**DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA AGROFORESTAL
ESCUELA TÉCNICA SUPERIOR DE INGENIERÍA AGRÓNOMICA,
ALIMENTARIA Y DE BIOSISTEMAS**

**SOLUCIONES PARA LA INFILTRACIÓN Y LA
REDISTRIBUCIÓN EN EL RIEGO POR SUPERFICIE:
APROXIMACIONES SIMPLIFICADAS Y MODELIZACIÓN**

AUTOR: BOUMEDIENE SAYAH

INGENIERO AGRÓNOMO

DIRECTOR DE LA TESIS: Dr. LUIS JUANA SIRGADO

DOCTOR INGENIERO AGRÓNOMO

Madrid, 2017

Tribunal nombrado por el Magfco. y Excmo. Sr. Rector de la Universidad Politécnica de Madrid,
el día 18 de julio de 2017

Presidente: Juan Vicente Giráldez Cervera

Secretario: Raúl Sánchez Calvo

Vocal: José Javier López Rodríguez

Vocal: Gabriel Gascó Guerrero

Vocal: Daniel Isidoro Ramírez

Suplente: Joaquín Monserrat Viscarri

Suplente: Axel Ritter Rodríguez

Realizado el acto de defensa y lectura de la Tesis el día 18 de septiembre de 2017 en la E.T.S.

Ingeniería Agronómica, Alimentaria y de Biosistemas de la Universidad Politécnica de Madrid

Calificación: Sobre saliente

EL PRESIDENTE

LOS VOCALES

EL SECRETARIO

AGRADECIMIENTOS

Después de años de esfuerzo se ha hecho realidad la finalización de esta tesis. Me gustaría agradecer a las personas y las instituciones que me han apoyado en este trabajo, en especial, a las que lo han hecho en los peores momentos.

En primer lugar, quería agradecer a mi director de tesis, el profesor Luis Juana Sirgado por su apoyo y consejos, dedicación y estímulo que han contribuido de forma inestimable a la realización de este trabajo.

A la ETSI de Ingenieros Agrónomos, por su contribución con los medios humanos y materiales, los cuales han sido también de gran ayuda.

A los técnicos del Laboratorio de Hidráulica y del de Edafología que no han ahorrado esfuerzo para inventar y/o fabricar material necesario para realizar los ensayos, y que han colaborado en la toma de datos de los trabajos realizados, en especial, a Javier y Juan Carlos.

A mis compañeros de clase, que hoy ya son doctores o están luchando por serlo.

A toda mi familia por su continuo apoyo y comprensión, por su esfuerzo que ha facilitado mi dedicación a esta labor investigadora.

A todos los que me han prestado su ayuda y no he mencionado.

A todos ellos muchas gracias.

RESUMEN

Con objeto de mejorar el entendimiento del proceso de movimiento de agua en el suelo y facilitar su estudio y la representación gráfica de los resultados, esta tesis propone soluciones originales para la infiltración y la redistribución de agua en el suelo.

El procedimiento se basa en la teoría del flujo en subsaturación. Con la ayuda del análisis dimensional se consiguió reducir el número de parámetros que determinan el flujo y estudiar la variación del contenido de humedad en el espacio y en el tiempo del que depende la infiltración. El estudio se ayudó de un cambio de variables que incluye la variable de Boltzmann, B , de la que depende únicamente la infiltración y el contenido de humedad en los primeros instantes. Al integrar la ecuación diferencial a lo largo de esta variable B aparecen dos integrales. La relación F de una sobre otra multiplicada por dos, en los primeros instantes es nula y, en los últimos, si tiempo e infiltración son suficientemente altos, pasa a ser la unidad. Esta relación se ajustó numéricamente en función del tiempo adimensional y del tipo de suelo. Introducida en la ecuación diferencial, ahora de primer orden, resulta una ecuación que, resuelta numéricamente, permite obtener para cada instante la infiltración y el contenido de humedad a cada profundidad sin necesidad de determinar previamente los instantes anteriores, lo que constituye una simplificación importante en su estudio. La formulación matemática se codificó en funciones de Visual - Basic para facilitar su utilización.

Se comprobaron los resultados de las soluciones propuestas con simulaciones de la infiltración obtenidos por Hydrus-1D, y con ensayos de infiltración en unas columnas de infiltración diseñadas *ex profeso*. Se compararon también con valores de la bibliografía, para suelos y situaciones similares.

Los resultados de la comparación mostraron que las soluciones propuestas y Hydrus-1D predicen la infiltración de forma similar. Se estudiaron suelos muy diferentes, de la Base de Datos de Carsel y Parrish, desde arcillosos correspondientes a familias del NRCS en torno a la 0.05 hasta suelos arenosos correspondientes a familias del NRCS en torno a 4, en general, con láminas entre 2 y 20 cm. En un estudio específico para el suelo arenoso y el franco entre láminas entre 0.1 y 100 cm, el error cuadrático medio (RMSE), para las distintas expresiones propuestas, estuvo comprendido entre 0.013 y 0.133 cm. Mayores diferencias, se dieron en el suelo arcilloso, hasta 0.557 cm, achacables a que no se encontraron soluciones del todo satisfactorias para este suelo con Hydrus-1D. El coeficiente de correlación (R^2) fue superior a 0.99 en todos los casos. Debe indicarse que, para el suelo arcilloso, al menos para tiempos de simulación muy cortos o muy largos, en los que hay solución analítica, las soluciones propuestas coinciden con estas y, por tanto, superan a las soluciones encontradas con Hydrus-1D.

