor de sellado” y que actuaba reduciendo el valor de  $K_s$  en un 80 % en los 2 cm superficiales del suelo. Los autores indican que la incorporación de este coeficiente produjo en el modelo un aumento en el valor del radio de la zona saturada en superficie ( $r_0$ ), de manera que su valor se aproximará los valores observados.

Durante el transcurso de las pruebas realizadas en Monells 1 y Monells 2 no se observó la formación del sello durante el periodo de riego, ni tampoco la formación de una costra, al secarse al suelo. Por otro lado, ni el  $r_0$  último observado ni el  $r_0$  resultado del modelo numérico no excede el valor máximo teórico de  $r_0$  calculado con la ecuación [1.55].

#### 4.3.1.2.- Análisis de la sensibilidad de la elección del tamaño de malla e intervalo entre iteraciones en las predicciones de la extensión del charco

Para evaluar la sensibilidad que ha tenido la elección del tamaño de malla y el intervalo de tiempo entre iteraciones en el cálculo de la extensión del charco con el modelo SIMDAS, se repitieron las mismas simulaciones variando cada uno de estos parámetros.

##### -Sensibilidad del tamaño de malla

La precisión con la que el modelo numérico estima el valor de  $x_0$  o  $r_0$  depende de la longitud de las diferencias finitas adoptada. En los resultados presentados esta fue de 5 cm, en los dos ejes. Para analizar la sensibilidad del tamaño de malla algunas de las simulaciones se repitieron tomando incrementos de 1 x 1 y 2 x 2 cm. La diferencia en el valor de  $x_0$  o  $r_0$  entre considerar la malla diferente de 5 x 5 cm siempre fue inferior a 5 cm, con lo cual puede decirse que los resultados son coherentes independientemente del tamaño de malla elegido.

##### - Sensibilidad del intervalo iteraciones

Los resultados correspondientes a la estimación de  $x_0$  o  $r_0$  con SIMDAS fueron obtenidos fijando el intervalo de tiempo entre iteraciones en 10 segundos. Para analizar la sensibilidad de este factor se repitieron algunas de las simulaciones tomando intervalos 1 y 2 segundos, lo cual no hizo variar su resultado. En consecuencia puede decirse que el resultado fue independiente del incremento de tiempo entre iteraciones cuando este estuvo comprendido entre 1 y 10 segundos.

#### 4.3.2.- Determinación de la distribución de agua en el suelo con los modelos numéricos

En las tablas 4-10, 4-11 y 4-12 se presentan los estadísticos de comparación entre los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D (H-2D) y de estos con las medidas experimentales.

**Tabla 4-10: Estadísticos de comparación entre resultados simulados con los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D.**

Emplazamiento	Caudal del emisor (l/h) y n° de prueba	Volumen Total aplicado (l)	Momento en el que se tomaron las medidas a partir de finalizar el riego (h)	R <sup>2</sup>	P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>
<b>La Tallada</b>	2 (Prueba 1)	8	24 h	0.879	0.000	0.000
	4 (Prueba 4)	25	24 h	0.987	0.001	0.000
	8.5 (Prueba 6)	16	24 h	0.883	0.004	0.007*
	25 (Prueba 8)	25	24 h	0.924	0.024*	0.000
<b>Monells 1</b>	2	25	6 h	0.984	0.000	0.003
	4	25	6 h	0.758	0.025*	0.032*
	8.5	25	6 h	0.751	0.002	0.001
	25	25	6 h	0.684	0.000	0.001

**Tabla 4-10 (Continuación): Estadísticos de comparación entre resultados simulados con los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D.**

Emplazamiento	Caudal del emisor (l/h) y nº de prueba	Volumen Total aplicado (l)	Momento en el que se tomaron las medidas a partir de finalizar el riego (h)	R <sup>2</sup>	P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>
<b>Monells 2</b>	2	60 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.589	0.024*	0.005
	4	84 l en 7 riegos	Al finalizar los riegos	0.445	0.047*	0.009*
	8.5	68 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.389	0.002	0.004
	25	75 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.634	0.000	0.008*

P<sub>0</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P<sub>1</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

\*: diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación  $\alpha = 0.01$

**Tabla 4-11: Estadísticos de comparación entre resultados observados y simulados con el modelo SIMDAS.**

Emplazamiento	Caudal del emisor y nº de prueba	Volumen Total aplicado (l)	Momento en el que se tomaron las medidas a partir de finalizar el riego (h)	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	R <sup>2</sup>	P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>
<b>La Tallada</b>	2 (Prueba 1)	8	24 h	0.023	0.681	0.004	0.000
	4 (Prueba 4)	25	24 h	0.033	0.542	0.021*	0.007*
	8.5 (Prueba 6)	16	24 h	0.015	0.783	0.002	0.002
	25 (Prueba 8)	25	24 h	0.042	0.245	0.000	0.000
<b>Monells 1</b>	2	25	6 h	0.021	0.917	0.003	0.024*
	4	25	6 h	0.010	0.581	0.004	0.000
	8.5	25	6 h	0.024	0.654	0.001	0.009*
	25	25	6 h	0.027	0.212	0.003	0.014*

**Tabla 4-11 (continuación): Estadísticos de comparación entre resultados observados y simulados con el modelo SIMDAS.**

Emplazamiento	Caudal del emisor y nº de prueba	Volumen Total aplicado (l)	Momento en el que se tomaron las medidas a partir de finalizar el riego (h)	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	R <sup>2</sup>	P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>
<b>Monells 2</b>	2	60 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.051	0.381	0.024*	0.018*
	4	84 l en 7 riegos	Al finalizar los riegos	0.023	0.236	0.005	0.014*
	8.5	68 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.048	0.352	0.002	0.021*
	25	75 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.045	0.541	0.021*	0.031*

P<sub>0</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P<sub>1</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

\*: diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación  $\alpha = 0.01$ .

**Tabla 4-12: Estadísticos de comparación entre resultados observados y simulados con el modelo HYDRUS-2D.**

Emplazamiento	Caudal del emisor y n° de prueba	Volumen Total aplicado (l)	Momento en el que se tomaron las medidas a partir de finalizar el riego (h)	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	R <sup>2</sup>	P <sub>0</sub>	P <sub>1</sub>
<b>La Tallada</b>	2 (Prueba 1)	8	24 h	0.025	0.487	0.000	0.004
	4 (Prueba 4)	25	24 h	0.028	0.654	0.000	0.000
	8.5 (Prueba 6)	16	24 h	0.009	0.478	0.007	0.014*
	25 (Prueba 8)	25	24 h	0.036	0.214	0.041*	0.000
<b>Monells 1</b>	2	25	6 h	0.033	0.568	0.000	0.001
	4	25	6 h	0.021	0.458	0.004	0.050*
	8.5	25	6 h	0.032	0.369	0.021*	0.120*
	25	25	6 h	0.040	0.687	0.003	0.021*
<b>Monells 2</b>	2	60 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.041	0.478	0.015*	0.007
	4	84 l en 7 riegos	Al finalizar los riegos	0.037	0.484	0.025*	0.000
	8.5	68 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.028	0.652	0.000	0.000
	25	75 l en 3 riegos	Al finalizar los riegos	0.025	0.314	0.037*	0.004

P<sub>0</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P<sub>1</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

\*: diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación  $\alpha = 0.01$

La comparación de los contenidos de agua calculados con los dos modelos es ligeramente distinta, los coeficientes de determinación (R<sup>2</sup>) estuvieron en torno a 0.9 en las simulaciones correspondientes a La Tallada, en torno a 0.8 en Monells 1 y en torno a 0.5 en Monells 2 (Tabla 4-10). En gran parte estas diferencias son atribuibles a las diferentes condiciones de contorno aplicadas. El modelo SMDAS aplica la condición de contorno dinámica para contemplar la evolución del charco de agua formado en superficie, que ha dado buenos resultados en la predicción del contenido de agua en el suelo poco tiempo después de finalizar el riego. En las tablas 4-11 y 4-12 se comparan los resultados de los dos modelos con datos experimentales y se observa que en las pruebas realizadas en Monells 1, donde se realizaron las medidas del contenido de agua en el suelo 6 h después de aplicar un volumen de 25 l, los resultados que

se obtuvieron con SIMDAS fueron mejores que los de HYDRUS-2D (H-2D), donde la condición de contorno que define la extensión de la zona de infiltración se mantuvo constante.

Por otro lado las simulaciones que afectan largos periodos de tiempo como las realizadas en Monells 2, donde se dan diversas etapas de riego y de redistribución, y el flujo de agua debido a la evaporación adquiere importancia, las simulaciones realizadas con HYDRUS-2D han mostrado resultados más próximos a los observados que no el modelo SIMDAS (tablas 4-11 y 4-12). En este caso el valor del RMSE en las simulaciones realizadas con H-2D estuvo en torno a  $0.03 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , mientras que en el caso de SIMDAS estuvo en torno a 0.04. Probablemente estas diferencias han sido debidas a los distintos métodos utilizados para contemplar la evaporación. Además también ha podido tener influencia la condición de contorno impuesta en la parte inferior del dominio de flujo. En SIMDAS esta condición fue de ausencia de flujo, mientras que en H-2D se impuso un gradiente de potencial de presión unitario.

En las simulaciones correspondientes a La Tallada donde las medidas se realizaron 24 h después de finalizar el riego los resultados de los dos modelos fueron sensiblemente parecidos, así lo muestra la regresión lineal realizada con los valores simulados con los dos modelos, donde el coeficiente de determinación estuvo en torno a 0.9. Estas diferencias entre los dos modelos habrían sido mayores si se compararan sus resultados poco tiempo después de finalizar el riego, ya que la condición que afecta la zona de entrada de agua durante el riego fue distinta. Sin embargo, transcurridas 24 h después de finalizar el riego, el efecto de la redistribución disminuye las diferencias entre los dos modelos.

#### **4.3.2.1.- Evolución del contenido de agua en el tiempo tras sucesivos riegos**

En este apartado se muestra la evolución del contenido de agua en el suelo a 20 y 50 cm de profundidad y 20 cm de distancia horizontal al emisor. Los resultados de los modelos H-2D y SIMDAS se comparan gráficamente con las medidas experimentales. Las medidas corresponden a la prueba nº 2 realizada en Monells 2 en la cual se dieron una serie de riegos con un caudal de 4 l/h seguidos de periodos de redistribución. La dinámica de los contenidos de agua a lo largo del período de riego sigue una tendencia similar cuando se comparan el contenido de agua calculado con H-2D y observado, tal y como se indica en la figura 4-37.

En la figura 4-38 se han representado los valores de contenido de agua a 20 y 50 cm de profundidad correspondientes a las simulaciones con SIMDAS y a los valores observados. La evolución que siguen los contenidos de agua observados y simulados es similar, aunque se observa que en los periodos de redistribución los contenidos de agua simulados correspondientes a 20 cm de profundidad disminuyen de forma más brusca que los contenidos observados. Esto podría ser explicado porque el método para estimar la evaporación del suelo en el modelo SIMDAS sobreestima el flujo de agua evaporada. En el siguiente apartado se analiza el efecto de la evaporación en los dos modelos.

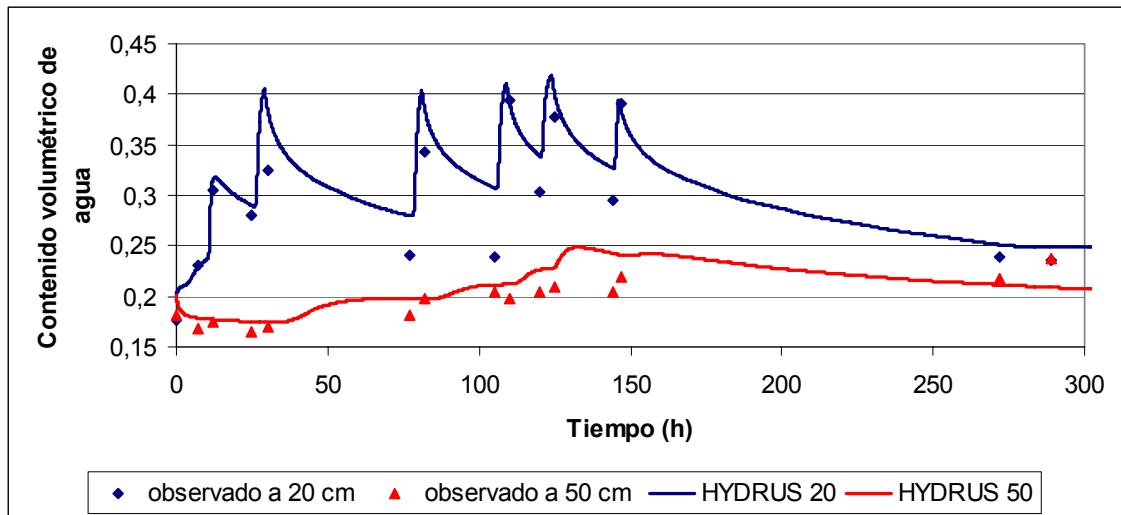


Figura 4-37: Evolución de los contenidos de agua correspondientes a la prueba 2 realizada en Monells 2 a 20 cm del emisor y a 20 y 50 cm de profundidad simulados con HYDRUS-2D y observados.

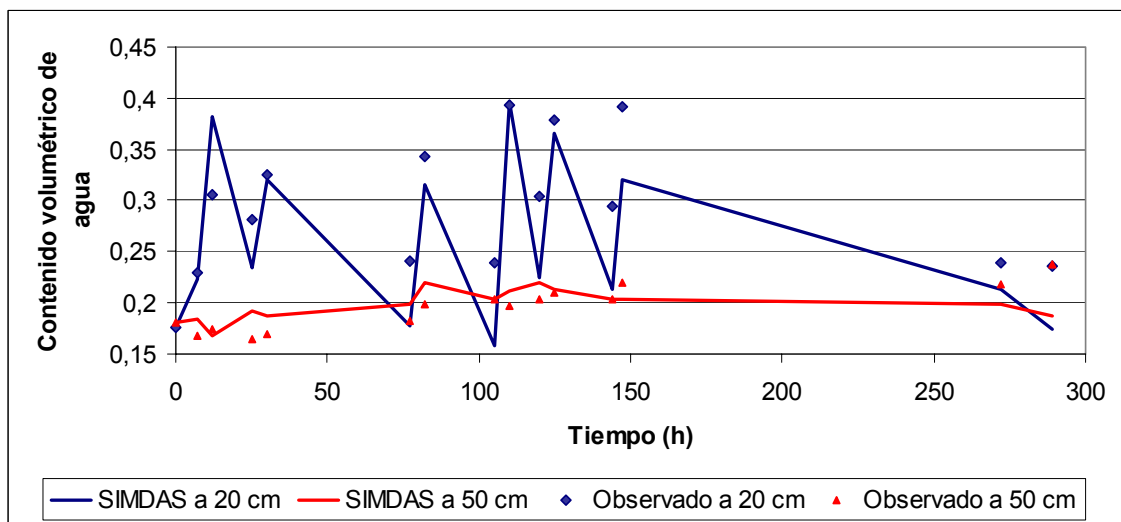


Figura 4-38: Evolución de los contenidos de agua correspondientes a la prueba 2 realizada en Monells 2 a 20 cm del emisor y a 20 y 50 cm de profundidad simulados con SIMDAS y observados.

#### 4.3.3.- Comparación de los modelos para la evaporación en HYDRUS-2D y SIMDAS

Para analizar este aspecto se ha calculado la velocidad de evaporación media a lo largo de toda la superficie del suelo en los dos modelos. Los datos corresponden a las 25 primeras horas de la prueba 2 realizada en Monells 2, en la que se realizan distintos riegos con un emisor de 4 l/h. En la figura 4-39 se representa la evolución del flujo de agua debido a la evaporación a partir de los resultados de H-2D, SIMDAS y el modelo de Ritchie (1972) y se comparan con el valor de la evaporación potencial.

La evaporación potencial se consideró igual al valor de evapotranspiración calculada mediante las ecuaciones de Penman-Monteith, utilizando datos horarios de las estaciones climáticas automatizadas. Aunque evapotranspiración y evaporación son dos conceptos distintos, existe una elevada correlación entre estos dos parámetros. Hess (1996) compara la evaporación en un tanque clase A con la

evapotranspiración calculada con la ecuación de Penman-Monteith y destacan la elevada correlación existente. En la estación climática de La Tallada se dispone de medidas de la evaporación en un tanque evaporimétrico Clase A durante 5 días a la semana. Estos datos se compararon con los valores de evapotranspiración diaria, calculada con la ecuación de Penman-Monteith. Se observó que la evaporación fue superior a la evapotranspiración en un 90 % de los días en que se midió y que el valor de la evapotranspiración acumulada, considerando un periodo de 3 meses, fue un 35 % inferior al valor de la evaporación en el mismo periodo. Por ello al considerar la evaporación potencial igual al valor de la evapotranspiración calculada a partir de las ecuaciones de Penman-Monteith, no supondría una sobreestimación del flujo debido a la evaporación.

En los modelos numéricos, la evaporación en el suelo fue considerada como un flujo independiente para cada nodo o celda situada en superficie. En la figura 4-39 se indica el flujo medio a lo largo de toda la superficie para cada uno de los modelos.

El modelo de Ritchie (1972) considera que transcurrido cierto periodo de tiempo ( $t_c$ ), se inicia una segunda fase en que la evaporación de agua en el suelo es inferior a la evaporación potencial ( $E_p$ ). En estas condiciones la evaporación acumulada ( $E_c$ ) puede calcularse como:

$$E_c = \beta(t - t_c)^{0.5} \quad [4.2]$$

En la que  $\beta$  es una constante y  $t_c$  el periodo de tiempo transcurrido desde el inicio de la segunda fase. A partir de esta ecuación, el flujo de agua entre dos instantes  $t_2$  y  $t_1$  ( $J_{evap}$ ); en la que  $t_2$  y  $t_1 > t_c$  puede calcularse según:

$$J_{evap} = \frac{E_{c2} - E_{c1}}{t_2 - t_1} \quad [4.3]; \quad \text{tomando intervalos de tiempo}$$

horarios se tiene que

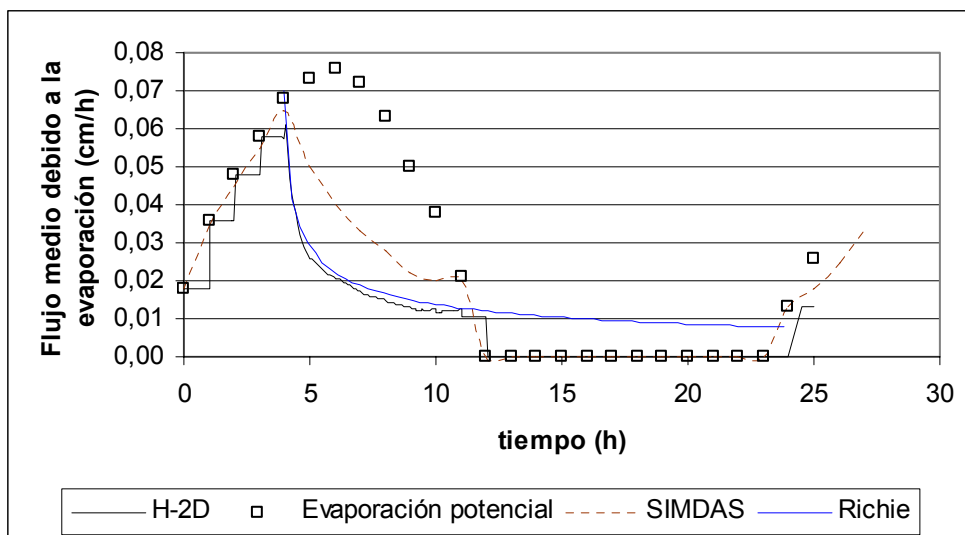
$$J_{evap} = \frac{\beta t^{0.5} - \beta(t-1)^{0.5}}{t - (t-1)} \quad [4.4]$$

En la que  $J_{evap}$  es el flujo de agua evaporado en una hora (cm/h) y  $t$  el tiempo transcurrido desde el inicio de la fase 2 expresado en h. En el caso representado en la figura 4-39 se tomo  $\beta$  coincidiendo con el valor de la evaporación potencial ( $E_p$ ) a las 5 h de iniciarse la prueba  $0.07 \text{ cm/h}^{0.5}$ , este valor decrecería a razón de:

$$J_{evap} = E_p \frac{t^{0.5} - (t-1)^{0.5}}{t - (t-1)} \quad [4.5]$$

La representación de esta ecuación genera una curva prácticamente idéntica a la que se observa al representar el flujo medio en superficie en relación al tiempo en el modelo H-2D, al menos hasta 12 h después del inicio de la experiencia donde el flujo cae hasta 0 debido a que la demanda de evaporación potencial es nula. La curva proporcionada por la ecuación [4.5], indicada en azul en la figura 4-39 recuerda enormemente la ecuación de infiltración. Debido a este parecido algunos autores (e.g. Giráldez *et al.*, 1999) hablan de función de exfiltración de agua en el suelo.