Igualmente, se presentó una metodología para estimar los parámetros hidráulicos del suelo a partir de datos experimentales. Considerando como tales las familias de infiltración del USDA-NRCS se calibraron los parámetros del modelo van Genuchten-Mualem que permiten obtener unos resultados de infiltración similares. De esta manera, cada familia es asimilada a un suelo con unos determinados parámetros y con un contenido de humedad inicial dado.

Para la fase de la redistribución de agua del perfil del suelo, después de la infiltración, la solución analítica propuesta, obtenida por un procedimiento similar, pero con valor diferente para la relación F entre las integrales, presentó pequeñas diferencias respecto a los valores calculados con Hydrus-1D en los primeros instantes posteriores a finalizar la infiltración. Estas diferencias pueden ser reducidas de usar expresiones de transición entre los valores de F para la fase de infiltración y los de la redistribución.

Otras soluciones, con hipótesis más simplificadas como la de considerar un frente con cambio brusco de humedad, tipo Green Ampt, se han propuesto también para determinar el contenido de humedad medio en el perfil y la profundidad del frente de humectación alcanzada en función del tiempo. Al tener una única humedad en el perfil resulta más fácil discutir el concepto de capacidad de campo y seleccionar una humedad para su estimación. Asimismo, bajo estas hipótesis, se propone también un método para simular el efecto de varios riegos seguidos en los que el agua aplicada es mayor que la consumida en el periodo entre riegos por el cultivo, lo que puede ser de gran interés para comparar lo que pasa en los distintos partes de un cantero regado con riego por superficie.

Se pone de manifiesto el potencial de la metodología presentada como base para posible extensión del presente trabajo para el estudio de la infiltración y redistribución desde un evento de lluvia, para riego por aspersión, e incluso para flujos 2D y 3D.

Palabras clave:

Riego por superficie, infiltración, modelización, redistribución, conductividad hidráulica saturada, variable de Boltzmann, familias de infiltración, integración

ABSTRACT

In order to provide a better understanding of soil water movement, and improve the graphical representation of the results, original solutions for one dimensional soil water infiltration and redistribution are presented in this thesis.

The procedure is based on the unsaturated flow theory. In which, we have used the dimensional analysis to reduce the number of parameters that determine the flow process and study the variation of water content as a function of time and space. The Boltzmann transformation, B , was used to solve the Richards equation. At initial times, this variable depends only on the infiltration and the water content. The differential equation was multiplied by dB and integrated along this variable. As a consequence, two integrals have been obtained. At initial times, only the first integral was considered, because the contribution of the second integral cancels out. As time tends to infinity, the value of the second integral would become the half of the first one. The change in this relation, from 0 to half, was fitted numerically as a function of dimensionless time and the type of soil. As a result, we have obtained an equation that allow to determine the infiltration and the distribution of water along the soil profile for any desired time, without the necessity to calculate the previous instants. The mathematic formulation is coded into visual basic to facilitate their use.

The proposed solutions were tested against results of cumulative infiltration obtained by Hydrus-1D and laboratory measurements of infiltration and redistribution, as well as with data presented in the literature, obtained using the same soils and similar conditions.

From the obtained results, the proposed infiltration solutions and Hydrus-1D predicted similar results. A large variety of soils from Carsel and Parrish database have been studied, going

from clay soil, which approximately correspond to infiltration family $IF=0.05$, to sandy soil, which correspond to $IF=4$. The study was conducted for infiltrated depth between 2 and 20 cm. For sandy and loamy soil, and for infiltrated depth between 0.1 and 100 cm, the root mean square error (RMSE), obtained with respect to Hydrus-1D, was varying from 0.0132 and 0.133 cm. The differences are larger in the case of clay soil, up to 0.56 cm. The result can be attributed to unsatisfactory results obtained by Hydrus-1D for this soil. A very good correlation coefficient was obtained in all the cases studied ($R^2>0.99$). Moreover, for clay soil and at least for small or long times of simulation, the proposed solutions surpass the result given by Hydrus-1D.

A methodology for estimating the soil hydraulic properties from any measured infiltration data is presented. This procedure was used to reproduce by simulation the infiltration behavior of the NRCS intake families with van Genuchten –Mualem model.

For the redistribution phase, the proposed solution presents small difference with respect to results obtained by Hydrus-1D only for the first instants, after the infiltration has ceased. However, this difference can be minimized by using transition expression between the infiltration and redistribution phase.

A solution based on Green Ampt hypothesis was also proposed to determine the average water content in the soil profile and the evolution of the wetting front as a function of time. Moreover, the same procedure was used to simulate the effect of successive irrigation events. The results showed that the removed water through evapotranspiration is lower than the applied. The cumulative water due to consecutive irrigation should be considered in surface irrigation practice.

It is important to note that the methodology adopted provide a basis of further studies for (i) studying the infiltration and redistribution of rainfall events or (ii) to study the water flow on 2D or 3D.

Key words:

Surface irrigation, infiltration, modelization, redistribution, saturated hydraulic conductivity, Boltzmann variable, Infiltration families, integration.

LISTA DE SÍMBOLOS

a	Exponente de la ecuación de infiltración de Kostiakov (sin dimensiones);
A_u	Lámina de agua útil (L, cm)
B	Variable de Boltzmann utilizada en la redistribución ($L \cdot T^{1/2}$, $\text{cm}/\text{min}^{0.5}$);
c_n	Parámetro de la relación F en la redistribución (adimensional)
D	Difusividad ($L^2 \cdot T^{-1}$, cm^2/min);
F	Relación entre las integrales I_2 e I_1 multiplicada por 2.
g	Aceleración de la gravedad ($L \cdot T^{-2}$);
h	Altura del potencial de presión (L, cm), cuando es negativo; Altura del potencial de succión (L, cm), cuando es positivo;
h_f	Altura de la tensión de succión en el frente de humectación (L, cm);
H_r	Altura o lámina de riego (L, cm);
i_a	Infiltración acumulada (L, cm);
i_i	Infiltración instantánea ($L \cdot T^{-1}$, cm/min);
I_1	Primera integral relacionada con la infiltración dividida por la raíz del tiempo;
I_2	Segunda integral, considera la variación del contenido de humedad en el tiempo;
IF	Familia de infiltración
k	Coeficiente de la ecuación de infiltración de Kostiakov; ($L \cdot T^a$, cm/min^a)
K	Conductividad hidráulica ($L \cdot T^{-1}$, cm/min);
K_s	Conductividad hidráulica saturada ($L \cdot T^{-1}$, cm/min);
m	Exponente de forma empírico en el modelo de van Genuchten-Mualem;
n	Exponente de distribución de poros en el modelo de van Genuchten-Mualem;
$RMSE$	Raíz del error cuadrático medio;
R^2	Coeficiente de determinación de la regresión;
S	Sortividad ($L \cdot T^{1/2}$, $\text{cm}/\text{min}^{0.5}$);
t	Tiempo (T, min)
u	Variable de Boltzmann utilizada en la infiltración ($L \cdot T^{1/2}$, $\text{cm}/\text{min}^{0.5}$); Velocidad del frente de avance ($L \cdot T^{-1}$, cm/min), la que se visualizaría;
U	Velocidad eficaz del flujo de agua en el suelo ($L \cdot T^{-1}$, cm/min), obtenida con la ecuación de Darcy;
v	Velocidad eficaz del movimiento de agua en el suelo ($L \cdot T^{-1}$, cm/min) cuando u es la variable de Boltzmann;
w	Contenido de humedad gravimétrico (%);
y	Coordenada vertical creciente en profundidad (L, cm);
z	Coordenada vertical (L, cm);
α	Parámetro del modelo de van Genuchten-Mualem y del de Brooks-Coorey relacionado con la tensión de entrada del aire (L^{-1} , cm^{-1})
ϕ	Porosidad del suelo (adimensional, cm^3/cm^3 , ...);
λ	Exponente de conectividad de poros en el modelo de van Genuchten-Mualem;

μ	<i>Media;</i>
θ	<i>Contenido volumétrico de agua (adimensional, cm^3/cm^3);</i>
θ_0	<i>Contenido volumétrico de agua inicial (adimensional);</i>
θ_r	<i>Contenido volumétrico de agua residual (adimensional);</i>
θ_s	<i>Contenido volumétrico de agua a saturación (adimensional).</i>
θ_{FC}	<i>Contenido volumétrico de agua a capacidad de campo (adimensional).</i>
θ_{WP}	<i>Contenido volumétrico de agua en el punto de marchitamiento permanente (adimensional).</i>
θ^*	<i>Saturación efectiva $((\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r))$, adimensional);</i>
ρ	<i>Densidad real del suelo (g/cm^3)</i>
ρ_a	<i>Densidad aparente del suelo (g/cm^3),</i>
ρ_w	<i>Densidad del agua a presión y temperatura estándar (g/cm^3).</i>
σ	<i>Desviación estándar;</i>
τ	<i>Variable tiempo cuando se junto a la variable de Boltzmann (T, min)</i>
Δ	<i>Operador incremento</i>
∂	<i>Operador derivada parcial</i>
*	<i>Supraíndice que indica variable adimensional.</i>
e	<i>Subíndice para indicar escala o variable de referencia para adimensionalizar.</i>
o	<i>Subíndice para indicar las condiciones iniciales.</i>
s	<i>Subíndice para indicar condiciones de saturación.</i>

ORGANIZACIÓN DE LA TESIS

Esta tesis contiene seis capítulos, uno de los cuales está escrito en un formato de manuscrito. Es decir, ese capítulo tiene tres apartados redactados como documentos independientes para someterse a un proceso de publicación como artículos.

El capítulo 1, contiene la introducción y los objetivos de esta tesis. A continuación, se describe en el capítulo 2, la revisión de antecedentes, los temas relacionados con la investigación, tipos de suelos y modelos existentes en la literatura para describir la infiltración y redistribución de agua en el suelo, con sus limitaciones y ventajas.