**Figura 4-39: Evolución del flujo de evaporación medio en la superficie del suelo calculada a partir de los resultados de H-2D, SIMDAS y el modelo de Ritchie (1972). Comparación con la evaporación potencial.**

En la mayor parte del tiempo el flujo medio calculado a partir del modelo SIMDAS es superior al calculado a partir del modelo H-2D, lo que explicaría que en los periodos de redistribución el contenido de agua a poca profundidad obtenido a partir de SIMDAS sea inferior al obtenido con el modelo H-2D (figuras 4-37 y 4-38), proporcionando este segundo resultados mas cercanos a los observados experimentalmente. Un argumento que refuerza esta hipótesis es que en las simulaciones correspondientes a Monells 2, donde los periodos de redistribución son relativamente largos, los valores del RMSE son superiores cuando se comparan los resultados del modelo SIMDAS con los experimentales que cuando se comparan los resultados del modelo H-2D con los experimentales; tal y como puede verse en las tablas 4-11 y 4-12.

#### 4.3.4.-Efecto de la presencia de distintos horizontes en la distribución de agua en el suelo

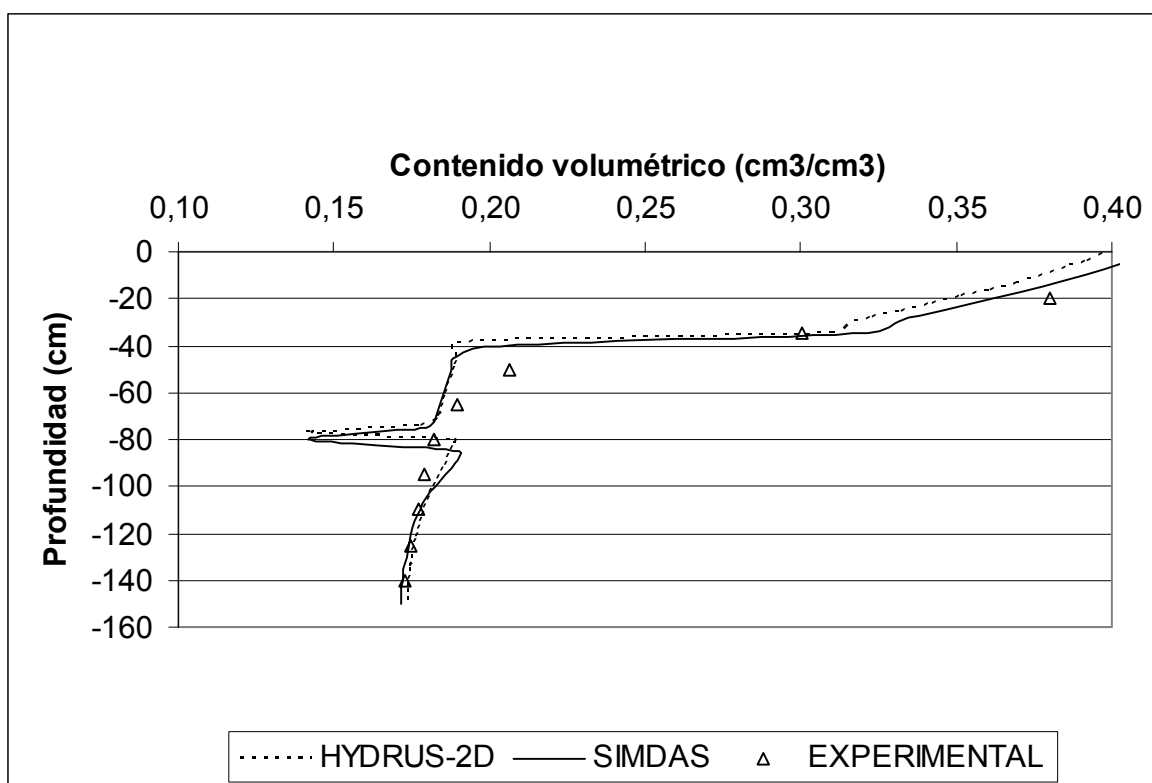
Diversos autores inciden en la influencia que tiene un cambio de horizontes en el movimiento de agua en el suelo. Según Jury *et al.* (1991) la descripción del flujo de agua en un suelo insaturado con distintos horizontes resulta compleja, pues en la zona de contacto entre los dos materiales con propiedades hidráulicas diferenciadas pueden originarse efectos muy sutiles y de difícil predicción. En los suelos de La Tallada y Monells 1, descritos en el capítulo 3, se destacaba la presencia de cambios bruscos en la textura y propiedades hidráulicas del suelo.

En este apartado se analiza como los modelos describen el flujo de agua en el perfil de suelo correspondiente a Monells 1, en que a 80 cm de profundidad el suelo pasa de textura franca a franco-limosa y la conductividad hidráulica pasa de 1.15 cm/h a 0.42 cm/h por debajo de esta profundidad.

En la figura 4-40, donde se representan los contenidos de agua en una sección vertical, se observa que justo en la zona de contacto entre los dos materiales el contenido de agua baja bruscamente debido a la discontinuidad en la porosidad del medio. Esta discontinuidad actuaría como una barrera que reduciría la percolación de agua por debajo de los 80 cm, acumulándose el agua por encima de esta zona. Como se ve en la figura 4-40 los dos modelos H-2D y SIMDAS tienen un comportamiento muy similar.

Probablemente esta similitud en los resultados de los modelos sea debida a que los dos consideran la conductividad hidráulica entre dos nodos o celdas como la media aritmética de las conductividades, tal y como se indicó en la ecuación [3.27]. En cambio en los contenidos de agua medidos con la sonda TDR no se ha podido apreciar este salto brusco en el valor del contenido de agua, probablemente porque el volumen de suelo explorado por esta sonda no es lo suficientemente pequeño como para apreciar las variaciones que se producen en un espacio tan reducido.

Un efecto similar se dio en los ensayos realizados en La Tallada, donde existe un cambio de textura a 75 cm de profundidad, pasando de textura franca a franco arenosa. Este cambio en la textura supone una discontinuidad en la porosidad que se traduce en un efecto barrera de la capa de arena, que limita la percolación de agua por debajo de esta profundidad.



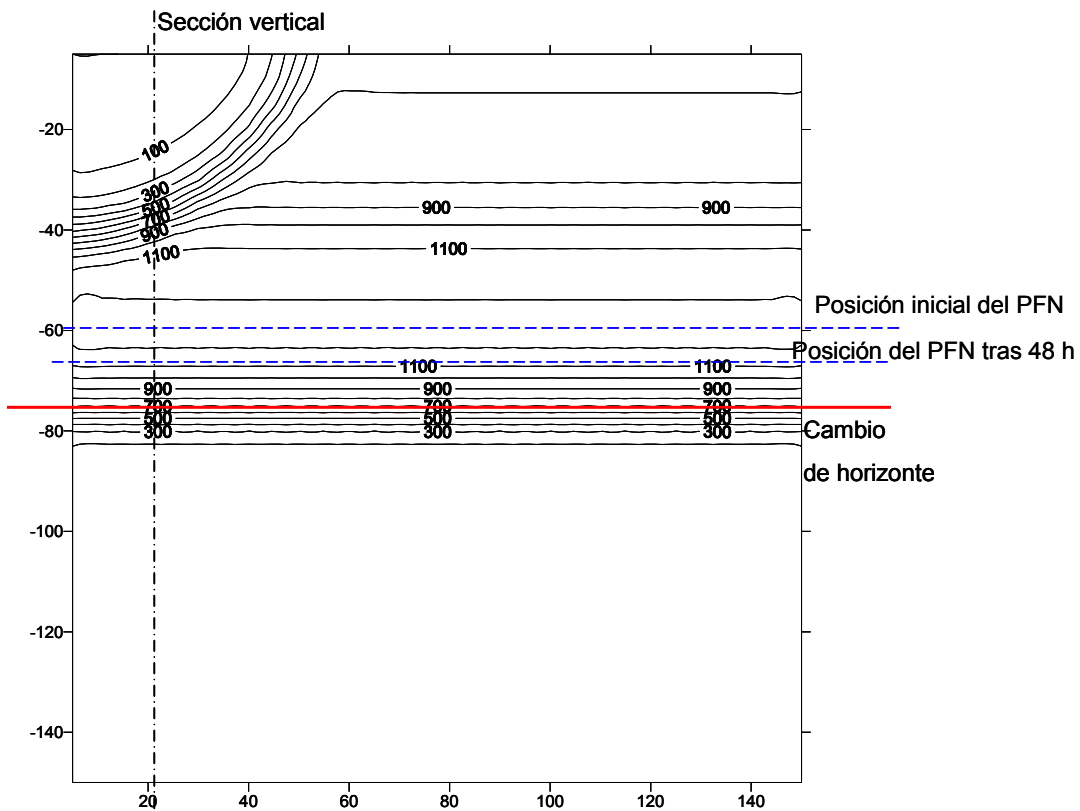
**Figura 4-40: Sección vertical a 20 cm del emisor mostrando los contenidos volumétricos de agua simulados y observados, correspondientes a Monells 1.**

En la figura 4-41 se representa la distribución del potencial hidráulico después de aplicar un volumen de 25 l con un emisor de 4 l/h en La Tallada. A la profundidad de 75 cm donde se ha definido el cambio de horizonte aparece una zona con fuertes gradientes en el valor del potencial debido al impedimento a la percolación que supone este cambio en las propiedades hidráulicas.

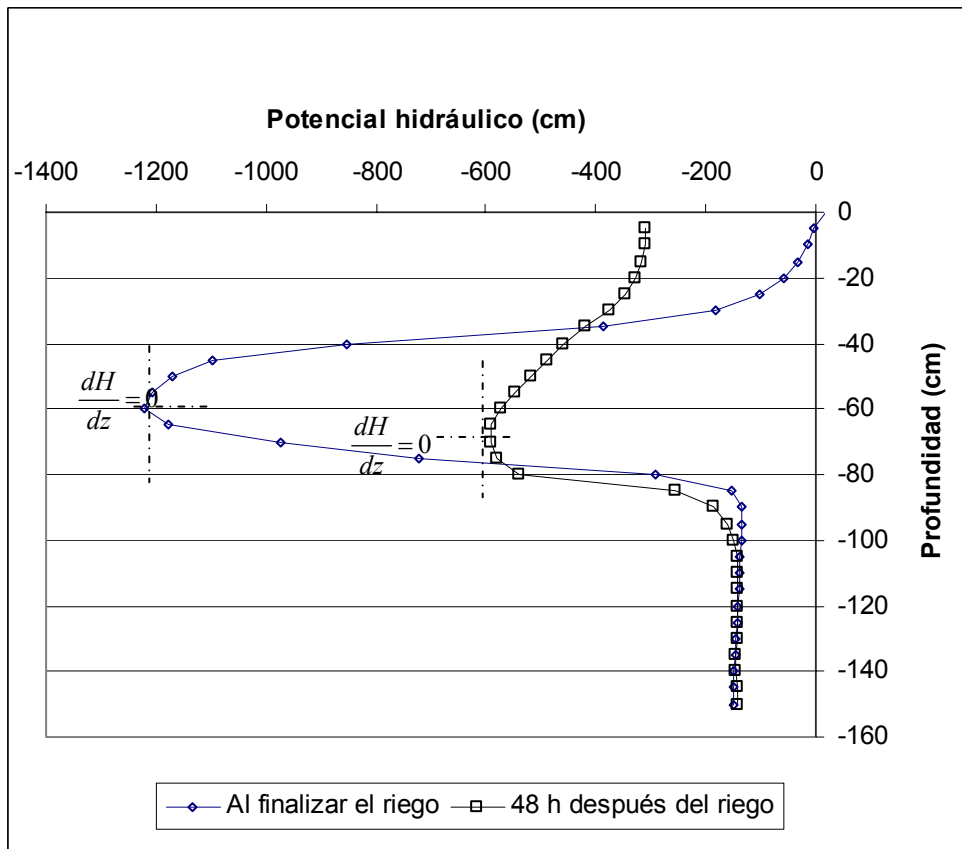
Para observar la dinámica de agua en el tiempo, en la figura 4-42 se ha representado la distribución del potencial al finalizar el riego y 48 h después, en una sección vertical situada a 20 cm del emisor. En dicha figura puede observarse que en la zona donde se produce un cambio de horizonte la pendiente del potencial hidráulico (H) en relación a la profundidad (z) es nula. Esto significa que no hay flujo de agua en el sentido vertical en este punto. Lo que equivaldría al concepto de plano de flujo nulo (PFN) introducido por Richards (1954); según cita Khalil *et al.* (2003).

El concepto de PFN se basa en establecer un plano que separa dos regiones, una superior en la cual el agua se mueve en sentido ascendente debido a la evaporación y otra en la cual el agua se mueve en sentido descendente debido al drenaje. En este caso el plano de flujo nulo (PFN) viene definido por un cambio en la textura del suelo.

En la figura 4-42 también puede observarse que tras 48 h continúa existiendo un plano de flujo nulo por encima y por debajo del cual el agua se redistribuye. Khalil *et al.* (2003) utilizan el concepto de PFN para calcular la cantidad de agua que se evapora y que drena por debajo de cierta profundidad. En este caso la utilización de modelos ha permitido la identificación y localización de un plano de flujo nulo en el perfil del suelo.



**Figura 4-41: Distribución de potencial hidráulico simulado con SIMDAS después de aplicar 25 l con un emisor de 4 l/h en La Tallada.**

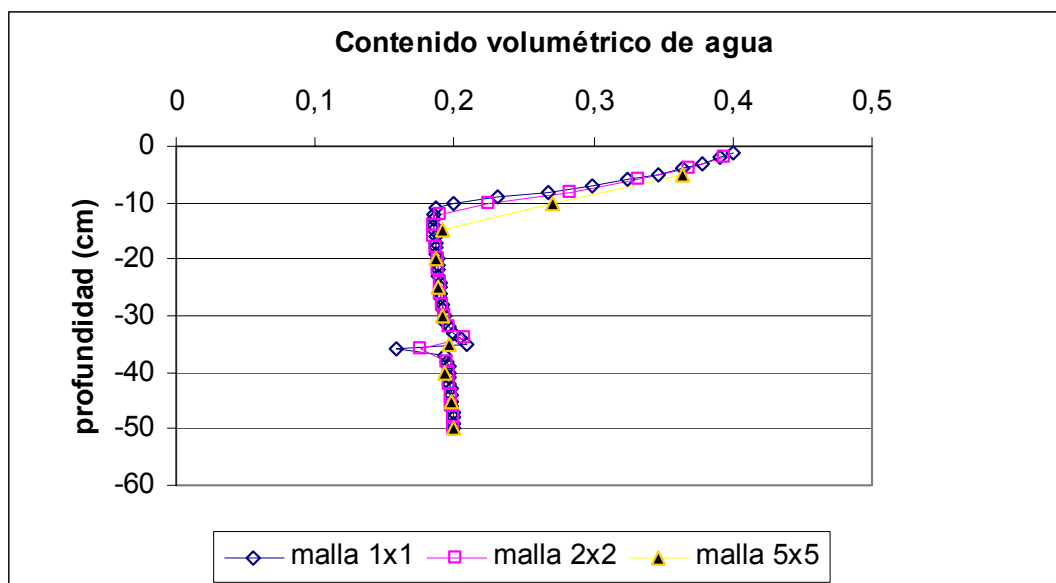


**Figura 4-42: Sección vertical a 20 cm del emisor para indicar la formación de un plan de flujo nulo en La Tallada.**

**4.3.5.- Análisis de sensibilidad: Incidencia del tamaño de las celdas o elementos y de los intervalos de tiempo entre iteraciones en la distribución de agua en el suelo simulada con los modelos**

**- Efecto del tamaño de la malla**

Para analizar la influencia de tamaño de las celdas en SIMDAS se realizaron diversas simulaciones en las que se varió la medida de las celdas. Se probaron celdas de 1x1, 2x2 y 5x5, tras la realización de las simulaciones se comprobó que en todas ellas el balance de masas cuadró con un error relativo de menos de un 1%. Obviamente en el caso de las celdas de menor tamaño la distribución del contenido de agua se conoce de una forma mucho más detallada. Para visualizar este efecto en la figura 7-43 se ha representado gráficamente la distribución de los contenidos agua en una sección vertical cercana al punto de emisión y utilizando distintas medidas de malla. En el caso de utilizar un tamaño de 5x5, el contenido de agua que puede apreciarse en la figura 4-43 a 5 cm es representativo de un intervalo de profundidades de entre 0-5 cm, mientras en el caso de utilizar una malla de 1x1 sólo representa el contenido de agua entre 4 y 5 cm de profundidad; lo que explicaría las pequeñas deferencias que se observan en el grafico. La utilización de mallas con celdas de menor tamaño hace que puedan observarse efectos locales como los fuertes gradientes de contenido de agua en la zona de contacto entre dos horizontes edafológicos, que en este caso se sitúa a 35 cm de profundidad.



**Figura 4-43: Distribución del contenido de agua en una sección vertical modelada con SIMDAS utilizando distintos tamaños de malla.**

En el modelo H-2D el efecto del tamaño de los elementos que componen la malla es un parámetro clave para asegurar la estabilidad de los resultados. En general la profundidad y anchura de los elementos de la malla en la zona más cercana al emisor debieron ser inferiores a 2 cm para asegurar la estabilidad de la solución numérica y verificar que los errores en el balance de masas fuera mínimo. Como ya se indicó anteriormente en las simulaciones realizadas se fijó el criterio de que el error relativo en el balance de masas no superara el 1 %.

#### **- Efecto del intervalo de tiempo entre iteraciones**

En el modelo SIMDAS las simulaciones se realizaron con un intervalo de 10 s, tras comprobar que el resultado de las simulaciones era prácticamente idéntico utilizando incrementos de 1 a 100 s. Cuando el tiempo de simulación fue muy breve, por ejemplo 20 minutos y se utilizaron incrementos de tiempo entre iteraciones tan largos como 1000 s, se observó que sólo aumentó el contenido de agua en la primera celda y que su contenido fue superior al de saturación, por lo que se evitó simular con incrementos de tiempo tan elevados.

En el modelo H-2D se indican los incrementos máximos y mínimos de tiempo entre iteraciones, y el modelo ajusta automáticamente el tiempo en función de los criterios de convergencia en la solución. Los criterios de convergencia se fijan en relación a la variación del contenido de agua y del potencial de presión en cada nodo entre dos iteraciones consecutivas. El criterio para la variación del contenido de agua fue de  $0.0001 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$  y de 0.1 cm para la variación del potencial de presión, que por otro lado son los recomendados por Simunek *et al.* (1999). El incremento de tiempo mínimo y máximo fue variable entre simulaciones, para asegurar mantener el criterio de convergencia. En la mayor parte de simulaciones el incremento de tiempo mínimo fue de 0.005 h y el máximo de 0.5 h.

#### 4.3.6.- Evaluación de la predicción de la profundidad (D) y extensión horizontal máxima (W) del volumen de suelo mojado (VSM)

La tabla 4-13 recoge los resultados de los estadísticos. Las diferencias entre los valores de W y D observados y simulados en La Tallada y Monells 1 resultan similares para los dos modelos. La RMSE fue del orden de 20 cm en la predicción de la extensión máxima y de 10 cm en la predicción de la profundidad. En el conjunto de pruebas realizadas en Monells 2, los errores en la estimación de W y D a partir del modelo SIMDAS son superiores a los que se dan con el modelo H-2D.

Esto resulta coherente con la evaluación de los errores en los contenidos volumétricos de agua estimados con los dos modelos, indicados en las tablas 4-11 y 4-12. Estas diferencias entre los dos modelos fueron atribuidas al método en que evalúan la evaporación de agua, en la que el flujo de agua debido a la evaporación en SIMDAS resultaba superior al calculado en H-2D.

En el conjunto de simulaciones, exceptuando las correspondientes a Monells 2, realizadas con SIMDAS, el error relativo en la estimación de W y D fue inferior al 25 %.

**Tabla 4-13: Raíz del error cuadrático medio, RMSE (cm) y error relativo medio, ERM (%) para el cálculo de la extensión (W) y profundidad (D) máximas del VSM a partir de los modelos SIMDAS e HYDRUS-2D.**

		<b>La Tallada</b>	<b>Monells 1</b>	<b>Monells 2</b>
<b>SIMDAS</b>	Extensión, W (cm)	22.6 (19 %)	12.5 (22 %)	33.9 (40 %)
	Profundidad, D (cm)	9.4 (12 %)	6.9 (19 %)	16.7 (33 %)
<b>HYDRUS-2D</b>	Extensión, W (cm)	19.9 (17 %)	17.7 (25 %)	23.3 (18 %)
	Profundidad, D (cm)	10.7 (12.6 %)	6.3 (17 %)	8.2 (7 %)

() los valores entre paréntesis indican el ERM.

#### 4.3.7.- Verificación del modelo de flujo plano: Comparación de los resultados obtenidos con los dos modelos

De acuerdo a los resultados experimentales las condiciones adoptadas por los modelos de flujo plano no pudieron ser asumidas en las experiencias realizadas. La separación entre emisores de 1 m, fijada en las pruebas con una línea de emisores, fue demasiado grande para que se formara una banda de humedad continua. Por esta razón no pudieron compararse los resultados de los modelos numéricos de flujo plano con los datos experimentales. Para validar el modelo se realizaron simulaciones con SIMDAS e H-2D correspondientes a una línea de emisión con un caudal de 6.6 l/h/m, lo que equivaldría a emisores de 1 l/h separados 15 cm. Para realizar las simulaciones con los dos modelos se establecieron las mismas condiciones de contorno y no se consideró la evaporación. Se simuló el efecto de aplicar un riego durante una hora y una redistribución de 12 h, considerando las características de suelo correspondientes a Monells 1. Los resultados obtenidos con los dos modelos fueron prácticamente idénticos, a no ser por la medida de los elementos que definen el dominio de flujo en cada caso. Se compararon los resultados realizando una regresión lineal entre los contenidos de agua simulados con los dos modelos y se obtuvo un coeficiente de determinación de 0.98, estadísticamente significativo a un nivel de 0.01. Aunque en este caso no se hayan podido comparar los datos de los modelos de flujo plano con datos experimentales; en Skaggs *et al.* (2004) aparecen comparaciones del modelo H-2D simulando la distribución de agua en el

suelo en un riego por goteo enterrado. Las modelaciones se realizaron considerando flujo plano, y los autores destacan en las conclusiones la buena predicción de la distribución de agua en el suelo con el modelo.

#### **4.4.- Referentes a la modelación directa e inversa de la dinámica de agua en el suelo a nivel de campaña de riego y con presencia de cultivo**

##### **4.4.1.-Comportamiento de los dispositivos de medida: ENVIROSCAN® y WATERMARK® para la gestión del riego a nivel campaña**

Para evaluar el comportamiento de los dispositivos de medida en este capítulo se exponen los resultados correspondientes al tratamiento T-30, si bien las conclusiones obtenidas son extensivas a los otros tratamientos.

Los datos obtenidos con los dos tipos de sensores: FDR y sondas de matriz granular, dispuestos a 30 cm de profundidad, responden a los episodios de riego con un aumento del contenido de agua y una disminución del potencial hidráulico (considerado en valor absoluto). Para poder apreciarlo se han representado en un mismo gráfico la evolución temporal del contenido de agua y el potencial hidráulico desde el 1 de junio al 15 de setiembre, para el tratamiento T-30; junto a otro gráfico indicando el agua aportada en cada riego (Figura 4-44).

El comportamiento análogo de los dos sensores es un resultado interesante desde el punto de vista práctico, especialmente teniendo en cuenta la diferencia de precio que existe entre ellos (en la tabla 3-19 del capítulo 3 se da una estimación de su coste).

La cantidad de agua de riego se ha expresado en mm, teniendo en cuenta que esta se distribuye uniformemente en una anchura de 1 m a cada lado de la línea de riego, dado que este supuesto se verificó en el propio campo.

Al realizarse los riegos automáticamente en función del potencial hidráulico, el intervalo entre riegos fue variable en función de la evapotranspiración y de la lluvia. La velocidad de respuesta de los dos sensores, teniendo en cuenta la frecuencia a la que se realizan las medidas, es prácticamente idéntica.

En la evolución, a una escala mensual, de las medidas de potencial y de contenido de agua se observan oscilaciones, que en el gráfico quedan representadas como pequeñas cimas y valles que se suman a la evolución general del diagrama. Las oscilaciones producidas no afectan la interpretación de la evolución global del contenido de agua y potencial entre dos episodios de riego, pero si pueden afectar su valor puntual en un momento preciso. Cuando el diagrama se representa a una escala de tiempo diaria, puede verse que las oscilaciones que sufre podrían estar ligadas a la evolución diaria de la evapotranspiración. En la figura 4-46 se muestra la evolución diaria de la evapotranspiración de referencia ( $ET_0$ ) junto a las lecturas de la sonda ENVIROSCAN®, realizadas en el ensayo T-30 a 30 cm de profundidad. Las medidas corresponden al día 7/8/1998, en un periodo en el cual el suelo se está secando y no se dan episodios de lluvia o de riego. Se observa que el contenido de agua se reduce ligeramente cuando la evapotranspiración horaria es máxima y se recupera rápidamente cuando la demanda evaporativa empieza a decrecer. Sin embargo en el mismo gráfico se observa que el contenido de agua empieza a reducirse antes de que exista demanda evaporativa; lo cual contradice que estas variaciones se deban únicamente a la evapotranspiración. Otra explicación podría ser la influencia de las variaciones de

temperatura a esta profundidad sobre las lecturas de la sonda ENVIROSCAN®. En la figura 4-45 se muestra la evolución diaria de las lecturas de la sonda ENVIROSCAN® en relación a la temperatura, para el mismo periodo representado en la figura 4-46. A escala diaria las medidas de contenido de agua siguen una evolución casi idéntica a las variaciones de temperatura del suelo medida a 5 cm de profundidad (Figura 4-45), lo cual pondría en evidencia su influencia directa en las oscilaciones que aparecen cuando se representa el contenido a una escala de tiempo mensual. En lo que se refiere a las oscilaciones en el diagrama de potencial hidráulico, a partir de lecturas con la sonda WATERMARK®, también parecen ser afectadas por la temperatura, aumentando el valor absoluto de potencial a medida que aumenta la temperatura. Sin embargo el comportamiento de las oscilaciones resulta más irregular, posiblemente a causa de la incidencia de otros factores además de la temperatura.

Otro aspecto a comentar son los valores alcanzados por los contenidos de agua medidos con la sonda FDR-ENVIROSCAN®. Aunque esta sonda tiene incorporada una calibración universal, diseñada para dar una medida directa de contenido volumétrico de agua, los valores que se obtuvieron resultan poco realistas, puesto que son muy superiores a los esperados de acuerdo con la textura del suelo. Los contenidos volumétricos de agua medidos con esta sonda superaron en algunos casos el 42 %, correspondiente a su valor a saturación determinado experimentalmente.

En el apartado que sigue se describe la metodología utilizada para corregir los valores de contenido de agua, a partir de la comparación de la curva de retención determinada en el laboratorio con los pares de valores de contenido de agua y potencial medidos en campo.



Junio 1998 - T-30

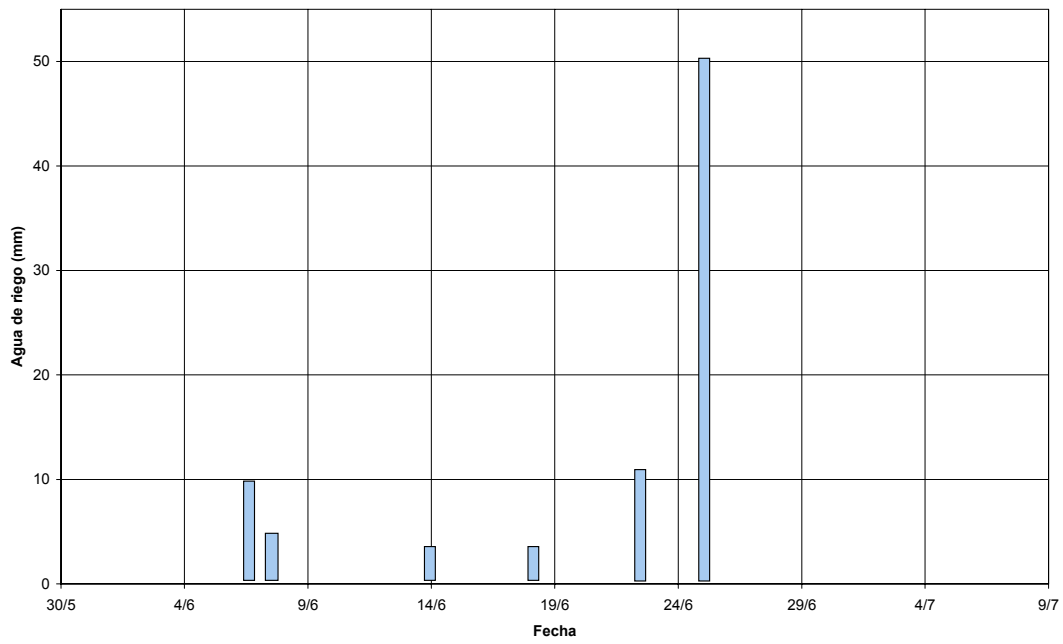
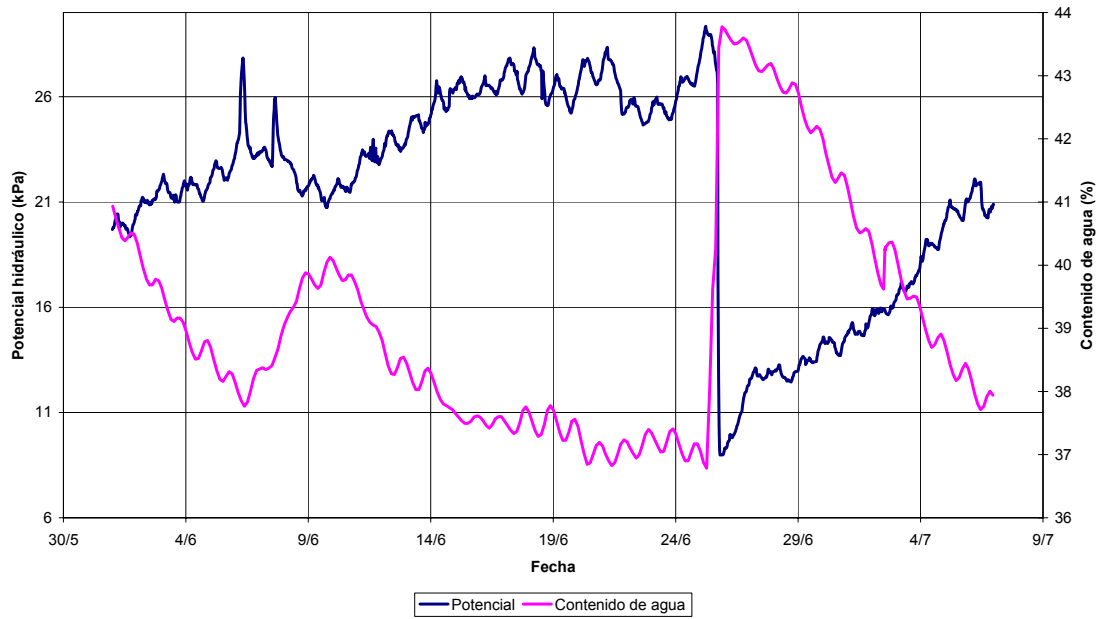
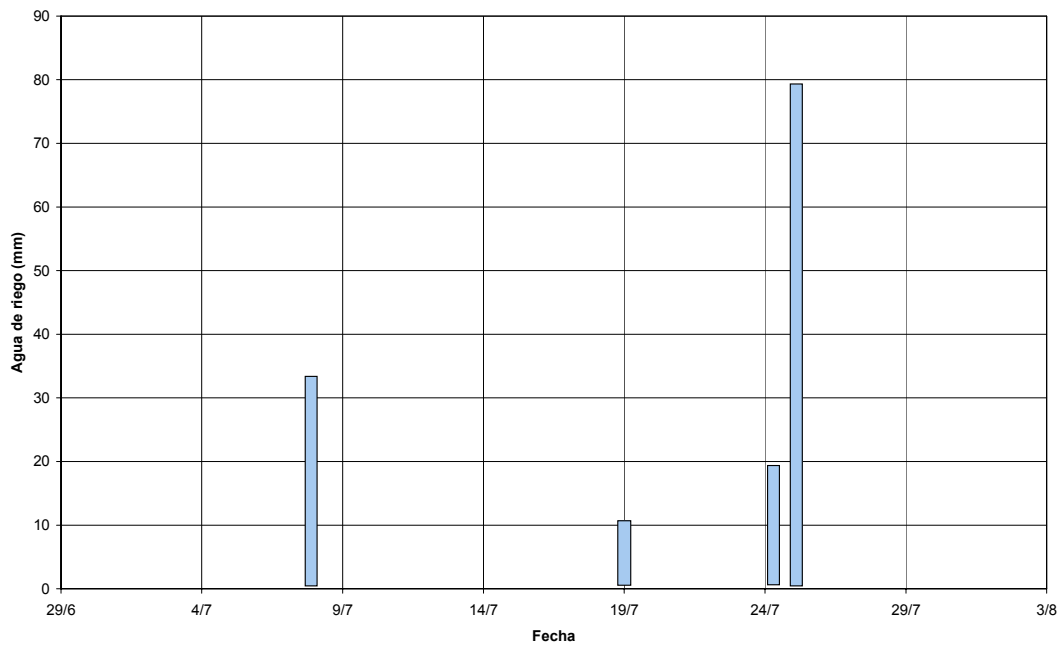
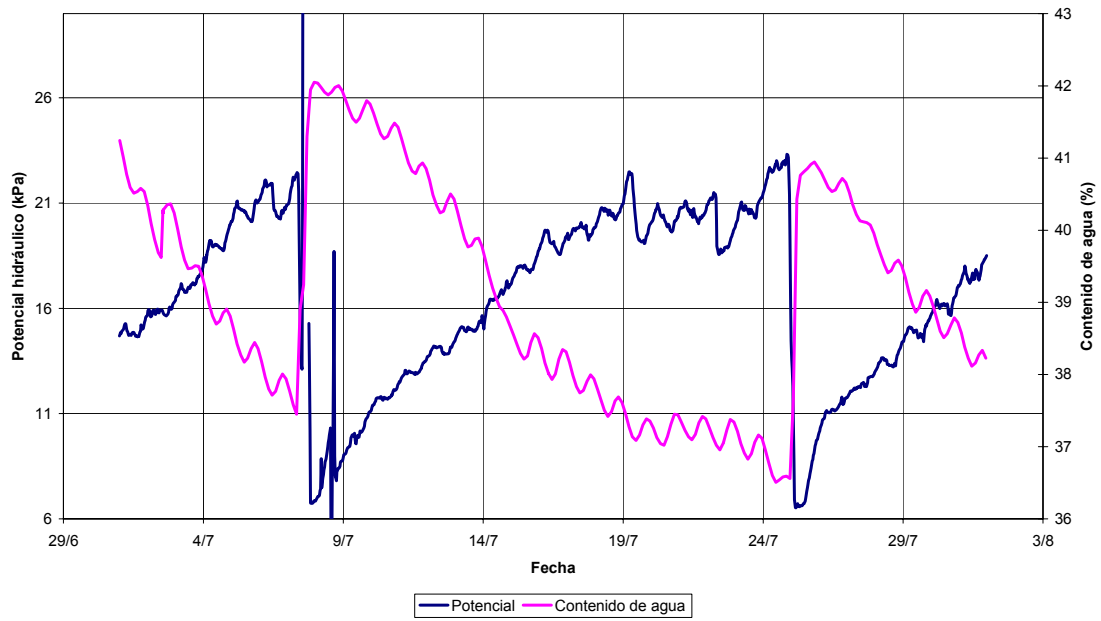


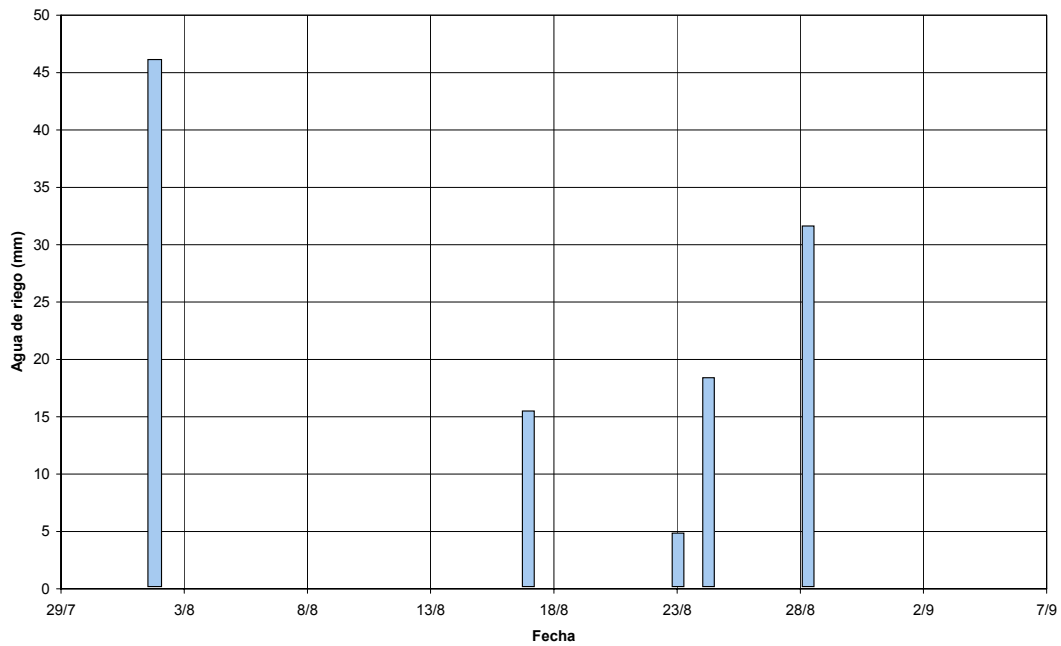
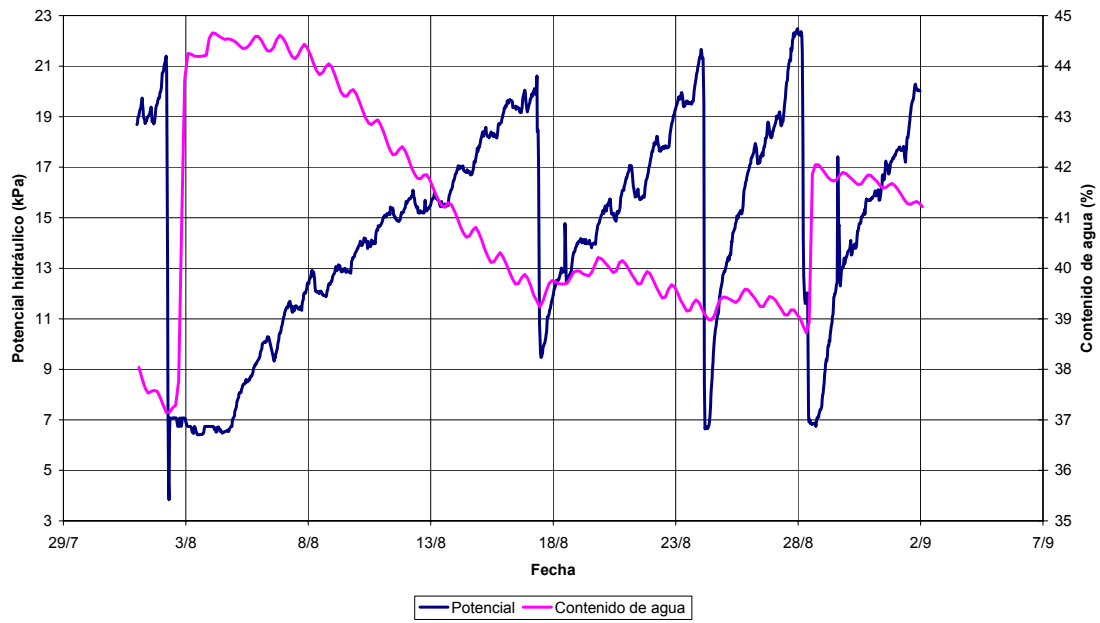
Figura 4-44: Evolución del contenido de agua y del potencial hidráulico a 30 cm de profundidad en relación a las aportaciones de agua de riego en el tratamiento T-30.