El capítulo 3 el de material y métodos. En primer lugar, se describen los métodos utilizados para determinar la textura y el contenido de humedad inicial del suelo. A continuación, se describe el dispositivo fabricado para medir experimentalmente la infiltración y la redistribución de agua en el suelo. En este se muestra el diseño de una columna suelo para estimar la infiltración, y que sea capaz de monitorear el perfil del flujo de agua en profundidad, de modo que resulte fácil de cambiar variables iniciales importantes en esta tesis como el contenido inicial de humedad en el suelo. Finalmente, se habla de la simulación de la infiltración y de la redistribución con el programa Hydrus1-D.

El contenido de capítulo 4 se centra, como se mencionó antes, en las soluciones propuestas para la infiltración y la redistribución de agua en el suelo, comprobando los resultados obtenidos con modelos numéricos ampliamente usados y con expresiones simplificadas. En él asimismo se aborda la calibración de los modelos a partir de datos de infiltración, como las curvas correspondientes a las Familias del NRCS o experimentales. En cada uno de los tres apartados se incluyen referencias, material y métodos, resultados y conclusiones. Constituye el cuerpo fundamental de esta tesis.

En el capítulo 5, se hace un análisis crítico de los resultados de los apartados anteriores y de posibles continuaciones futuras de la investigación. Finalmente, en el capítulo 6, se realiza un resumen de las principales conclusiones de la tesis.

ÍNDICE GENERAL

Capítulo 1. Introducción y objetivos	1
1.1. Introducción y objetivos.....	2
Capítulo 2. Antecedentes	6
2. Antecedentes.....	7
2.1 Características hidrodinámicas de los suelos.....	7
2.1.1. Introducción.....	7
2.1.2 Propiedades físicas del suelo.....	8
2.1.2.1 La densidad aparente.....	8
2.1.2.2 Densidad real.....	8
2.1.2.3 La porosidad.....	8
2.1.2.4 Potencial del agua en el suelo.....	9
2.1.3 Propiedades hidrodinámicas del suelo.....	10
2.1.3.1 La curva de retención y la función de la conductividad hidráulica.....	10
2.1.3.2. Capacidad de campo.....	12
2.1.3.3. Punto de marchitamiento permanente.....	13
2.1.3.4. Agua disponible.....	14
2.2. Formulación matemática de la infiltración.....	17
2.2.1 Introducción.....	17
2.2.2 Ecuación de Richards.....	17
2.2.3. Expresiones empíricas.....	20
2.2.3.1. Ecuación de Kostiakov y de Kostiakov-Lewis.....	20
2.2.3.2. Familias de infiltración.....	22
2.2.4. Ecuaciones simplificadas con base física para aproximar la infiltración.....	22
2.2.4.1 Ecuación de Green-Ampt.....	22
2.2.4.2 Ecuación de Philip.....	24
2.2.4.3 Ecuación de Brutsaert.....	26
2.2.4.4 Ecuación de Parlange.....	26
Capítulo 3. Material y métodos	27
3.1. Determinación de la textura del suelo con el método de Bouyoucos.....	28
3.1.1 Principio.....	28
3.1.2. Procedimiento.....	28
3.1.2.1 Calibración del hidrómetro.....	28
3.1.2.2. Dispersión del suelo.....	29
3.1.3. Cálculo del tamaño de las partículas.....	31
3.2. Determinación del contenido de humedad inicial del suelo.....	33
3.2.1 Principio y cálculos.....	33

3.2.2. Procedimiento	34
3.3. Determinación experimental de la infiltración	34
3.4 Simulación de la infiltración y redistribución con Hydrus-1D.....	37
3.4.1. Descripción y aspectos técnicos.....	37
3.4.2. Condiciones iniciales y de límite	38
Capítulo 4. Soluciones para la infiltración y redistribución de agua en el suelo.....	40
4.1. Propuestas para un estudio simplificado de la infiltración. Aplicación a las familias de infiltración del USDA-NRCS.	41
4.1.1 Introducción y objetivos.....	41
4.1.2. Expresiones simplificadas.....	43
4.1.3. Propuesta para determinar la infiltración y la distribución del contenido de humedad en el perfil del suelo	48
4.1.3.1 Flujo horizontal.....	48
4.1.3.2 Flujo vertical.....	51
4.1.3.3. El valor de F	54
4.1.4 Método para la determinación de los parámetros hidráulicos del suelo para las familias de infiltración del USDA-NRCS.....	59
4.1.5. Resultados y validación	61
4.1.5.1 Sortividad	61
4.1.5.2 Infiltración.....	63
4.1.5.3 Familias de infiltración	66
4.1.5.3.1 Ajuste de las familias de infiltración con la solución SGJ20 propuesta y determinación de los parámetros hidráulicos que caracterizan cada familia IF.....	68
4.1.5.3.2. Ajuste de las familias de infiltración con las expresiones Green-Ampt y Philip-Brutsaert y determinación de los parámetros S y K_s	70
4.1.5.4 Comportamiento para distintos contenidos de humedad.	74
4.1.6 Conclusiones	76
4.2. Propuesta para una solución analítica simplificada para la redistribución de agua en el perfil del suelo.....	78
4.2.1 Introducción	78
4.2.2 Materiales y Métodos	79
4.2.2.2. Solución numérica por Hydrus-1D	83
4.2.2.3. Evaluación de la solución propuesta.....	85
4.2.3. Resultados.....	85
4.2.3.1. Determinación del contenido de humedad en función del parámetro B	85
4.2.3.2. Comparación con Hydrus-1D	86
4.2.3.3. Comparación con datos experimentales, calibración de los parámetros del modelo hidráulico de vGM y simulación de la redistribución	90
4.2.3.5. Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo van Genuchten-Mualem.	96