Julio 1998 - T- 30



**Figura 4-44 (continuación): Evolución del contenido de agua y del potencial hidráulico a 30 cm de profundidad en relación a las aportaciones de agua de riego en el tratamiento T-30.**

Agosto 1998 - T-30



**Figura 4-44 (continuación): Evolución del contenido de agua y del potencial hidráulico a 30 cm de profundidad en relación a las aportaciones de agua de riego en el tratamiento T-30.**

Setiembre 1998 - T - 30

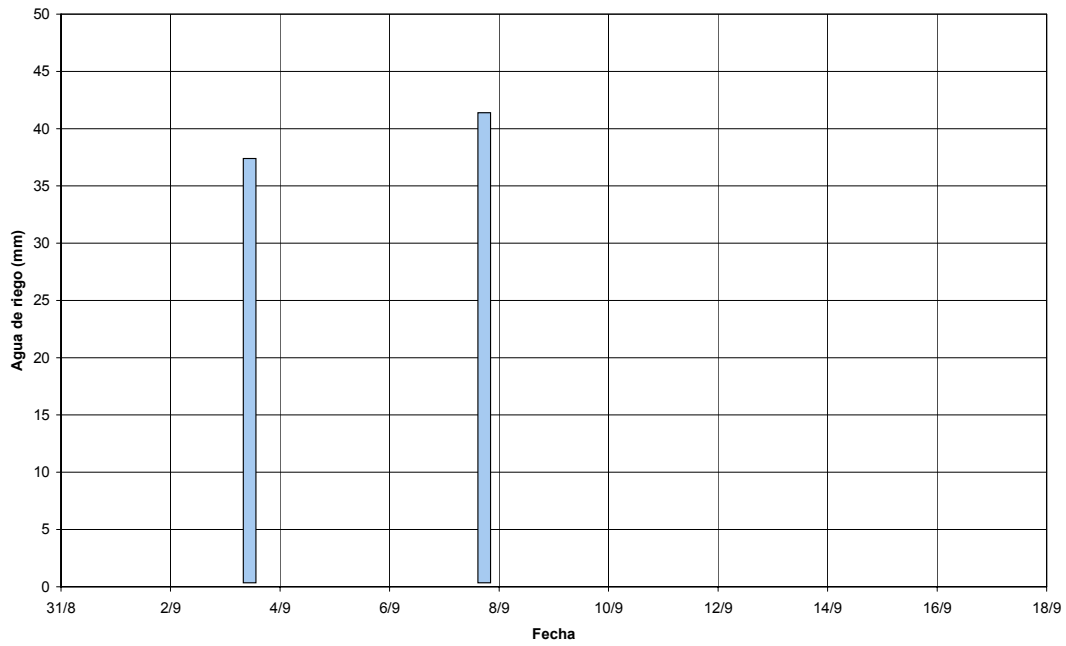
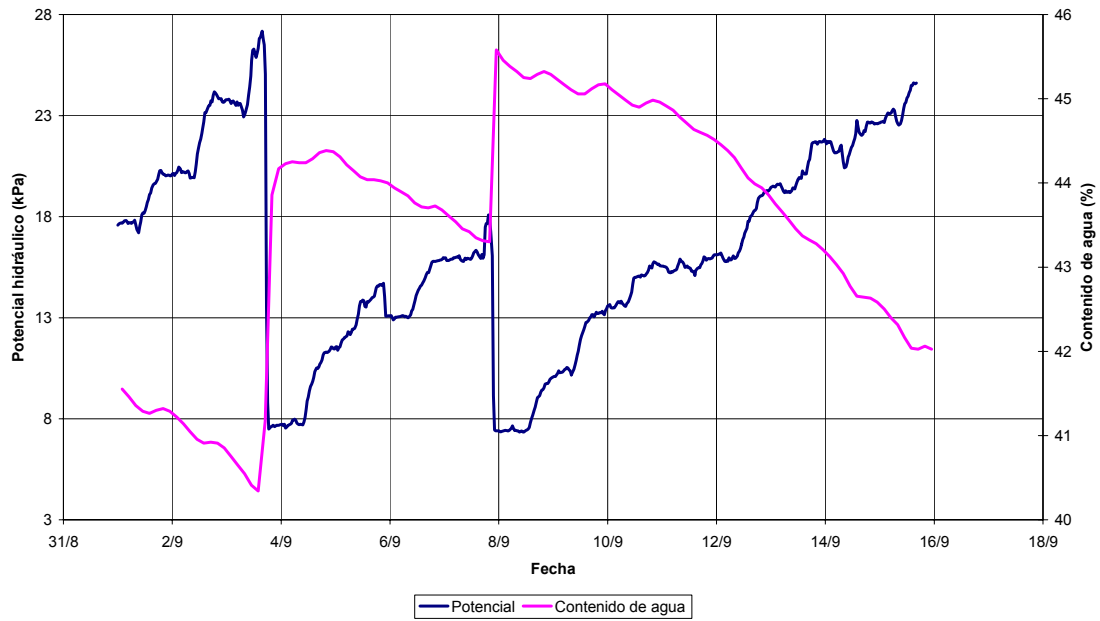
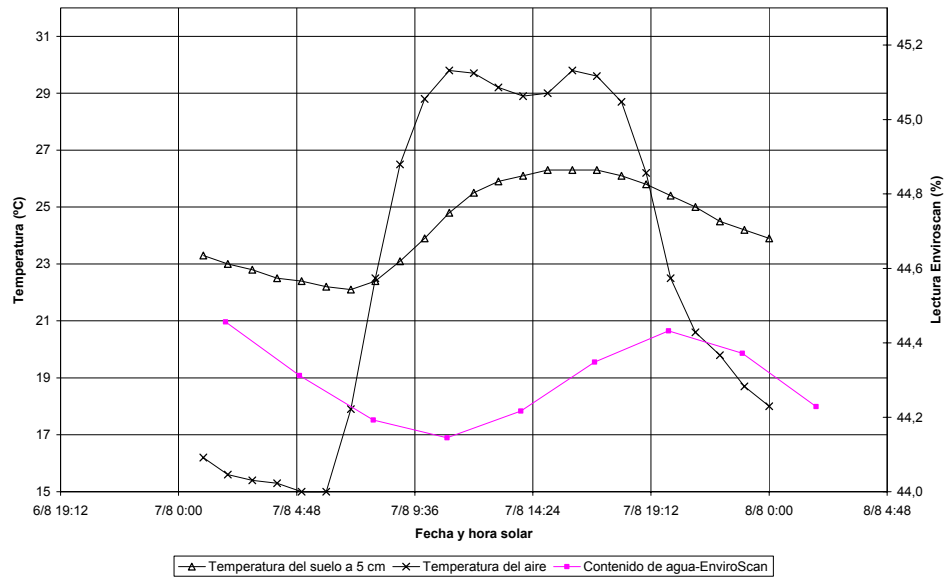
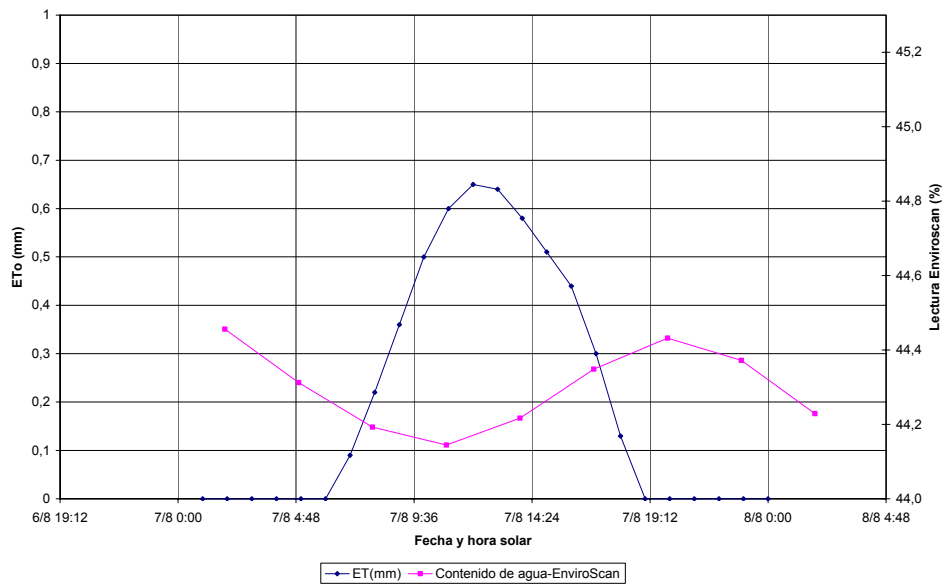


Figura 4-44 (continuación): Evolución del contenido de agua y del potencial hidráulico a 30 cm de profundidad en relación a las aportaciones de agua de riego en el tratamiento T-30.



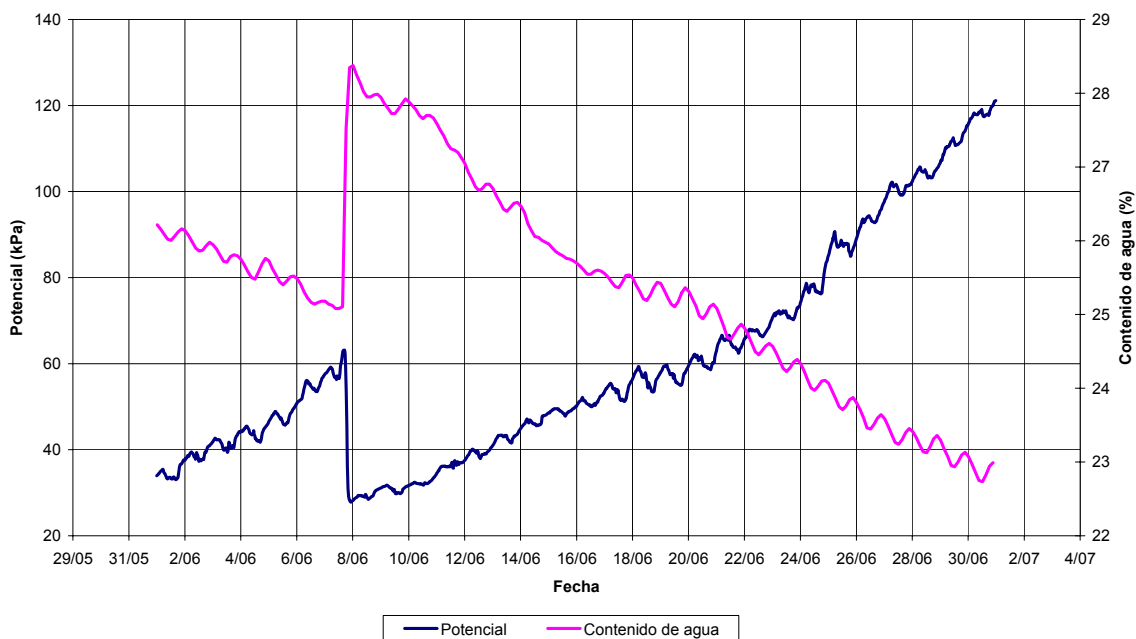
**Figura 4-45: Influencia de la temperatura en las lecturas a 30 cm de profundidad con la sonda ENVIROSCAN®.**



**Figura 4-46: Evolución diaria de la ETo en relación a las lecturas a 30 cm de profundidad de los sensores de la sonda ENVIROSCAN®.**

#### 4.4.2.- Ajuste de la curva de retención de agua en el suelo y corrección de las medidas de contenido de agua tomadas con ENVIROSCAN®

Para poder establecer la relación entre contenido de agua y potencial hidráulico se han utilizado los contenidos y potenciales de agua medidos a 30 cm de profundidad en el tratamiento T-90; correspondientes al periodo del 7/6/98 al 30/6/98, en el que no se registro ninguna precipitación ni se aplicó ningún riego.



**Figura 4-47: Evolución del contenido y potencial a lo largo del mes de junio en el tratamiento T-90.**

Las medidas de potencial con las sondas WATERMARK® fueron tomadas cada media hora, mientras que el intervalo de tiempo para las medidas del contenido de agua con ENVIROSCAN® fue de 3 horas. Para poder determinar el potencial y contenido de agua correspondiente a un momento preciso se interpoló el valor de potencial y contenido de agua utilizando un ajuste por splines cúbicos. El incremento de tiempo utilizado en el ajuste ha sido de 0.6 minutos, proporcionando curvas que se ajustan perfectamente al conjunto de valores de contenido de agua y potencial determinadas experimentalmente. En la figura 4-48 puede verse como las curvas se sobreponen completamente a los puntos de medida. A partir de las curvas ajustadas se determinaron los pares de valores de contenido de agua y potencial coincidentes en un mismo instante, obteniendo la curva de retención indicada con puntos negros en la figura 4-49. En esta figura se puede apreciar que los valores de contenido de agua en la curva experimental quedan desplazados alrededor de un 9 % por encima de la curva determinada en el laboratorio en todo el rango de humedad en el que la curva se ha podido determinar en el propio campo.

Esta observación ha sido aprovechada para realizar una corrección de los valores medidos con ENVIROSCAN®, que ha consistido en reducir un 9 % el valor de contenido de agua medido. Con esta corrección los valores de contenido de agua adquieren sentido físico. Posteriormente se utilizaron los datos experimentales medidos con ENVIROSCAN® corregidos y los datos de potencial hidráulico

medidos con las sondas WATERMARK<sup>®</sup> para calibrar los parámetros que intervienen en las ecuaciones de van Genuchten-Mualem (VG-M).

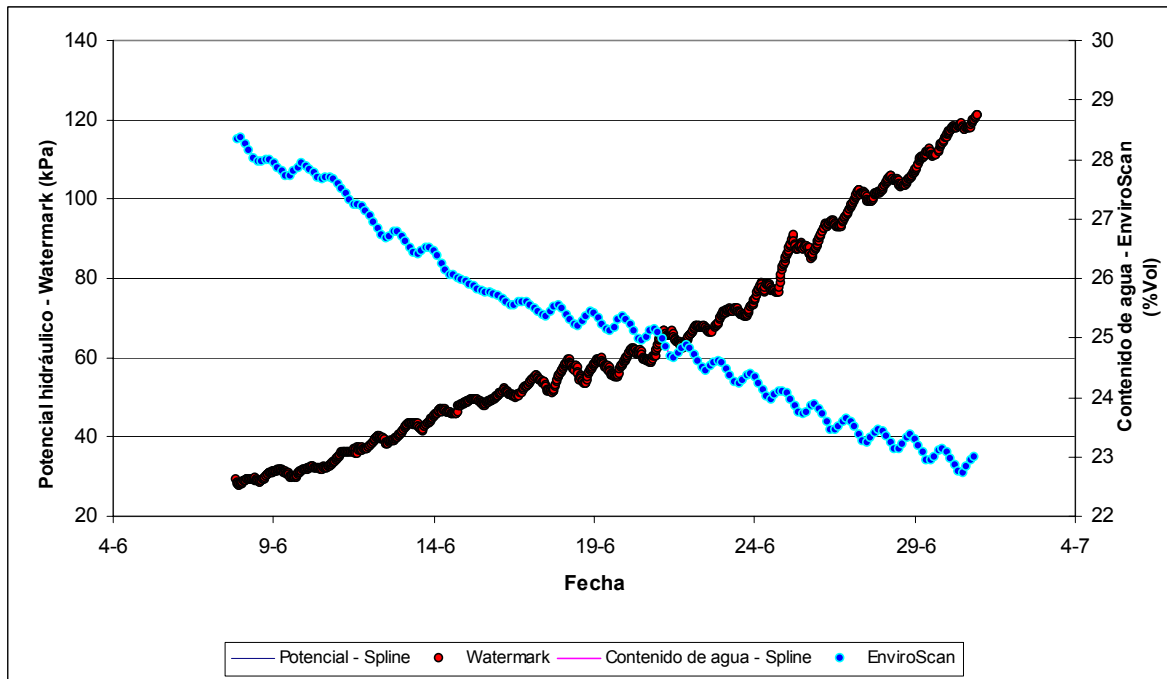


Figura 4-48: Ajuste de los splines cúbicos a los datos de contenido de agua y potencial medidos con ENVIROSCAN<sup>®</sup> y WATERMARK<sup>®</sup>.

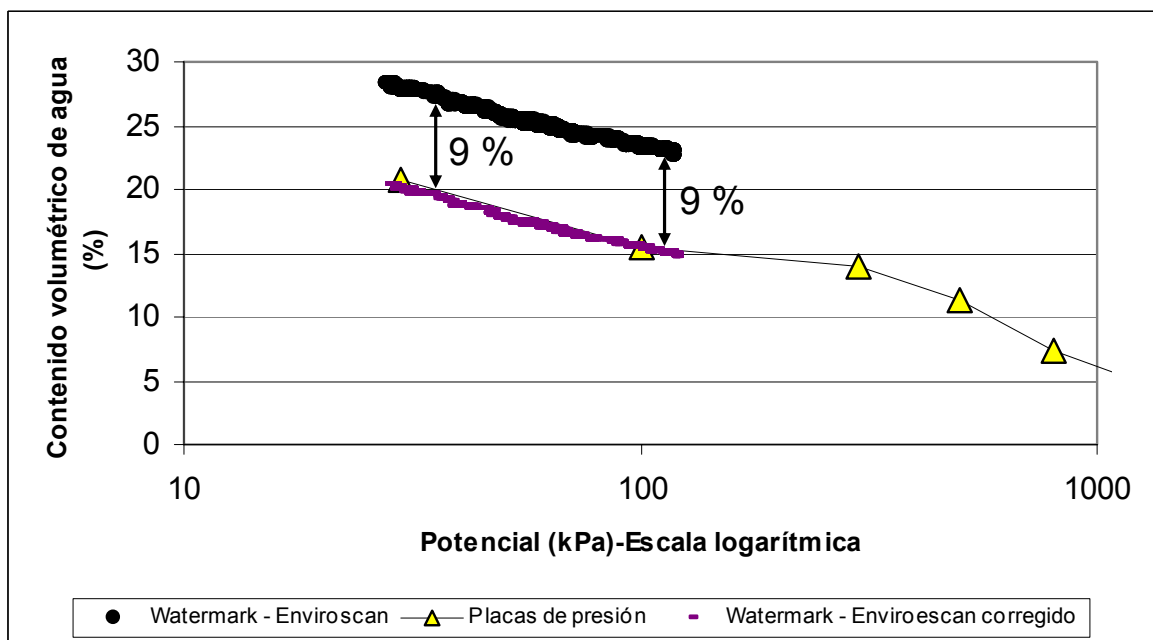


Figura 4-49: Curvas de retención del suelo determinadas con placas de presión, con datos experimentales y con datos experimentales corregidos.