4.2.4. Conclusiones.....	98
4.3. Análisis de la redistribución con hipótesis tipo Green-Ampt.....	100
4.3.1. Introducción.....	100
4.3.2 Materiales y Métodos.....	101
4.3.2.1. Formulación matemática.....	101
4.3.3 Resultados.....	105
4.3.3 1. Contenido de humedad en superficie durante la redistribución.....	105
4.3.3 2. Consideración de la evapotranspiración durante la redistribución.....	109
4.3.3 3.Ejemplo de aplicación:.....	110
4.3.4. Conclusiones.....	113
Capítulo 5. Discusión y futuros desarrollos.....	114
5.1. Discusión y futuros desarrollos.....	115
Capítulo 6. Conclusiones.....	120
6.1. Conclusiones.....	121
6.1.1 En relación a las soluciones de infiltración.....	121
6.1.2 En relación a las soluciones de redistribución.....	123
7. Referencias.....	126
7.1. Referencias.....	127
8. Anexos.....	133
8.1. Anexo I. Programas informáticos para la determinación de la sortividad, la infiltración vertical, y la redistribución de agua en el perfil del suelo.....	134
8.1.1. La sortividad.....	134
8.1.2. Determinación de la sortividad adimensional.....	136
8.1.3. Expresión para determinar la infiltración acumulada y la distribución del contenido de agua en el perfil (Expresión 57 en esta tesis).....	137
8.1.4. Función de ajuste propuesta F (expresión 59 en esta tesis).....	138
8.1.5. Expresión para determinar la infiltración acumulada sin la distribución de agua en el perfil del suelo. (Expresión 62 o 63 en esta tesis).....	138
8.1.6 Función de la redistribución de agua en el perfil de agua en el suelo.....	139
8.1.7. Función para la determinación del frente de humectación según Neuman.....	142
8.1.8. Función para la determinación del contenido de humedad correspondiente a una velocidad del flujo u y con un determinada lámina aplicada.....	142
8.1.9. Función para calcular la integral $IR(\theta)$	143
8.1.10. Determinación de la infiltración acumulada con la solución de Green Ampt.....	143
8.2 Anexo II. Parámetros de los suelos usados en esta tesis.....	144
8.2.1 Valores de la capacidad de campo θ_{FC} , punto de marchitez θ_{WP} , agua útil A_u , lámina aplicada H_r , y el contenido inicial de humedad θ_0 , que resultarían para los suelos de referencia de la base de datos de Carsel y Parrish, 1988, con los parámetros de Mualem-van Genuchten, de usar los valores de referencia comentados arriba.....	144

8.2.2. Según Rawls et al (1982).....	145
8.2.3 Según las Familias de Infiltración (S.C.S).....	145
8.4 Anexo III. Prueba de infiltración realizada en el laboratorio.	146

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. El estado de agua en el suelo en función de la tensión h en cm	15
Figura 2. El agua disponible en función de la textura del suelo. S, LS, SL, SCL, L, SiL, SC, CL, SiCL, SiC, y C, son los suelos: sand, loamy sand, sandy loam, sandy clay loam, loam, silty loam, sandy clay, clay loam, silty clay loam, silt clay y clay respectivamente. Source: Datos experimentales proporcionados por Rawls et al, 1982 (líneas gruesas), y calculados a partir de datos de Carsel y Parrish (1988) con el modelo de van Genuchten-Mualem (líneas finas), (ver anexo 8.3).	16
Figura 3. Variables en la aproximación de Green-Ampt. 1911	23
Figura 4. El método del hidrómetro de Bouyoucos.	30
Figura 5. Diagrama de clasificación de los suelos según la distribución del tamaño de sus partículas (USDA).	32
Figura 6. Triángulo de texturas según la clasificación del USDA	33
Figura 7. Columna de suelo utilizada en las pruebas de infiltración. Fuente: Elaboración propia.....	35
Figura 8. El programa Rosetta para la estimación de las propiedades hidráulicas del suelo con el modelo van Genuchten - Mualem en Hydrus-1D	38
Figura 9. Condiciones de contorno aplicadas en las simulaciones con Hydrus-1D	39
Figura 10. Infiltración adimensional i_a^* en función del tiempo adimensional t^* , con las expresiones PS y GA. Valores aproximados obtenidos por integración numérica con los suelos "Sand", "Loam" y "Clay" de la base de datos de Carsel y Parrish (1988) definido con las expresiones de van Genuchten-Mualem y los parámetros de la Tabla1.....	46
Figura 11. Contenido de agua en función de la variable de Boltzmann variable, $\theta(u)$, durante la infiltración horizontal.....	50
Figura 12. Discretización de la curva $u-\theta$, para la integración	51
Figura 13. Relación, F_S , entre las integrales I_{1s} e I_{2s} , en función del tiempo adimensional t^* , obtenida para distintos tipos de suelo con la ecuación 58(FSGJ22), y con Green Ampt (GA)..	56
Figura 14. Valores de las relaciones I_2/I_{2s} e I_1/I_{1s} para distintos valores de u^* y de t^* obtenidos en un ejemplo con suelo franco Hydrus, $\theta_0^* = 0.35$	58
Figura 15. Contenido de humedad en función de la variable u , $\theta(u)$. Resultados obtenidos con la ecuación (49), usando suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).	62
Figura 16. Sortividad adimensional, S^* en función del grado inicial de saturación efectiva θ_0^* , y para diferentes valores del exponente m	62
Figura 17. Comparación de resultados de la infiltración acumulada obtenidos por las ecuaciones SGJ20, SGJ25, y por Hydrus-1D, $\theta_0 = 0.0452, 0.157$ y 0.295 , para los suelos sand, loam y clay, respectivamente.....	64
Figura 18. Contenido de humedad en función de la profundidad y ($y=-z$), para distintos instantes de tiempo en un suelo Loam de la base de datos de Carsel y Parrish con $\theta_0 = 0.157$	66

Figura 19. Infiltración acumulada según las familias del USDA-NRCS (líneas azules) y simulaciones obtenidas por la ecuación SGJ20 (líneas rojas) para los suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988), y con los contenidos de humedad inicial θ_0 indicados en la Tabla 1.....	67
Figura 20. Relación entre el exponente m , el grado de saturación inicial θ_0^* , y la conductividad hidráulica saturada K_s (in/h) $\cong IF$. Resultados obtenidos usando los datos de la Tabla 1.....	69
Figura 21. Familias del NRCS entre 2 y 20 cm, adimensionalizadas con los valores de K_s y S obtenidos con la expresión PCB.....	71
Figura 22. Valores de IF_{Ks} y S de las familias del NRCS para estudio de infiltraciones entre 2 y 20 cm con la expresión (43) de Philip-Brutsaert en función del IF	73
Figura 23. Infiltración según las familias del USDA-NRCS, $IF = 0.05, 0.10, 0.25, 0.5, 1, 2$, y 4 (en símbolo). Infiltración calculada por la ecuación SGJ20 con los parámetros optimizados de la Tabla 4 (línea azul gruesa). Posterior simulación con la expresión SGJ20 para contenidos de humedad θ_0^* de $+20\%$ y $+100\%$ (líneas verdes, finas y gruesas, respectivamente). Y de -20% y -50% (líneas rojas, finas y de trazos gruesas, respectivamente).....	75
Figura 24. Infiltración según las familias del USDA-NRCS, $IF = 0.05, 0.10, 0.25, 0.5, 1, 2$, y 4 (en símbolo). Infiltración calculada por la expresión SGJ25 con los parámetros en la Tabla 4. Para cada suelo, las líneas finas, de trazos y gruesa son para $\theta_0^* = 0$, $\theta_0^* = 0.5$ y $\theta_0^* = 1$ respectivamente	76
Figura 25. Discretización de la curva $B-\theta$	80
Figura 26. Variación propuesta para la relación $F = 2I_2/I_1$ en función de B	82
Figura 27. Contenido de humedad en función de la variable B . Resultados obtenidos para el suelo Loam, con la solución "RedistributionSJ" propuesta (Ecuación 80), usando parámetros de la tabla.6 y para distintos valores de tiempo t/t_r . Source. El suelo es de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).	86
Figura 28. Comparación de la redistribución de agua en diferentes tipos de suelos y para diferentes tiempos. Resultados obtenidos por la solución RedistributionSJ propuesta (línea continua roja), y por Hydrus-1D (símbolos), Source: Los suelos son de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).	87
Figura 29. Valores de c_n en función t/t_r para diferentes tipos de suelos. Source: suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988)	89
Figura 30. Infiltración acumulada (i_a) en función del tiempo (t) para los cuatro ensayos realizados e infiltraciones que corresponderían a los parámetros estimados con Rosetta. Comparación con la que cabe esperar en función de las familias de infiltración y los suelos de referencia de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).	92
Figura 31. Comparación de los datos de infiltración y redistribución observados y simulados con la solución RedistributionSJ propuesta, y con Hydrus-1D.	95
Figura 32. (a) Comparación de los resultados de la infiltración acumulada obtenidos después de ajustar los parámetros a los datos experimentales partiendo de diferentes exponentes m , de	

0.1 a 0.65 de 0.05 en 0.05. (b) Valores de los parámetros ajustados obtenidos por mínimos cuadrados en función del exponente m .	97
Figura 33. Elongación del perfil de humedad durante la redistribución. (Ogden y Saghafian, 1997)	102
Figura 34. Tensión matricial en el frente, h_f para la infiltración con la expresión de GA determinado con la expresión de Neuman para los suelos Silt, Loam, y Loamy sand, en función del contenido de humedad inicial.	103
Figura 35. Ejemplo de variación del contenido de humedad en cabeza en función del tiempo total desde el inicio del riego. Círculos obtenidos por simulación con Hydrus-1D, líneas obtenidas con la expresión (89), para contenidos de humedad iniciales de 0.17 y 0.18 y láminas infiltradas de 4.78 y 5.94 cm para los suelos loam y clay loam respectivamente.	106
Figura 36. Valores de la tensión h correspondientes a la capacidad de campo en función de la lamina aplicada cuando la velocidad del flujo $u = 1$ mm/día. Source: Los suelos son de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).	108
Figura 37. (a) Contenido de humedad y la profundidad del frente de humectación alcanzado y, en función del tiempo, durante la redistribución. (b). Evolución de la velocidad del flujo u correspondiente. Resultados obtenidos para el suelo loam suponiendo los datos del ejemplo arriba.	111
Figura 38. El Efecto de aplicar riegos sucesivos en la evolución del frente de humectación y el contenido de humedad en el suelo. Resultados obtenidos para el suelo loam suponiendo los datos del ejemplo arriba.	112