#### **4.4.3.-Aplicación de un método de modelación inversa para determinar los parámetros de las ecuaciones de VG-M en los distintos horizontes del suelo.**

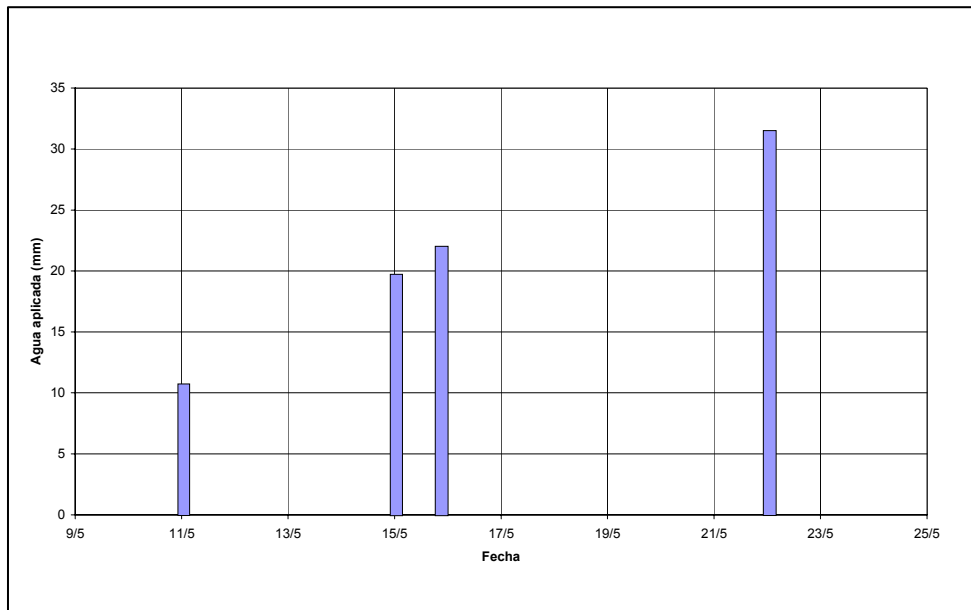
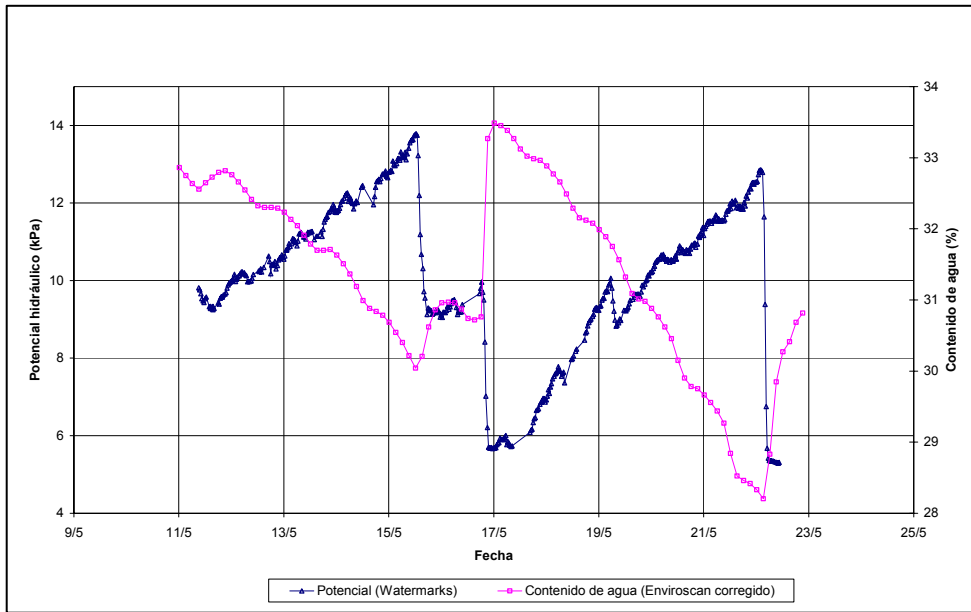
El método de calibración inverso fue descrito en el apartado 3.1.5.3 del capítulo 3 de esta misma tesis. En el presente capítulo se indican los datos utilizados y los resultados obtenidos en el procedimiento de calibración sin entrar en detalle en la descripción del procedimiento en si mismo.

Para la calibración se utilizaron el potencial y el contenido de agua medidos automáticamente cada 0.5 y 3 h respectivamente, a lo largo del período del 11/05/98 al 22/05/98 en el tratamiento T-15. Durante el proceso de optimización de la función objetivo se atribuyó la misma ponderación a las medidas de potencial y contenido de agua.

En la figura 4-50 se representa la evolución del contenido de agua y del potencial correspondiente a 30 cm de profundidad en relación a los episodios de riego.

Para realizar la calibración se utilizó el modelo HYDRUS-2D, que incorpora el algoritmo de Marquardt-Levenberg para la optimización de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten-Mualem considerando los 3 horizontes del perfil, de los que se dispone de medidas de contenido de agua y/o potencial, además de sus principales características físicas (Tabla 3-3).





**Figura 4-50: Datos de contenido de agua y potencial correspondientes a 30 cm de profundidad utilizados en la calibración en relación a los episodios de riego y lluvia en este periodo.**

El proceso de calibración se realizó por etapas, para reducir el número de parámetros a optimizar y evitar valores sin sentido físico. Inicialmente se consideró que el perfil estaba formado por dos horizontes, uno hasta una profundidad de 38 cm y el segundo hasta 1 m. Esto supuso considerar los dos horizontes superficiales descritos anteriormente,  $Ap1$  y  $Ap2$ , como uno sólo (Tabla 3-3).

En esta primera aproximación se partió de los parámetros de la ecuación de VG-M estimados mediante ROSETTA a partir de los porcentajes de arena, limo y arcilla en el horizonte  $Bw$ , y de estos mismos

parámetros más la densidad aparente y los contenidos de agua a -33 y -1500 kPa en el horizonte superficial.

Los parámetros que inicialmente se optimizaron fueron la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) y el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ). En esta primera etapa se consiguió reducir significativamente la suma de cuadrados de los residuos ponderados (SSQ) en la función objetivo, pasando de 0.876, cuando se utilizan los parámetros de la función de VG-M estimados con ROSETTA, a un valor de 0.492 después de 7 iteraciones, tras las cuales no se ha conseguido reducir más la SSQ. En el análisis de los residuales ponderados se comprobó gráficamente que su distribución fue aleatoria y centrada alrededor de cero, lo cual indicaría que la ponderación fue correcta.

En la tabla 4-14 se muestra la matriz de correlaciones para los dos parámetros que se optimizaron en primer término. Los valores positivos indican una correlación directa, existiendo mayor correlación cuando mas cercano a 1 es el valor. En este caso hay una correlación directa entre  $\theta_{s1}$  y  $K_{s1}$ , con un factor de 0.6586; mientras que existe una correlación negativa entre  $\theta_{s1}$  y  $K_{s2}$  y entre  $K_{s1}$  y  $K_{s2}$ , con factores de -0.5345 y -0.6881 respectivamente.

Las correlaciones entre los parámetros  $n$  y  $\theta_r$ , estimados en la segunda etapa de calibración, se indican en la tabla 4-15, en la que destaca una correlación superior a 0.9 de los parámetros  $n$  y  $\theta_r$  en cada uno de los horizontes.

En la tercera etapa de calibración, en la que se optimizó el parámetro  $\alpha$ , la única correlación destacable ha sido la que relaciona el parámetro  $\alpha$  en el segundo y el tercer horizonte, entre los cuales existe una correlación negativa de -0.7. La tabla correspondiente a este caso no ha adjuntado.

**Tabla 4-14: Matriz de correlaciones de los parámetros estimados en la primera modelación inversa.**

	$\theta_{s1}$ (Ap1+Ap2)	$K_{s1}$ (Ap1+Ap2)	$\theta_{s2}$ (Bw1)	$K_{s2}$ (Bw1)
$\theta_{s1}$ (Ap1+Ap2)	1.0000			
$K_{s1}$ (Ap1+Ap2)	0.6586	1.0000		
$\theta_{s2}$ (Bw1)	-0.5345	-0.2162	1.0000	
$K_{s2}$ (Bw1)	-0.6016	-0.6881	-0.0038	1.0000

**Tabla 4-15: Matriz de correlaciones de los parámetros estimados en la segunda modelación inversa.**

	$\theta_{rs1}$ (Ap1)	n1	$\theta_{r2}$ (Ap2)	n2	$\theta_{r3}$ (Bw1)	n3
$\theta_{rs1}$ (Ap1)	1.0000					
n1	0.990	1.0000				
$\theta_{r2}$ (Ap2)	-0.2837	-0.2650	1.0000			
n2	-0.2731	-0.2558	0.9983	1.0000		
$\theta_{r3}$ (Bw1)	-0.2332	-0.2454	-0.4702	-0.4762	1.0000	
n3	-0.1831	-0.2025	-0.6511	-0.6619	0.9055	1.0000

En la parte superior de la tabla 4-16 se muestran los valores de los parámetros estimados obtenidos en la primera etapa, indicando los intervalos de confianza y el coeficiente de determinación de la regresión. En una segunda fase de la optimización se tomaron como datos de partida los resultados obtenidos en esta primera optimización y se procedió a una segunda, incorporando un horizonte diferenciado de 0-20 y optimizando  $K_s$  y  $\theta_s$  en este horizonte superficial. El intento no produjo una reducción en la suma de cuadrados de los residuales de la función objetivo. Por ello se optó por mantener estos dos parámetros iguales en los dos horizontes superficiales. En la siguiente etapa se optimizaron el parámetro  $n$  y el contenido de agua residual ( $\theta_r$ ) en los 3 horizontes. Esta estrategia logró reducir ligeramente la suma de cuadrados de los residuales pasando de 0.492 a 0.413, tras 8 iteraciones. En la parte central de la tabla 4-16 se indican los resultados obtenidos en las simulaciones inversas en esta etapa cuando se han estimado los parámetros  $\theta_r$  y  $n$ . Los intervalos de confianza para el contenido de agua residual ( $\theta_r$ ) son extremadamente amplios, con lo cual el límite inferior daría lugar a un valor negativo, que obviamente es físicamente imposible. Esta amplitud en el intervalo de confianza debe interpretarse como una baja sensibilidad del parámetro en los resultados del modelo.

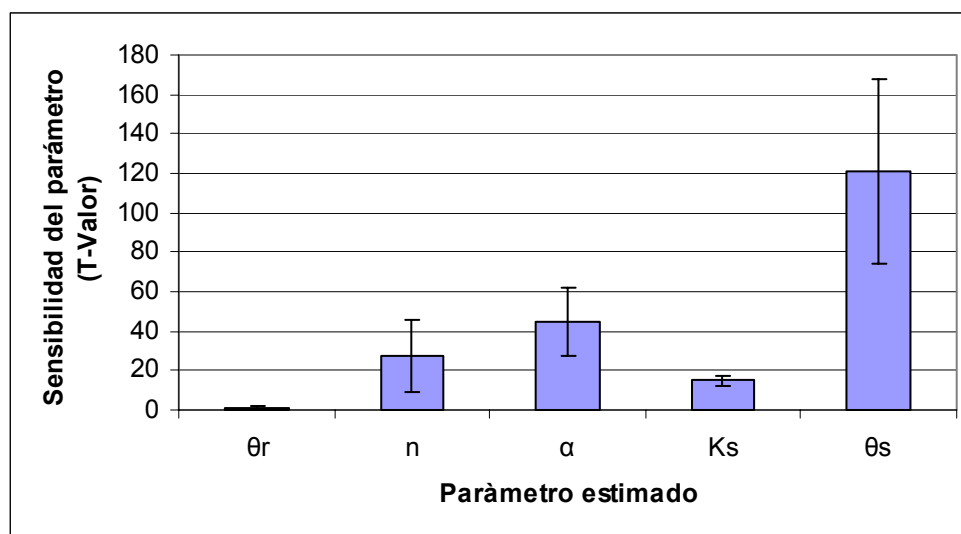
**Tabla 4-16: Resultado de los parámetros estimados en las modelaciones inversas realizadas.**

Resultados obtenidos en la primera etapa de optimización						
Horizonte Prof. (cm)	$\theta_r$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\theta_s^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n$	$Ks^*$ (cm/h)	R <sup>2</sup>
Ap1+Ap2 (0-38)	0.036	0.4034 ± 0.0085	0.023	1.297	1.135 ± 0.1945	0.995
Bw1 (38-100)	0.045	0.4943 ± 0.0177	0.038	1.803	7.043 ± 0.7483	
Resultados obtenidos en la segunda etapa de optimización						
Prof. (cm)	$\theta_r^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\theta_s^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\alpha$ (cm <sup>-1</sup> )	$n^*$	$Ks^*$ (cm/h)	R <sup>2</sup>
Ap1 (0-20)	0.017 ± 0.3387	0.4034 ± 0.0085	0.023	1.390 ± 0.489	1.135 ± 0.1945	0.996
Ap2 (20-38)	0.0012 ± 0.4579	0.4034 ± 0.0085	0.023	1.2050 ± 0.289	1.135 ± 0.1945	
Bw1 (38-100)	0.035 ± 0.0201	0.4943 ± 0.0177	0.038	1.7248 ± 0.0492	7.043 ± 0.7483	
Resultados obtenidos en la tercera etapa de optimización						
Prof. (cm)	$\theta_r^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\theta_s^*$ (cm <sup>3</sup> .cm <sup>-3</sup> )	$\alpha^*$ (cm <sup>-1</sup> )	$n^*$	$Ks^*$ (cm/h)	R <sup>2</sup>
Ap1 (0-20)	0.017 ± 0.3387	0.4034 ± 0.0085	0.022 ± 0.0013	1.390 ± 0.489	1.135 ± 0.1945	0.996
Ap2 (20-38)	0.0012 ± 0.4579	0.4034 ± 0.0085	0.021 ± 0.0023	1.2050 ± 0.289	1.135 ± 0.1945	
Bw1 (38-100)	0.035 ± 0.0201	0.4943 ± 0.0177	0.039 ± 0.0009	1.7248 ± 0.0492	7.043 ± 0.7483	

(\*) Los intervalos de confianza de los parámetros estimados fueron determinados con una probabilidad del 95 %.

La desviación absoluta en la estimación de un parámetro se midió con el T-valor, que se calculó como el cociente entre el valor estimado del parámetro y su error standard; por lo tanto un T-valor mayor indica una menor desviación absoluta del parámetro y una mayor sensibilidad del parámetro en las predicciones del modelo.

En la figura 4-51 se indica el valor medio y la desviación standard correspondiente al T-valor medio calculado para cada uno de los parámetros de las ecuaciones de van Genuchten-Mualem. Estos resultados mostraron que los parámetros de la ecuación de VG-M tienen distinto grado de sensibilidad en las predicciones del modelo. A juzgar por la magnitud de los T-valores, los resultados fueron más sensibles a las variaciones de contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ), seguido del factor alfa ( $\alpha$ ), de  $n$  y de la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ), y en menor medida al contenido de agua residual ( $\theta_r$ ).



Nota: Las barra de error indican la desviación standard asociada al calculo del T-valor medio para cada parámetro.

**Figura 4-51: Análisis de sensibilidad de los parámetros de la ecuación de van Genuchten-Mualem en las predicciones de la distribución de agua en el suelo.**

En la primera optimización el orden de magnitud de los T-valores es de 100 para el contenido de agua a saturación y 10 para el valor de  $K_s$ . En la segunda optimización el orden de magnitud del T-valor es de 0.1 para el contenido de agua residual i de 10 para  $n$ , exceptuando el caso del parámetro  $n$  en el horizonte  $Bw1$ , donde este parámetro toma el valor de 70. En una posterior optimización del parámetro  $\alpha$  resultó tener un T-valor del mismo orden de magnitud que  $n$ ; sin embargo la reducción en la SSQ de la función objetivo al optimizar este parámetro en las funciones de VG-M resultó modesta, pasando de 0.413 a 0.410.

Los resultados obtenidos concuerdan con los de Abbasi *et al.* (2003-b), que en un ensayo en un campo regado por surcos, realizaron una optimización inversa de los parámetros de la ecuación de VG-M en un suelo con distintos horizontes. El resultado del análisis de sensibilidad realizado por estos autores mostró que el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) y  $n$  fueron los parámetros que tuvieron mayor sensibilidad en los resultados del modelo.

En el presente estudio es interesante remarcar que los parámetros que se obtuvieron aplicando el método de modelación inversa tuvieron sentido físico; la conductividad hidráulica saturada y el contenido de agua residual estimados correspondieron a los propios en suelos de la clase textural a la que pertenecen.

En el horizonte  $Ap_2$ , el contenido de agua a saturación determinado en el laboratorio a partir de una muestra de suelo tamizada y secada al aire, resultó ser de  $0.42 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ ; este valor es ligeramente superior al estimado en la modelación inversa. Este resultado es consistente con el hecho que cuando  $\theta_s$  se determina en el campo su valor suele ser inferior a la porosidad, debido al aire que queda atrapado (Klute, 1986), mientras que cuando se realiza la determinación en el laboratorio, con la estructura del suelo alterada, el valor de  $\theta_s$  resulta superior al valor de campo (Abbasi *et al.*, 2003-a).

En el horizonte  $B_{w1}$  el contenido de agua a saturación ( $\theta_s$ ) no se determinó experimentalmente, sin embargo el valor en la calibración resultó superior al valor que correspondería a un suelo de esta textura. La causa podría ser la corrección de los contenidos de agua medidos con ENVIROSCAN<sup>®</sup>, que se realizó a partir de la comparación de la curva de retención correspondiente al horizonte  $Ap_2$ . Probablemente la corrección de un 9 % del contenido volumétrico de agua, adecuada para los horizontes  $Ap_1$  y  $Ap_2$ , debería haber sido distinta en el horizonte  $B_{w1}$ .

#### **4.3.4.- Resultados del contenido de agua y potencial hidráulico en las modelaciones. Comparación con los datos experimentales**

Los parámetros de la ecuación de VG-M estimados con el método de calibración inverso, presentados en la parte inferior de la tabla 4-16, se utilizaron para realizar las modelaciones directas correspondientes al periodo que va del 1 de junio al 15 de setiembre en el tratamiento T-30. El contenido de agua medido a 10, 30, 50 y 70 cm de profundidad, y el potencial hidráulico medido a 30 cm, se compararon con los obtenidos de las simulaciones. Seguidamente se pasa a comentar los resultados de la comparación entre los parámetros simulados y observados. Para ello y a carácter ilustrativo, se han representado gráficamente la evolución de estos parámetros en el mes de julio, dado que en los restantes meses la diferencia entre los parámetros simulados y observados se comportó de forma similar. Con el fin de cuantificar las diferencias se calculó la raíz del error cuadrático medio (RMSE) comparando el contenido de agua y el potencial observado y simulado en los puntos donde se realizaron medidas experimentales. Además se realizó una regresión lineal entre los valores observados y simulados en una misma posición e instante, lo que permitió determinar la bondad de ajuste.

En la parte superior de la figura 4-52 se representa la evolución del potencial hidráulico a 30 cm de profundidad y en la parte inferior de la misma figura se indica la evolución del contenido de agua en el mismo periodo y profundidad. El contenido y potencial observado y simulado, representado en la figura 4-52, sigue una evolución análoga; el modelo refleja perfectamente aumentos en el contenido de agua y reducciones en el valor absoluto del potencial cada vez que se da un evento de riego (Figura 4-53 correspondiente a 10 cm de profundidad).

En la figura 4-52 (parte superior) puede apreciarse que el valor de potencial hidráulico no superó en valor absoluto los 25 kPa en los valores observados ni en los simulados. En la figura 4-52 (parte inferior) puede apreciarse que el contenido volumétrico de agua observado se mantuvo entre 0.27 y los  $0.33 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ , mientras que en las simulaciones el intervalo fue de 0.27 a  $0.38 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ .

Es interesante remarcar que la consigna de riego en este tratamiento fue la de aplicar agua cuando el potencial superara la succión de 30 kPa; sin embargo este valor fue obtenido a partir de la media de 3 repeticiones, lo que supuso que, debido a la variabilidad del contenido de agua en la parcela, en esta repetición no se superaran los 25 kPa.

El contenido de agua a 10 cm de profundidad a lo largo del mes de julio osciló entre 0.17 y 0.39  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  en las observaciones realizadas, y entre 0.21 y 0.39  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  en la simulación. Si se observa la parte superior de la figura 4-53, la mayor parte de los valores simulados han sobreestimado el contenido de agua entre un 0.02 y un 0.03  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ .

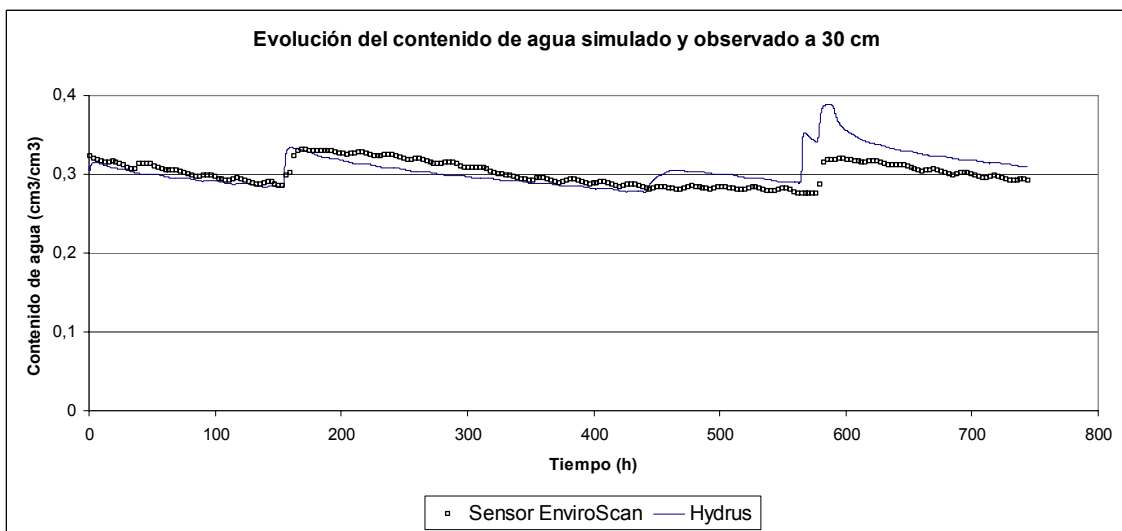
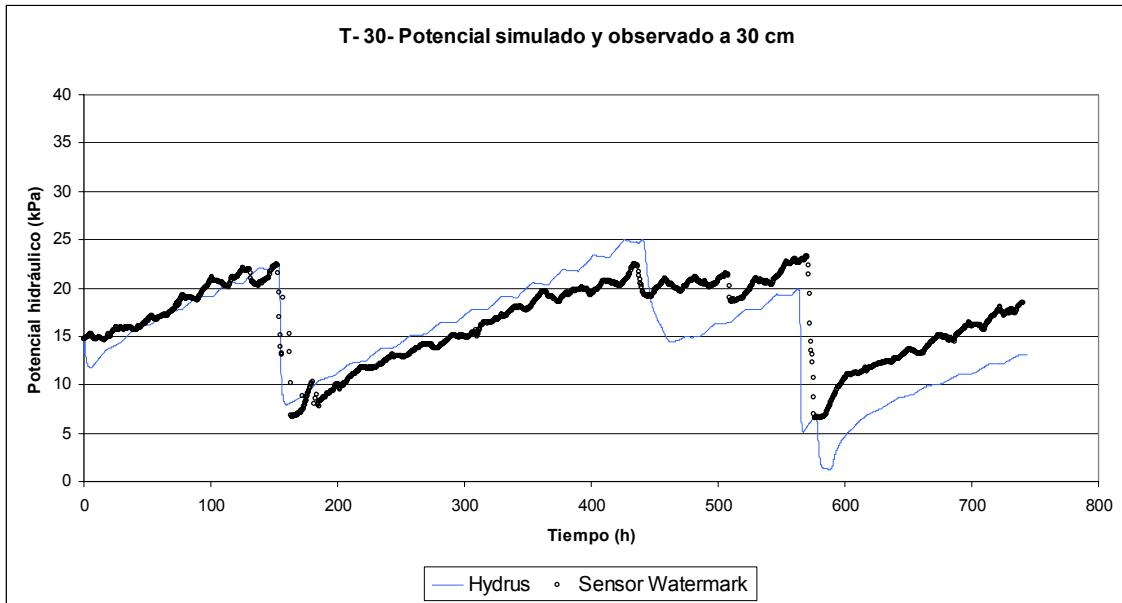
Cuando se comparan los valores de los contenidos de agua simulados y observados a 50 y 70 cm de profundidad (Figura 4-53) la evolución que siguen es aparentemente muy distinta. Mientras los valores de contenido de agua observados se mantuvieron prácticamente constantes en valores cercanos a 0.25  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  a 50 cm y 0.10  $\text{cm}^3/\text{cm}^3$  a 70 cm, los valores simulados sufrieron grandes variaciones como consecuencia de la redistribución de agua y de la influencia del agua aportada durante los riegos.

Este hecho pone en evidencia que los parámetros de la ecuación de VG-M correspondientes al horizonte  $B_w$ , ajustados mediante el modelación inversa, no han proporcionado buenos resultados. Pueden señalarse varias causas que lo justifiquen:

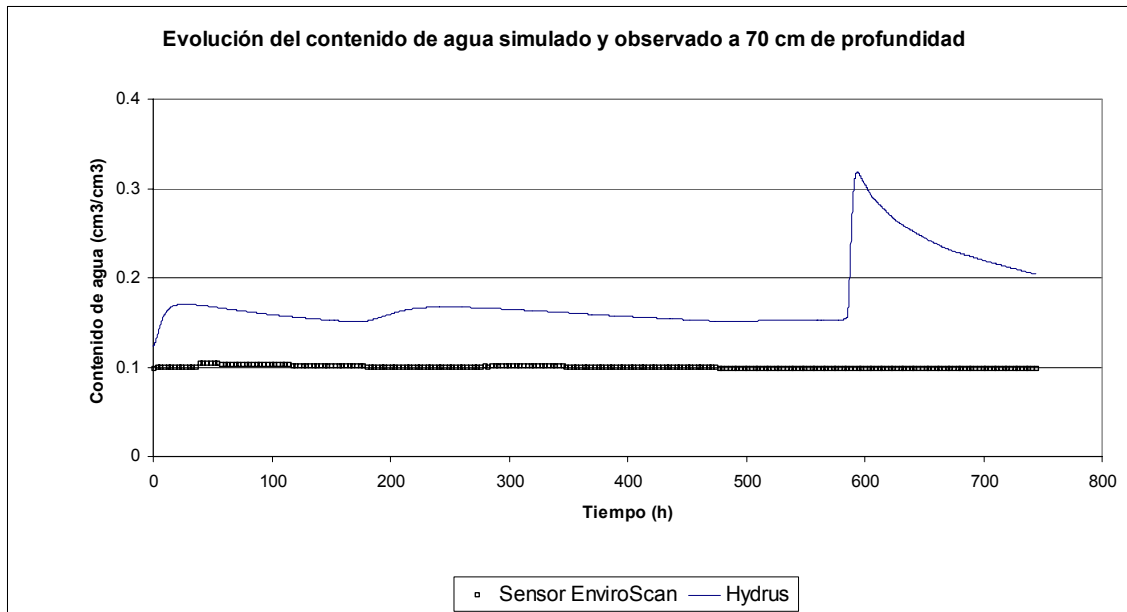
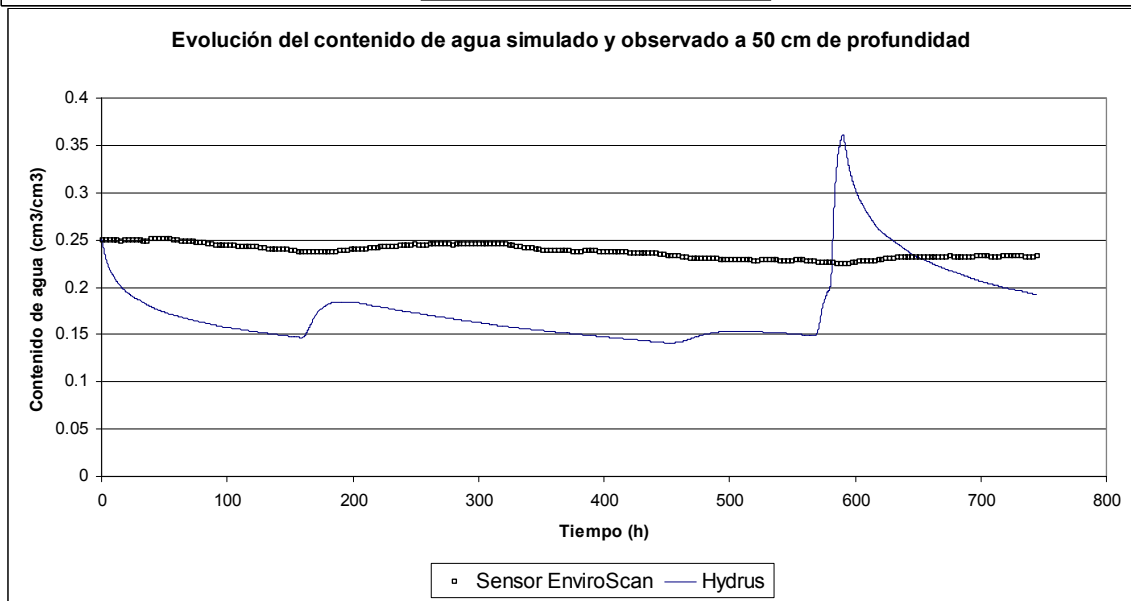
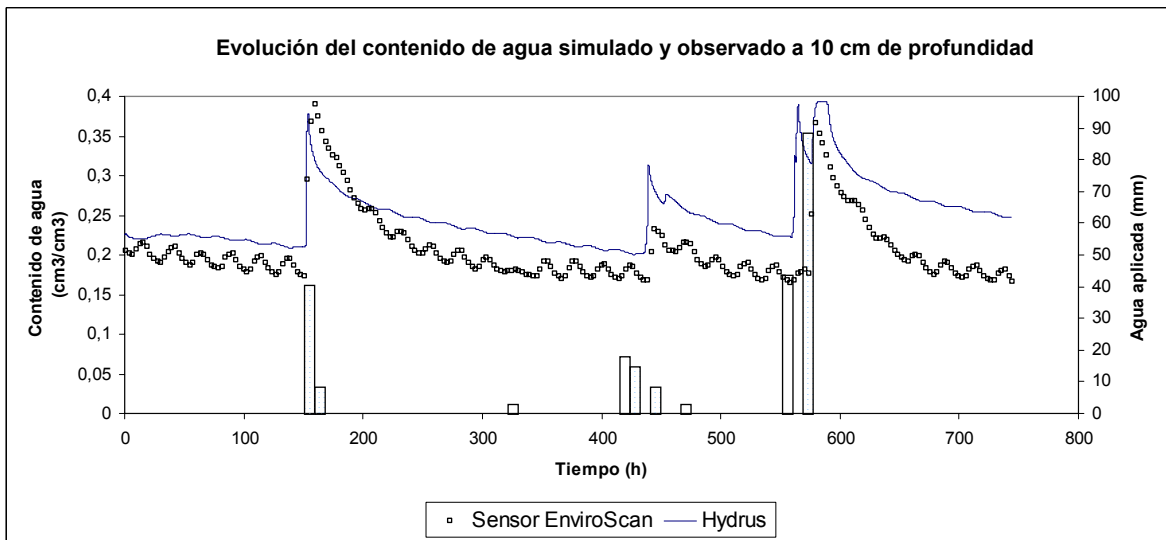
- a) La corrección del contenido de agua medido con la sonda ENVIROSCAN<sup>®</sup>, basado en comparar la curva de retención medida en campo con la curva obtenida en el laboratorio, se realizó con valores correspondientes al horizonte  $Ap_2$ . Esta corrección podría no ser válida para el horizonte  $B_w$ .
- b) Otra de las posibles causas podría ser que en el horizonte  $B_w$  sólo se dispuso de medidas experimentales del contenido de agua para realizar la modelación inversa, mientras que para el horizonte  $Ap_2$  se dispuso de valores de contenido y potencial, lo cual mejora los resultados del método de calibración inverso (Ritter *et al.*, 2004).

En este sentido el cálculo de los errores cuadráticos medios (RMSE), indicados en la tabla 4-17, obtenidos al comparar los valores de contenido de agua observados y simulados, mostró que los errores son menores a la profundidad de 30 cm. Sus valores oscilaron entre un 0.012 y 0.024 ( $\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ).

El error standard, que representa el promedio de las desviaciones de los valores observados en relación a la recta de regresión, muestra una tendencia similar al RMSE, pero sus valores son siempre iguales o inferiores (tabla 4-17).



**Figura 4-52: Comparación entre el potencial de agua medido y simulado a 30 cm de profundidad (parte superior) y entre los contenidos de agua medidos y simulados a la misma profundidad (parte inferior de la figura). Las medidas corresponden al mes de julio.**



**Figura 4-53: Evolución del contenido de agua medido y simulado a 10, 50 y 70 cm de profundidad en relación al agua aplicada (mm) durante el mes de julio.**



**Tabla 4-17: Estadísticos de comparación entre los contenidos de agua simulados y observados en las modelaciones directas.**

<b>Periodo</b>	<b>Profundidad (cm)</b>	<b>10</b>	<b>30</b>	<b>50</b>	<b>70</b>
<b>Junio</b>	Nº valores	248	248	248	248
	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.039	0.012	0.073	0.090
	Error standard	0.020	0.012	0.034	0.033
	R <sup>2</sup>	0.732	0.734	0.379	0.252
	R <sup>2</sup> ajustado	0.731	0.733	0.377	0.249
	P-valor <sub>0</sub>	0.000	0.970*	0.000	0.000
	P-valor <sub>1</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Julio</b>	Nº valores	248	248	248	248
	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.054	0.020	0.072	0.086
	Error standard	0.029	0.018	0.038	0.032
	R <sup>2</sup>	0.473	0.226	0.095	0.278
	R <sup>2</sup> ajustado	0.471	0.226	0.092	0.275
	P-valor <sub>0</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000
	P-valor <sub>1</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000
<b>Agosto</b>	Nº valores	248	248	248	248
	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.024	0.022	0.074	0.093
	Error standard	0.017	0.018	0.036	0.029
	R <sup>2</sup>	0.839	0.212	0.000	0.028
	R <sup>2</sup> ajustado	0.839	0.208	-0.003	0.024
	P-valor <sub>0</sub>	0.000	0.000	0.000	0.000
	P-valor <sub>1</sub>	0.000	0.000	0.795*	0.009
<b>Del 1 al 15 de Setiembre</b>	Nº valores	121	121	121	121
	RMSE (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )	0.041	0.024	0.069	0.094
	Error standard	0.018	0.012	0.023	0.018
	R <sup>2</sup>	0.619	0.248	0.058	0.222
	R <sup>2</sup> ajustado	0.616	0.242	0.050	0.216
	P-valor <sub>0</sub>	0.000	0.000	0.141*	0.000
	P-valor <sub>1</sub>	0.000	0.000	0.007	0.000

P<sub>0</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P<sub>1</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

\*: Diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación  $\alpha = 0.01$

**Tabla 4-18: Estadísticos de comparación entre los potenciales hidráulicos simulados y observados a 30 cm de profundidad en las modelaciones directas.**

Periodo	Nº de valores	RMSE (kPa)	Error standard	R <sup>2</sup>	R <sup>2</sup> ajustado	P-valor <sub>0</sub>	P-valor <sub>1</sub>
<b>Junio</b>	1475	5.2	2.8	0.793	0.792	0.000	0.000
<b>Julio</b>	1464	3.7	3.5	0.562	0.562	0.024*	0.000
<b>Agosto</b>	1468	3.7	3.0	0.549	0.549	0.003	0.000
<b>1-15 setiembre</b>	705	7.1	1.2	0.800	0.800	0.000	0.000

P<sub>0</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la constante de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

P<sub>1</sub>: P-valor en el contraste de hipótesis para la pendiente de la recta de regresión de los contenidos de agua modelados y observados

\*: Diferencias estadísticamente no significativas al nivel de significación  $\alpha = 0.01$

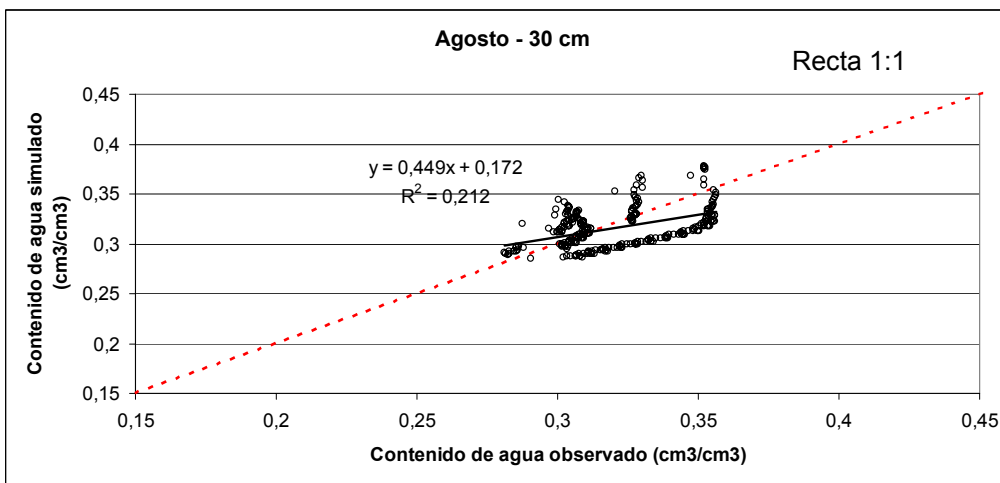
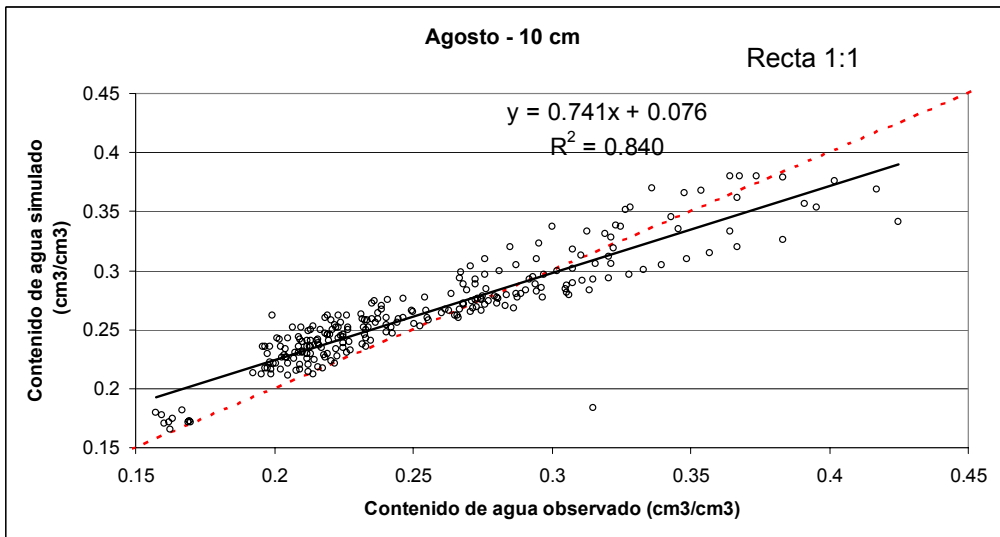
Otro estadístico utilizado en la comparación es el coeficiente de determinación R<sup>2</sup>, que representa el grado de ajuste de la recta que correlaciona los valores observados y simulados. Además se ha calculado el coeficiente de determinación corregido, que penaliza la regresión cuando el número de datos es bajo.