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1. <i>Propiedades hidráulicas de los suelos simulados. Source: Base de datos Carsel y Parrish (1988). θ_r y θ_s son el contenido de humedad residual y a saturación respectivamente. α, n y m son parámetros de forma $m=1-1/n$.</i>	48
Tabla 2. <i>Comparación de la sortividad adimensional S^*, en función del exponente m, y el grado inicial de saturación θ_0^*. Valores obtenidos por Warrick (2003) y la ecuación 49 propuesta. Función SortivitySGJ12 en Anejo 1 ($=\text{SortivitySGJ12}(\{0,1,1,1/(1-m),1,.5,m\},\theta$</i>	63
Tabla 3. <i>La raíz del error cuadrático medio (RMSE) y el error relativo, al comparar la infiltración acumulada obtenida por las ecuaciones SGJ20 y SGJ25 con Hydrus-1D. Resultados calculados usando un rango de infiltración entre 2 y 16 cm, para los valores presentados en la Figura 19.</i>	65
Tabla 4. <i>Propiedades hidráulicas propuestas para las familias de infiltración del USDA-NRCS para caracterizar su infiltración usando el modelo hidráulico de van Genuchten-Mualem.</i>	69
Tabla 5. <i>Valores de K_s y S de las familias del NRCS para estudio de infiltraciones entre 2 y 20 cm con las expresiones GA y PCB.</i>	72
Tabla 6. <i>Propiedades hidráulicas de los suelos usados, unidades de longitud en cm y de tiempo en min</i>	84
Tabla 7. <i>Valores de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) en la comparación de las curvas de redistribución de humedad en el perfil del suelo entre los resultados obtenidos con la solución RedistributionSJ propuesta y Hydrus-1D. Valores calculados para los suelos y los tiempos presentados en la Figura 29.</i>	88
Tabla 8. <i>Parámetros hidráulicos del suelo introducido en la columna, valores estimados con ROSETTA, y obtenidos después de reproducir las observaciones por simulación.</i>	93
Tabla 9. <i>Contenido de humedad y la tensión h correspondiente para diferentes láminas aplicadas cuando la velocidad del flujo $u = 1$ mm/día.</i>	107
Tabla 10. <i>Valores del agua disponible y la lámina en el nuevo riego para diferentes tipos suelos.</i>	109

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

1.1. Introducción y objetivos

El riego por superficie ocupa casi el 86% de la superficie regada en el mundo (FAO 2012). A pesar de conseguir en condiciones normales, por término medio, una eficiencia de aplicación por debajo de las de otros métodos de riego, este método sigue estando vigente, no sólo por ser, con diferencia, el más usado sino porque suelen tener escasas o nulas necesidades energéticas y pueden establecerse con pequeños costes de inversión. Estos factores son, a veces, determinantes y ayudan a explicar que otros métodos más modernos no han logrado desplazarlos de muchas zonas.

Un objetivo general es la determinación o selección de variables de manejo con la intención de aumentar los beneficios de la explotación mediante un uso más eficiente del agua y minimizando las agresiones al medio ambiente.

El desarrollo técnico, basado en un análisis científico, se ha iniciado solamente hace unas pocas décadas y no ha llegado a muchos sitios. Entre los avances científicos de utilidad para este tipo de riego, muchos se han centrado en comprender el proceso que gobierna el flujo de agua en la zona no saturada. El estudio del flujo de agua en el suelo, se ha consolidado mediante el uso de diferentes modelos que consideran las variables más significativas mediante las ecuaciones matemáticas que gobiernan los procesos y que permiten valorar la influencia de cada una en el resultado final. Para el riego por superficie, diferentes modelos han sido desarrollados con objeto de predecir los resultados de un evento de riego. La infiltración o, en general, las variables y parámetros de los que depende son introducidos de una forma más o menos precisa como datos de entrada a los modelos (Chen 1970; Sakkas y Strelkoff 1973; Playan *et al*; 1992, Juana 1993; Šimůnek *et al* 1998; Bautista *et al*; 2009).

En algunos modelos de uso muy extendido, SIRMOD (Walker 2003) o WinSRFR (Bautista *et al* 2009), basados en las ecuaciones de Saint-Venant para calados poco profundos, la infiltración se considera solamente o fundamentalmente mediante ecuaciones empíricas, sin significado físico, por una simple relación entre la lámina infiltrada y el tiempo de contacto o tiempo de oportunidad. A pesar de su gran utilidad en la evaluación de los riegos, su validez se restringe fundamentalmente a usarlos con condiciones similares a las que se usaron para su determinación y, en general, no ofrecen informaciones sobre la distribución de agua en el perfil del suelo.