Su cálculo se efectúa según la siguiente fórmula  $R^2 = 1 - \left( \frac{n-1}{n-2} \right) (1 - R^2)$ . En el caso que los resultados

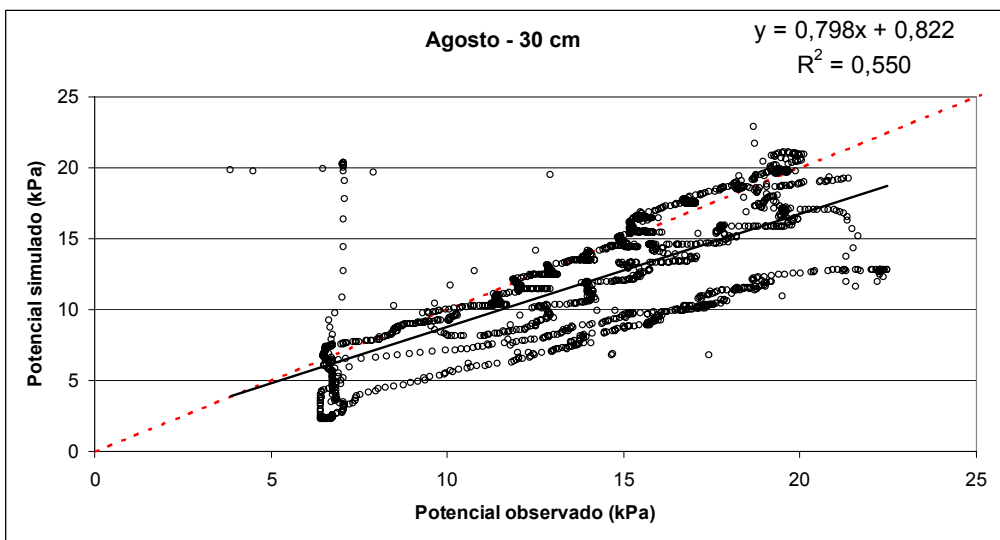
simulados se correlacionaran perfectamente a los observados la recta de ajuste tendría una pendiente de 1:1, pasaría por el origen de coordenadas y el coeficiente de determinación sería igual a la unidad. En los ensayos realizados los coeficientes de determinación más elevados corresponden a la profundidad de 10 cm, con valores comprendidos entre 0.473 y 0.839. Probablemente, la mayor amplitud de los valores de contenido de agua observados en esta región ha incidido en los mejores ajustes obtenidos. En la figura 4-54, donde se representan las rectas de regresión correspondientes al mes de agosto y a las profundidades de 10 y 30 cm, se observa que el rango en el valor de contenido de agua observado varía de 0.15 a 0.42 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup> a 10 cm; mientras que a 30 cm los valores de contenido de agua se reducen a un intervalo de 0.27 a 0.36 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>.

En la gran mayoría de los ajustes, los contrastes de hipótesis para la constante y la pendiente de la recta de regresión resultan estadísticamente significativos, con un nivel de significación del 1 %. En la tabla 4-17 se indican los p-valores en los contrastes de hipótesis realizados.

En la tabla 4-18 se indican los estadísticos de comparación correspondientes a los valores de potencial hidráulico observados y simulados. El RMSE oscila entre 3.7 y 7.1 kPa, mientras que el coeficiente de determinación se encuentra comprendido entre 0.549 y 0.800. En la figura 4-55 se representa la recta de regresión correspondiente al mes de agosto.



**Figura 4-54:** Rectas de ajuste correspondientes a los contenidos de agua observados y simulados a 10 y 30 cm de profundidad durante el mes de agosto.



**Figura 4-55:** Rectas de ajuste correspondientes al valor de potencial hidráulico observado y simulado a 30 cm de profundidad durante el mes de agosto.

#### 4.4.5.- Discusión referente a los sensores de medida

Las medidas en continuo realizadas con la sonda ENVIROSCAN® y WATERMARK® proporcionaron información muy útil para la gestión del riego. En los ensayos realizados se han manejado los riegos a partir de las medidas de la sonda WATERMARK®, que proporcionó valores de potencial hidráulico realistas en relación con la textura del suelo. Sin embargo las medidas de contenido volumétrico de agua realizadas con la sonda ENVIROSCAN® dieron valores del orden de un 9 % superiores a lo que cabría esperar; al menos en los horizontes *Ap1* y *Ap2*. Hanson *et al.* (2000) advierten de que este tipo de sonda, aunque esta diseñada para dar una medida directa del contenido de agua del suelo, puede proporcionar valores no realistas para determinados tipos de suelo. Hanson y Peters (2000) al comparar las medidas de contenido volumétrico de agua tomadas con una sonda de neutrones y con ENVIROSCAN® detectan que este último proporciona valores hasta 1.5 veces superiores.

De acuerdo con los resultados obtenidos, cuando interese conocer el valor puntual de contenido de agua, debería realizarse una calibración en el mismo suelo donde se instale la sonda. Alternativamente podría realizarse una corrección de las lecturas en base a la comparación de las curvas de retención obtenidas mediante otro método distinto, tal y como se realizó en este caso.

#### 4.4.6.- Discusión referente a los resultados de las simulaciones

Abbasi *et al.* (2003-a, b y 2004) utilizaron el modelo HYDRUS-2D para simular la distribución de agua en el suelo en un riego por surcos. En el trabajo se analizan distintas estrategias en la calibración inversa, comparando los contenidos de agua simulados y observados a partir de ajustar una recta de regresión. Los coeficientes de determinación que obtuvieron Abbasi *et al.* (2004) al comparar los contenidos de agua simulados y observados, van de 0.077 a 0.612. Estos autores consideran estos ajustes relativamente pobres y lo atribuyen a la variabilidad espacial y temporal de las propiedades hidráulicas del suelo. En la presente tesis los coeficientes de determinación resultaron superiores en la gran mayoría de casos.

El método de modelación inversa permitió estimar los parámetros de las funciones de VG-M en un suelo estratificado. Aunque no se haya indicado en los resultados, es interesante remarcar que cuando se aplicó el método inverso para optimizar todos los parámetros de las ecuaciones en una sola fase, produjo una gran incertidumbre en los valores estimados; y en algunos casos estos valores carecieron de sentido físico. En este sentido Simunek y van Genuchten (1997) indican que es interesante reducir el número de parámetros a optimizar en cada calibración para evitar estos problemas.

En este capítulo se ha aplicado el método inverso por fases, siguiendo una estrategia parecida a la presentan los resultados del método inverso aplicado por Abbasi *et al.* (2003 - a y b) o Ritter *et al.* (2004). En las simulaciones realizadas en el presente trabajo, correspondientes a una campaña de riego, los errores cometidos en la estimación del contenido volumétrico de agua están comprendidos entre un 1 y un 5 % y corresponden a errores en la estimación del potencial de 3 a 7 kPa. La evolución en el tiempo del contenido de agua y del potencial simulados, correspondiente a los puntos situados a 10 y 30 cm de profundidad, son prácticamente idénticos a la evolución seguida por los valores experimentales. Los dos responden de manera similar a los distintos eventos de riego. La magnitud de los errores cometidos en la estimación del potencial es comparable al error cometido en la automatización del sistema de riego, que

se basa en la medida del potencial hidráulico en tres repeticiones de un mismo tratamiento; y presentó una desviación standard para el conjunto de medidas de  $\pm 5$  kPa.

El comportamiento del modelo respecto a la predicción del contenido de agua en los puntos situados a 50 y 70 cm fue mucho peor; el error cometido se situó en torno al 7 y al 9 % en cada caso. Además, posteriormente a algunos de los riegos, el modelo se mostró aumentos significativos del contenido de agua que no se corresponden con las medidas realizadas.

Sin duda el mal comportamiento del modelo en la estimación del contenido de agua a 50 y 70 cm se debe a que los datos utilizados en la calibración del modelo no han proporcionado una estimación adecuada de los parámetros de la ecuación de van Genuchten-Mualem correspondientes al horizonte  $B_w$ . Posiblemente la estimación hubiera mejorado sensiblemente en el caso de que en la calibración se hubieran utilizado datos correspondientes a un periodo en el cual los valores de contenido de agua hubieran cubierto un rango mas amplio en los valores de contenido de agua. Además, si se hubiera dispuesto de medidas simultáneas del contenido de agua y potencial en puntos correspondientes al horizonte  $B_w$  también hubiera mejorado los resultados.

De acuerdo con los resultados del presente trabajo, los parámetros de la ecuación de van Genuchten-Mualem que más sensibles se mostraron en relación a los resultados de las simulaciones, fueron el contenido de agua a saturación,  $\alpha$  y  $n$ ; por el orden citado.

Los resultados están en la misma línea que los de Abbasi *et al.* (2003-b), que indicaron que el contenido de agua a saturación y  $n$  se mostraron como los parámetros más sensibles en las simulaciones que realizaron; Ritter *et al.* (2004) confirmaron que contenido de agua a saturación es el parámetro que más influencia tiene en los resultados de las simulaciones del movimiento de agua en una columna de suelo volcánico estratificado.

## **CAPÍTULO 5 : CONCLUSIONES**

### **I. Respecto al modelo SIMDAS**

1.- La modificación realizada en el modelo numérico SIMDAS permite la predicción de la extensión del charco y su evolución en el tiempo, a diferencia de las distintas soluciones analíticas que proporcionan el valor de la extensión en régimen estacionario.

2.- El modelo SIMDAS da una estimación precisa de la extensión del charco observada en campo.

3.- Referentes al efecto del sellado:

3.a.- En los suelos donde el efecto del sellado es importante aumenta la extensión del charco de agua en relación a los suelos que no presentan este fenómeno.

3.b.-El efecto del sellado puede considerarse en el modelo SIMDAS, lo cual mejora sus predicciones.

4.- A partir de las modificaciones realizadas, el modelo SIMDAS permite simular flujo plano y cilíndrico además de posibilitar incorporar el efecto de evaporación en la superficie del suelo siguiendo el modelo propuesto por Campbell (1985).

5.- A partir de los resultados de las simulaciones puede estimarse la profundidad (D) y extensión (W) del volumen de suelo mojado por un emisor; parámetros necesarios para el diseño agronómico. Al comparar D y W simulados con los respectivos valores calculados a partir de las medidas de campo, las diferencias estuvieron comprendidas entre un 7 % y un 40 %.

6.- Además de predecir la distribución del agua en el suelo, el modelo se mostró muy útil para comprender mejor su dinámica. En este sentido se analizó el efecto que tiene un cambio abrupto de la textura del suelo en la distribución de agua en el perfil. El análisis de los resultados permitió identificar un plano de flujo nulo (PFN) en la zona de contacto de los horizontes.

### **II. Respecto al volumen de suelo mojado (VSM)**

1.- Referente a la simetría del VSM:

1.a. – La hipótesis de simetría axial en la distribución de agua en el suelo procedente de un emisor aislado conlleva un error implícito que se ha cuantificado como un valor medio aproximado de 1 % del contenido volumétrico de agua.

1.b.- El grado de simetría en la distribución de agua en el suelo es menor cuando mayor es el caudal del emisor.

2.-Referente al VSM en el caso de una línea de emisores:

2.a.- En todas las pruebas con emisores de 8.5 y 25 l/h, colocados a 1 m de separación, se detectaron solapamientos de los volúmenes de suelo mojado (VSM). En las pruebas con emisores de 4 l/h sólo se detectaron solapamientos en algunas de las pruebas.

2.b.- A pesar de detectar solapamiento entre los VSM en los emisores separados 1 m, no se formó una franja humedecida de suelo de ancho constante para ninguno de los caudales de emisión.

3.-Referentes a los factores que afectan la forma del VSM:

3.a.- El volumen de agua aplicado en los riegos se mostró como el factor que mejor explica la extensión (W) del VSM.

3.b.- Al aumentar el caudal de emisión tendió a aumentar la extensión (W) y reducirse la profundidad (D) del VSM; aunque no se encontró correlación entre estos dos parámetros en ninguna de las pruebas realizadas.

3.c.- La discontinuidad textural del suelo limitó la profundidad máxima alcanzada por el VSM en las pruebas realizadas en Monells 1 y 2.

3.d.- Al aumentar la conductividad hidráulica saturada ( $K_s$ ) y el coeficiente  $\alpha$  de Gardner la extensión (W) del VSM tiende a reducirse.

3.e.- Para un mismo volumen de agua aplicado la extensión (W) del VSM fue mayor cuando se realizaron riegos previos.

4.-Referente a la uniformidad de la distribución de agua en el suelo:

4.a.- El contenido medio de agua en el suelo después de los riegos alcanzó valores superiores al de capacidad de campo pero inferiores al valor de saturación. La uniformidad en los contenidos de agua disminuye durante los periodos de riego y aumenta durante la redistribución, en los que se alcanzan valores del CUC del 90 %.

4.b.-En las pruebas en las que hubo solapamiento entre los VSM aumentó la uniformidad de los valores de contenido de agua en el suelo.

### **III. Respecto a las soluciones analíticas**

1.- Referente a las soluciones para determinar la extensión del charco superficial:

1.a.- En las pruebas con emisores de 2, 4 y 8.5 l/h, las soluciones de Wooding (1968) y Warrick y Lomen (1976), estimaron el radio máximo del charco de forma más realista que las soluciones de Raats (1971) y la de Philip (1985) modificada por Revol (1994).

1.b.- La solución de Wooding (1968), de amplio uso para el diseño agronómico de los sistemas de riego por goteo, proporciona a menudo una estimación de la extensión de la zona encharcada muy inferior a los valores observados en las experiencias, lo que podría comportar el sobredimensionamiento de la instalación de riego.

2.- Referente a las soluciones para determinar la distribución de agua en el suelo:

2.a.- En las pruebas de riego realizadas, al igual que en la mayoría de aplicaciones prácticas de riego por goteo, no se verifican las condiciones de régimen estacionario, limitando la aplicación de un gran número de soluciones analíticas.

2.b.- Los parámetros de entrada para poder aplicar la solución analítica de Warrick (1974), la conductividad hidráulica a saturación y el parámetro  $\alpha$  de Gardner, pueden determinarse de forma simple a partir de la aplicación del método del gotero.

2.c.- La hipótesis asumida por la solución de Warrick (1974), de que  $k = dK/d\theta$  sea constante, pudo ser verificada en el suelo donde se realizaron los ensayos para el rango de contenidos de agua en que se realizaron las pruebas.

2.d.- Los errores cometidos en la estimación del contenido de agua en un suelo con distintos horizontes pueden ser importantes. En las pruebas realizadas la raíz del error cuadrático medio (RMSE) en las distintas pruebas estuvo comprendida entre 0.050 y 0.082 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>.

### **IV. Comparación de los resultados del modelo SIMDAS con los de otro modelo numérico, HYDRUS-2D y con medidas experimentales**

1.- Para periodos de tiempo cortos SIMDAS y HYDRUS-2D proporcionan resultados muy similares. Cuando se compararon los resultados de los dos modelos los valores de  $R^2$  estuvieron próximos a 0.9 y el valor del RMSE al comparar los contenidos de agua simulados con los observados experimentalmente estuvo comprendido entre 0.02 y 0.05 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>.



2.- Las lecturas realizadas en campo para validar los modelos también están sujetas a errores importantes. En la calibración de la sonda TDR en campo los valores del RMSE estuvieron comprendidos entre 0.03 y 0.05 cm<sup>3</sup>/cm<sup>3</sup>.

3.- Al simular periodos de tiempo largos la diferencia en las predicciones entre los dos modelos se incrementa. La causa de ello es la distinta forma en que los dos modelos contemplan la evaporación.

4.-El modelo SIMDAS sobreestima el volumen de agua evaporada en relación al modelo HYDRUS-2D y a las observaciones experimentales.

## **V. Simulación de la dinámica de agua en el suelo en presencia de cultivo y a escala de campaña de riego**

1.- Referente a los sensores para determinar el estado hídrico del suelo:

1.a- Las medidas en continuo con las sondas ENVIROSCAN<sup>®</sup> y WATERMARK<sup>®</sup> dan información similar en cuanto a la evolución del estado de humedad del suelo, permitiendo en ambos casos gestionar el riego.

1.b.- Las medidas del contenido de agua con la sonda ENVIROSCAN<sup>®</sup> sin calibrar dieron sistemáticamente un error por exceso. El error pudo corregirse tras comparar la curva de retención obtenida con placas de presión y la curva a partir de las medidas realizadas con estos sensores.

2.-Referente a la calibración del modelo HYDRUS-2D con medidas de campo:

2.a- El método de modelación inverso permite determinar los parámetros de las funciones hidráulicas del suelo según el modelo de van Genuchten-Mualem. Sin embargo, las funciones hidráulicas que se obtienen no siempre reflejan correctamente el comportamiento del suelo, existiendo una diferencia importante entre los horizontes en que se dispone de medidas de contenido de agua y en los que además se dispone de medidas de potencial.

2.b- Las predicciones del modelo correspondientes a los horizontes en que la calibración se realizó a partir de datos de contenido de agua y potencial siguen la misma pauta de comportamiento que las medidas experimentales. El valor de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) al comparar el contenido de agua observado y simulado estuvo por debajo del 5 % y el error en el valor del potencial por debajo de los 7 kPa.

2.c.- En el caso en que la calibración se realizó únicamente con medidas de contenido de agua el RMSE en la estimación del contenido de agua aumentó significativamente, alcanzando el 9 %.

## REFERENCIAS

- Ababou, R. (1981). Modélisation des transferts hydriques dans le sol en irrigation localisée. Thèse, Université de Grenoble.
- Abbasi, F.; Feyen, J. y van Genuchten, M. T. (2004). Two-dimensional simulation of water flow and solute transport below furrows: model calibration and validation. *Journal of Hydrology*, 290, 63-79.
- Abbasi, F., Simunek, J., Feyen, J., van Genuchten, M. T. y Shouse, P. J. (2003-a). Simultaneous inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: Homogeneous soil. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 46(4), 1085-1095.
- Abbasi, F., Jacques, D., Simunek, J., Feyen, J. y van Genuchten, M. T. (2003-b). Inverse estimation of soil hydraulic and solute transport parameters from transient field experiments: Heterogeneous soil. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 46(4), 1097-1111.
- Abu-Zreig, M. (2001). Measurement of saturated hydraulic conductivity with various techniques. ASAE Annual International Meeting 2001- Paper n° 012258. Sacramento, California.
- Ah Koon, P. D., Gregory, P. J. y Bell, J. P. (1990). Influence of drip irrigation emission rate on distribution and drainage water beneath a sugar cane and a fallow plot. *Agricultural Water Management*, 17, 267-282.
- Al-Jabri, S. A., Horton, R. y Jaynes, D. B. (2002). A point source method for rapid simultaneous estimation of soil hydraulic and chemical transport Properties. *Soil Science Society American Journal*, 66, 12-18.
- Amoozegar-Fard, A., Warrick, A. W. y Lomen, D. O. (1984). Design nomographs for trickle irrigation systems. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 110(2), 107-120.
- Annandale, J. G., Jovanovic, N. Z., Campbell, G. S., Du Sautoy, N. y Benadé, N. (2003). A two-dimensional water balance model for micro-irrigated hedgerow tree crops. *Irrigation Science*, 22, 157-170.
- Armstrong, C. F. y Wilson, T. V. (1983). Computer model for moisture distribution in stratified soils under a trickle irrigation source. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26, 1704-1709.
- Assouline, S. (2002). The effects of microdrip and conventional drip irrigation on water distribution and uptake. *Soil Science Society of America Journal*, 66, 1630-1636.
- Bar-Yosef, B. y Sheikholslami, M. R. (1976). Distribution of water and ions in soils irrigated and fertilized from a trickle source. *Soil Science of America Journal*, 40(4), 575-582.
- Ben-Asher, J., Charach, C. y Zemel, A. (1986). Infiltration and water extraction from trickle irrigation source: The effective hemisphere model. *Soil Science Society of America Journal*, 50, 882-887.
- Ben-Asher, J., Yano, T. y Shainberg, I. (2003). Dripper discharge rates and the hydraulic properties of the soil. *Irrigation and Drainage Systems*, 17, 325-339.
- Ben-Gal, A. y Dudley, L. M. (2003). Phosphorus Availability under Continuous Point Source Irrigation. *Soil Science Society of America*, 67, 1449-1456.
- Bonany, J. (2001). Medidas de contenido y potencial de agua durante la temporada de riego del año 1998 en una plantación de manzanos. Comunicación Personal. Estación Experimental Fundació Mas Badia. La Tallada d'Empordà, Girona.

- Boulier, J. F. (1985). Modélisation stochastique de l'infiltration en milieux poreux non uniformes. Application à une parcelle micro-irriguée. Thèse Université de Grenoble.
- Brandt, A., Bresler, E., Diner, N., Ben Asher, J., Heller, J. y Goldberg, D. (1971). Infiltration from a trickle source: I Mathematical models. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35, 675-682.
- Bresler, E., Heller, J., Ben-Asher, J., Brandt, A. y Goldberg, D. (1971). Infiltration from a trickle source: II. Experimental data and theoretical predictions. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35, 683-689.
- Bresler, E. (1977). Trickle-drip irrigation: Principles and application to soil water management. *Advances in Agronomy*, 29, 343-393.
- Bresler, E. (1978). Analysis of trickle irrigation with application to design problems. *Irrigation Science*, 1, 3-17.
- Brooks, R.H. Corey, A.T. (1964). Hydraulic properties of porous media. Civil Eng. Dep. Colorado State University. Fort Collins, Colorado.
- Bucks D.A. (1995). Historical developments in microirrigation. *Microirrigation for a changing world: Conserving Resources / Preserving Environment*. 1-5.
- Bucks, D. A., Nakayama, F. S. y Warrick, A. W. (1980). Principles, practices and potentialities of trickle (drip) irrigation. *Advances in Irrigation*, 1, 219-298.
- Burdine, N. T. (1953). Relative permeability calculations from pore-size distribution data. *Petroleum Transactions of the American Institute of Mining Engineering*, 198, 71-78.
- Campbell, G.S. (1985). *Soil Physics with Basic*. Elsevier. New York.
- Carsel, R. y Parrish, R. (1988). Developing joint probability of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*, 24(5), 755-769.
- Carslaw, H. S. y Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids*. Oxford University Press. New York.
- Charlesworth, P. (2000). *Irrigation Insights: Soil Water Monitoring*. CSIRO Land and Water. Canberra, Australia.
- Chu, S. T. (1994). Green-Ampt analysis of wetting patterns for surface emitters. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 120(2), 414-421.
- Clothier, B., Scotter, D. y Harper, E. (1985). Three - dimensional infiltration and trickle irrigation. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 28, 497-501.
- Coelho, F. E. y Or, D. (1996). Flow and uptake patterns affecting soil water sensor placement for drip irrigation management. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 39(6), 2007-2016.
- Coelho, F. E. y Or, D. (1997). Applicability of Analytical Solutions for Flow from Point Sources to Drip Irrigation Management. *Soil Science Society of America Journal*, 61, 1331-1341.
- DARP. (2001). PACREG 4.1. Una herramienta para el uso eficiente del agua de riego en la parcela. Departament d'Agricultura, Ramaderia i Pesca. Barcelona.
- Dirksen, C. (1991). Unsaturated Hydraulic Conductivity. K. A. Smith, C. E. Mullins (Eds.). *Soil Analysis. Physical Methods*. 209-269. New York .
- Edeffson, N.E. y Anderson, A.B. (1943). Thermodynamics of soil moisture. *Hilgardia*, 15(2), 31-298.

- Elrick, D. E. y Reynolds, W. D. (1992). Infiltration from constant-head well permeameters and infiltrometers. Topp, G.C., Reynolds, W.D. y Green, R.E. (Eds.). *Advances in measurement of soil physical properties: Bringing theory into practice*. 1-24. Madison, WI.
- Evelt, S. R. y Steiner, J. L. (1995). Precision of neutron scattering and capacitance type soil water content gauges from field calibrations. *Soil Science Society of America Journal*, 59(4), 961-968.
- Feddes, R. A., Kowalik, P. J. y Zaradny, H. (1978). *Simulation of field water use and crop yield. Simulation monographs*. Centre for Agricultural Publishing and Documentation. Wageningen.
- Fereres, E. (1981). *Drip irrigation management*. University of California. Davis.
- Fudinger, R., Köhler, K. y Stacheder, M. (1995). Measurement of material and soil moisture with the TRIME-Method. IMKO Mikromodultechnik GMBH. Germany.
- Gardner, W. R. (1958). Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from water table. *Soil Science*, 85, 228-232.
- Ghali, G.S. (1986). *Mathematical modelling of soil moisture dynamics in trickle irrigated fields*. Ph.D. Thesis, University of Southampton.
- Ghali, G. S. y Svehlik, Z. J. (1988). Soil-water dynamics and optimum operating regime in trickle-irrigated fiels. *Agricultural Water Management*, 13, 127-143.
- Giráldez, J.V., Vanderlinden K. y Ten Berge, H.F. (1999). La evaporación del agua del suelo bajo control atmosférico. *Estudios de la zona no saturada del suelo, Tenerife*. 181-186.
- Green, W. y Ampt, G. (1911). Studies in soil physics: I. Flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*, 4, 1-24.
- Green, R. E., Ahuja, L. R. y Chong, S. K. (1986). Hydraulic conductivity, diffusivity and sortivity of unsaturated soils: field methods. Klute, A. (Ed.). *Methods of soil analysis. Vol 1. Physical and Mineralogical Methods*. 771-798. Madison, WI.
- Gribb, M. M. (1996). Parameter estimation for determining hydraulic properties of a fine sand from transient flow measurements. *Water Resources Research*, 32(7), 1965-1974.
- Gupta, R. ; Rudra, P. y Dickinson, W. (1995). Modelling of saturated regime as affected by emitter application rates. *Proceedings of the 5 th. International Microirrigation Congress*. 628-632.
- Hanson, B. R., Orloff, S. y Peters, D. (2000). Monitoring soil moisture helps refine irrigation management. *California Agriculture*, 54, 38-42.
- Hanson, B. R. y Peters, D. (2000). Soil type effects accuracy of dielectric moisture sensors. *California Agriculture*, 54, 43-47.
- Healy, R. W. y Warrick, A. W. (1988). A generalized solution to infiltration from a surface point source. *Soil Science Society of America Journal*, 52, 1245-1251.
- Hess, T. (1996). Evapotranspiration estimates for water balance scheduling in the UK. *Irrigation News*, 25, 31-36.
- Hillel, D., Krentos, V. D. y Stylianou, Y. (1972). Procedure and test of an internal drainage method for measuring soil hydraulic characteristics in situ. *Soil Science*, 114(5), 395-400.
- Howell, T. A., Aljibury, F. K., Gitlin, A. M., Wu, I. P., Warrick, A. W. y Raats, P. A. C. (1983). Design and operation of trickle (drip) systems. Jensen, M.E (Ed.). *Design and Operation of Farm Irrigation Systems*. 663-717. Fort Collins, Colorado.

- Jury, W. y Earl, K. (1977). Water movement in bare and cropped soil under isolated trickle emitters: I. Analysis of bare soil experiments. *Soil Science Society America Journal*, 41, 852-856.
- Jury, W., Gardner, W.R. y Gardner, W. H. (1991). *Soil Physics*. 5 th. Edition. Wiley & Sons. New York.
- Keller, J. y Karmeli, J. D. (1974). *Trickle Irrigation Design*. Rainbird Sprinkler Corporation. Glendora, California, USA.
- Keller, J. (1978). Trickle irrigation. Section 15-7. *National Engineering Handbook*. Soil Conservation Service - USDA. USA.
- Keller, J. y Bliessner, R. D. (1990). Trickle irrigation planning factors. Van Nostrand Reinhold (Ed.). *Sprinkle and trickle irrigation*. 453-477. New York.
- Khalil, M., Miyazaki T., Sakai, M. y Mizoguchi, M.. (2003). Comprehensive analysis of Zero Flux Plane (ZFP) in vadose zone. 6.th Inter-Regional Conference on Environment – Water, Land, Water Use Planning and Management, Albacete. 1-15.
- Khatri, K.C. (1984). Simulation of soil moisture migration from a point source. Ph. D. Thesis, University of Montreal.
- Klute, A. (1986). Water Retention: Laboratory Methods. A. Klute (Ed.), *Methods of Soil Analysis*. Part 1. Physical and Mineralogical Methods. 799-823. Madison, Wisconsin.
- Kosugi, K. (1999). General model for unsaturated hydraulic conductivity for soils with lognormal pore-size distribution. *Soil Science Society of America Journal*, 63. 270-277.
- Lafolie, F., Guennelon, R. y van Genuchten, M. T. (1989-a). Analysis of water flow under trickle irrigation: I Theory and numerical solution. *Soil Science Society of America Journal*, 53, 1310-1318.
- Lafolie, F., Guennelon, R. y van Genuchten, M. T. (1989-b). Analysis of water flow under trickle irrigation: II Experimental Evaluation. *Soil Science Society of America Journal*, 53, 1318-1323.
- Levin, I., Bravdo, B. y Assaf, R. (1973). Relation between apple root distribution and soil water extraction in different irrigation regimes. Hadas et al. (Ed.). *Ecological Studies. Analysis and Synthesis*. 351-359. Berlin.
- Li, J., Zhang, J. y Ren, L. (2003). Water and nitrogen distribution as affected by irrigation of ammonium nitrate from a point source. *Irrigation Science*, 22, 19-30.
- Lomen, D. O. y Warrick, A. W. (1974). Time-dependent linearized infiltration: II. Line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, 38, 568-572.
- Mathieu, C. y Pieltain, F. (1998). *Analyse physique des sols: méthodes choisies*. Lavoisier, Technique & Documentation. Paris.
- Meschkat, M., Warner, R. C. y Workman, S. R. (1999). Modeling evaporation reduction in drip irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 125 (6), 315-323.
- Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. (2001). *Plan Nacional de Regadíos - Horizonte 2008*.
- Mmolawa, K. y Or, D. (2003). Experimental and Numerical Evaluation of Analytical Volume Balance Model for Soil Water Dynamics under Drip Irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, 67(6), 1657-1671.
- Moncef, H., Hedi, D., Jelloul, B. y Mohamed, M. (2002). Approach for predicting the wetting front depth beneath a surface point source: theory and numerical aspect. *Irrigation and Drainage*, 51, 347-360.
- Mualem, Y. (1976). A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resources Research*, 12(3), 513-522.

- Or, D. (1996). Drip irrigation in heterogeneous soils: steady-state field experiments for stochastic model evaluation. *Soil Science Society American Journal*, 60(5), 1339-1349.
- Or, D. y Coelho, F. E. (1996). Soil water dynamics under drip irrigation: transient flow and uptake models. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 39, 2017-2025.
- Or, D. y Wraith, J. M. (2003). Soil Water Content and Water Potential Relationships. Warrick, A.W. (Ed.). *Soil Physics Companion*. 49-84. Boca Raton, Florida.
- Oster, J. D. y Wichelns, D. (2003). Economic and agronomic strategies to achieve sustainable irrigation. *Irrigation Science*, 22, 107-120.
- Ould Mohamed El-Hafedh, A.V., Daghari, H. y Maalej, M. (2001). Analysis of several discharge rate-spacing-duration combinations in drip irrigation system. *Agricultural Water Management*, 52, 33-52.
- Pal, D., Sen, H. S., Dash, N. B. y Bandyopadhyay, B. K. (1992). Moisture transport under cyclic trickle irrigations in different textured soils. *Journal of Agricultural Science*, 118, 109-117.
- Paularinova-Kochina P. (1962). *Theory of groundwater movement*. Princeton University Press (Ed.). Princeton, NJ.
- Pelletier, G. y Tan, C. S. (1993). Determining irrigation wetting patterns using time domain reflectometry. *HortScience*, 28(4), 338-339.
- Phene, C.J. (1995). Research Trends in microirrigation. *Microirrigation for a changing world: Conserving resources/preserving the environment*. Proceedings of the fifth microirrigation congress. 6-24.
- Philip, J.R. (1957). Evaporation, and moisture and heat fields in the soil. *Journal of Meteorology*, 14, 354-366.
- Philip, J.R. (1968). Steady infiltration from buried point sources and spherical cavities. *Water Resources Research*, 4, 1039-1047.
- Philip, J. R. (1969). Theory of infiltration. *Advances in Hydroscience*, 5, 215-296.
- Philip, J. R. (1971). General theorem on steady infiltration from surface sources, with application to point and line sources. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35, 867-871.
- Philip, J. R. (1984). Travel times from buried and surface infiltration point sources. *Water Resources research*, 20(7), 990-994.
- Philip, J. R. (1985). Steady absorption from spheroidal cavities. *Soil Science Society American Journal*, 49, 828-830.
- Philip, J. R. (1992). What happens near a quasi-linear point source? *Water Resources Research*, 28(1), 47-52.
- Pizarro, F. (1987). *Riegos localizados de alta frecuencia*. Mundi Prensa. Madrid.
- Raats, P. A. C. (1971). Steady Infiltration from point sources, cavities and basins. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35, 689-694.
- Radcliffe, D. E. y Rasmussen, T. C. (2002). Soil Water Movement. Warrick, A.W. (Ed.). *Soil Physics Companion*. 85-126. Boca Raton, Florida.
- Ragab, R., Feyen, J. y Hillel, D. (1984). Simulating infiltration into sand from a trickle line source using the matrix flux potential concept. *Soil Science*, 137(2), 120-127.
- Ramírez de Cartagena, F. (1994). Simulación numérica de la dinámica del agua en el suelo. Aplicación al diseño de sistemas de riego LAF. Tesis Doctoral, Universitat de Lleida. Lleida.

- Ramírez de Cartagena, F. y Sáinz, M. (1997). Modelo de distribución de agua en suelo regado por goteo. *Ingeniería del agua*, 4(1), 57-70.
- Rassam, D., Simunek, J. y van Genuchten, M. T. (2003). Modelling variably saturated flow with HYDRUS-2D. ND Consult. Brisbane, Australia.
- Ravi, V. y Williams, J. (1998). Estimation of infiltration rate in the vadose zone: Compilation of simple mathematical models. U.S. EPA. Ada, Oklahoma.
- Rawlins, S. L. (1973). Principles of managing high frequency irrigation. *Soil Science Society of America Proceedings*, 37, 626-629.
- Rawls, W. J. y Brakensiek, D. L. (1982). Estimating soil water retention from soil properties. *Journal - American Society of Civil Engineers, Irrigation and Drainage Division*, 108(IR2), 166-171.
- Reeve, M. y Carter, A. (1991). Water Release Characteristic. Smith, K. y Mullins, C. (Eds.). *Soil Analysis. Physical Methods*. 111-160. New York.
- Revol, P. (1994). Caractérisation hydrodynamique des sols par infiltration bidimensionnelle axisymétrique et modélisation simplifiée de la micro-irrigation. Thèse, Université de Grenoble.
- Revol, P., Clothier, B. E., Kosuth, P. y Vachaud, G. (1996). The free-water pond under a trickle source: a field test of existing theories. *Irrigation Science*, 16(4), 169-175.
- Revol, P., Vauclin, M., Vachaud, G. y Clothier, B. E. (1997-a). Infiltration from a surface point source and drip irrigation. 1. The midpoint soil water pressure. *Water Resources Research*, 33, 1861-1868.
- Revol, P., Clothier, B. E., Mailhol, J. C., Vachaud, G. y Vauclin, M. (1997-b). Infiltration from a surface point source and drip irrigation. 2. An approximate time-dependent solution for a wet-front position. *Water Resources Research*, 33, 1869-1874.
- Richards, L. A. (1931). Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics*, 318-333.
- Richards, L. A. (1954). Multiple tensiometer for determining vertical component of the hydraulic gradient in soil. *Soil Science Society of America Proceedings*, 18, 7-10.
- Risse, L. M. y Chesness, J. L. (1989). A simplified design procedure to determine the wetted radius for a trickle emitter. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 32(6), 1909-1914.
- Ritter, A., Muñoz-Carpena, R., Regalado, C. M., Vanclooster, M. y Lambot, S. (2004). Analysis of alternative measurement strategies for the inverse optimization of the hydraulic properties of a volcanic soil. *Journal of Hydrology*, 295, 124-139.
- Ritchie, J. T. (1972). Model for predicting evaporation from a row crop at incomplete cover. *Water Resources Research*, 8, 1204-1213.
- Rodrigo-López, J., Hernández-Abreu, J. M., Pérez-Regalado, A. y González-Hernández, J. F. (1992). *Riego Localizado*. Mundi-Prensa. Madrid.
- Roth, R. L. (1983). Moisture movement from a point source. Tesis Doctoral, University of Arizona. Zeeb Road, Ann Arbor, Michigan.
- Russo, D. (1984). Statistical analysis of crop yield-soil water relationships in heterogeneous soil under trickle irrigation. *Soil Science Society of America Journal*, 48(6), 1402-1410.
- Russo, D. (1988). Determining soil hydraulic properties by parameter estimation: On the selection of a model for the hydraulic properties. *Water Resources Research*, 24(3), 453-459.
- Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S. y Papendick, R. I. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Science Society of America Journal*, 50(4), 1031-1036.

- Schaap, M. G., Leij, F. J. y van Genuchten, T. (2001). ROSETTA: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology*, 251, 163-176.
- Schmitz, G. H., Schütze, N. y Petersohn, U. (2002). New strategy for optimizing water application under trickle irrigation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 128(5), 287-297.
- Schwartzmass, M. y Zur, B. (1986). Emitter spacing and geometry of wetted soil volume. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 112(3), 242-253.
- Shani, U., Hanks, R. J., Bresler, E. y Oliveira, C. A. S. (1987). Field method for estimating hydraulic conductivity and matric potential-water content relations. *Soil Science Society American Journal*, 51, 298-302.
- Shani, U. y Or, D. (1995). In situ method for estimating subsurface unsaturated hydraulic conductivity. *Water Resources Research*, 31(8), 1863-1870.
- Simunek, J. y van Genuchten, M. T. (1997). Estimating unsaturated soil hydraulic properties from multiple tension disc infiltrometer data. *Soil Science*, 162(6), 383-398.
- Simunek, J., Sejna, M. y van Genuchten, M. T. (1999). HYDRUS-2D, software package for simulating the two-dimensional movement of water, heat and solute transport in variably-saturated media. U.S. Salinity Laboratory. Riverside, California.
- Skaggs, T. H., Trout, T. J., Simunek, J. y Shouse, P. J. (2004). Comparison of HYDRUS-2D simulations of drip irrigation with experimental observations. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 130(4), 304-310.
- Soil Survey Staff. (1998). *Keys to Soil Taxonomy*. Natural Resources Conservation Service. USDA. Washinton D.C., 326.
- Taghavi, S. A., Mariño, M. A. y Rolston, D. E. (1984). Infiltration from trickle irrigation source. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 110(4), 331-341.
- Talsma, T. (1963). The control of saline groundwater. *Mededelingen Landbouwhogeschool*, 63(10), 1-68.
- Taylor, S. (1965). Managing irrigation water on farm. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 8, 433-436.
- Taylor, S. y Ashcroft, G. (1972). *Physical edaphology*. W. H. Freeman & Co. San Francisco.
- Topp, G. C., Davis, J. L. y Annan, A. P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: Measurement in coaxial transmission. *Water Resources Research*, 16, 574-582.
- Valentin, C. y Bresson, L. (1992). Morfology, genesis and classification of surface crust in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55, 225-245.
- Van der Ploeg, R. R. y Benecke, P. (1974). Unsteady, unsaturated, n-dimensional moisture flow in soil: A computer simulation program. *Soil Science Society of America Proceedings*, 38, 881-885.
- van Genuchten, M. T. (1980). A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Science Society of America Journal*, 44(5), 892-898.
- Volpi, L. (2005). *Reference Manual for Xnumbers: Numeric calculus in Excel*. Foxes Team. Roma. Italy.
- Vrugt, J. A., Hopmans, J. W. y Simunek, J. (2001). Calibration of a two-dimensional root water uptake model. *Soil Science Society of America*, 65(4), 1027-1037.
- Warrick, A. W. (1974). Time-dependent linearized infiltration: I. Point sources. *Soil Science Society America Proceedings*, 38, 383-386.



- Warrick, A. W. y Lomen, D. O. (1976). Time-dependent linearized infiltration: III. Strip and disc sources. *Soil Science Society American Journal*, 40(5), 639-643.
- Warrick, A. W. (1985). Point and line infiltration - calculation of the wetted soil surface. *Soil Science Society American Journal*, 49, 1581-1583.
- Warrick, A. W. (2003). *Soil Water Dynamics*. Oxford University Press. New York.
- Wooding, R. A. (1968). Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4, 1259-1273.
- Yitayew, M., Khan, A. A. y Warrick, A. W. (1998). In situ measurements of soil hydraulic conductivity using point application of water. *Applied Engineering in Agriculture*, 14(2), 115-120.
- Youngs, E. G. (1991). Hydraulic conductivity of saturated soils. Smith, K. y Mullins, C. (Eds.). *Soil Analysis. Physical Methods*. 161-207. New York.
- Youngs, E. G., Leeds-Harrison, P. B. y Alghusni, A. (1999). Surface ponding of coarse-textured soils under irrigation with line of surface emitters. *Journal of Agricultural Engineering Research*, 73, 95-100.
- Zazueta, F. S., Smajstrla, A. G. y Harrison, D. S. (1985). A simple numerical model for the prediction of soil water movement from trickle sources. *Soil and Crop Science Society of Florida Proceedings*, 44, 72-76.
- Zur, B. (1996). Wetted soil volume as a design objective in trickle irrigation. *Irrigation Science*, 16, 101-105.