En el otro extremo, la infiltración se describe, de forma más completa incluyendo parámetros hidráulicos del suelo y el contenido inicial de humedad, para integrar las ecuaciones diferenciales de segundo orden, usan métodos numéricos por diferencias finitas (Brandt *et al* 1971, Taghavi *et al*, 1984, Šimůnek *et al* 1998) o por elementos finitos (Neuman 1973; Narasimhan y Witherspoon, 1976; Gottardi y Venutelli, 1992). Por lo general, estos métodos han ofrecido buenos resultados cuando se compararon con datos experimentales o con otros modelos de simulación. Sin embargo, su utilización exige más tiempo de cálculo y, un elevado número de datos de partida, la mayoría de ellos difíciles de conseguir, debido a su variabilidad espacial, que pueden variar de un punto a otro o en profundidad. Aunque se apliquen a casos sencillos no están adaptados para usarlos dentro de otras determinaciones para los riegos como pueda ser la determinación de las dimensiones del cantero.

En una situación intermedia, existen en la literatura varias soluciones analíticas para describir el flujo no saturado de agua en el suelo, se basa en la resolución de la ecuación de Richards (1931) usando condiciones iniciales y de límite simplificadas, aplicables para los casos más frecuentes (Philip 1957; Brutsaert 1977; Broadbridge y White 1988; Barry y Sander 1991; Ross y Parlange 1994; Salvucci 1996). Para el estudio de la infiltración, la utilización de ecuaciones

simplificadas, con parámetros físicos, parece que ha encontrado gran utilidad por parte de los técnicos de riego debido a que interpretan adecuadamente el proceso manteniendo su simplicidad práctica, se reduce el número de parámetros a dos o a tres (Green-Ampt, 1911; Philip, 1958; Philip, 1969; Parlange, 1975; Swartzendruber y Youngs, 1974; Brutsaert, 1977). Sin embargo, por sus simplificaciones, para unas mismas observaciones, resultan para los mismos parámetros diferentes valores según la expresión seleccionada. O si, por el contrario, se determinan de forma estándar los parámetros las simulaciones no ajustan a las observaciones. La sortividad ha sido determinada por muchos investigadores (Youngs, 1968; Sharma et al 1980; Chong., 1983; Warrick, 2003). Las aproximaciones utilizadas, no son válidas para todos los tipos de suelo, en ocasiones, las soluciones propuestas, fueron desarrolladas en unos programas de cálculo complejos con muchas etapas de cálculo, poco prácticos para su aprovechamiento por muchos técnicos de riego. Además, no se contempla en estas soluciones la distribución del agua en la fase de infiltración ni la posterior redistribución de agua en el suelo. Por ello, se busca obtener de forma más sencilla unas soluciones que sean similares, en la práctica, a las que se obtendrían con los modelos.

Los objetivos de esta tesis son: (i) Proponer un método numérico simplificado y de fácil aplicación para predecir la infiltración de agua en un suelo caracterizado por su curva de retención y de la conductividad hidráulica. Se pretende extender la solución de la infiltración horizontal añadiendo los términos oportunos a la infiltración vertical para poder determinar la relación $\theta(z,t)$ en cada momento en el perfil del suelo. (ii) comprobar la precisión de las soluciones propuestas con simulaciones numéricas de la ecuación de Richards, Hydrus-1D y, con otras expresiones analíticas simplificadas para determinar la infiltración (iii) Presentar una metodología basada en la solución del problema inverso que permite estimar los parámetros hidráulicos de un suelo a partir de datos experimentales de infiltración. (iv) Finalmente, proponer unas soluciones analíticas simplificadas para la redistribución de agua en el perfil del

suelo, comprobarlas para diferentes tipos de suelos y aplicarlas a la estimación del contenido de humedad medio en el perfil del suelo y la profundidad del frente de humectación alcanzada durante la redistribución y su posible evolución durante el tiempo entre riegos y en riegos sucesivos.

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES

2. Antecedentes.

En este capítulo se describen de forma breve fundamentos y aspectos básicos del suelo, relacionados con el flujo del agua, los principales modelos usados para la infiltración y algunos otros aspectos de carácter agronómico. Algunos puntos también van a ser completados en el capítulo 04 debido a la forma en la que ha sido presentado este documento. Además, este capítulo, da apoyo, justificación y fuentes de comparación para algunos resultados obtenidos.

2.1 Características hidrodinámicas de los suelos

2.1.1. Introducción

El suelo, se puede considerar como un sistema poroso trifásico. La fase sólida, la matriz del suelo, está constituida de partículas minerales de diferentes tamaños ordenadas en diferentes formas y con cierta proporción de materia orgánica. Las combinaciones de partículas o su forma de organización, determina la estructura del suelo. Es una característica dinámica, que cambia en el tiempo y en el espacio. El sistema de clasificación de partículas de acuerdo a sus tamaños, más conocidos y utilizados es el del NRCS-USDA (USDA, 2006). La fase líquida es fundamentalmente agua que ocupa parcialmente los poros que deja la matriz sólida. Su proporción en cada punto varía en el tiempo pues el agua se mueve en el sentido de los potenciales decrecientes, así, bien puede ser absorbida por la raíz, bien puede ascender y evaporarse en la superficie o descender y perderse por filtración profunda. El agua lleva también sales disueltas que intercambia con el suelo. La interacción entre la fase sólida y líquida, junto con sus sales de intercambio, puede ser de gran importancia para la estructura y, como consecuencia, para las características hidrofísicas del mismo. Los poros no ocupados por agua están ocupados por aire, dentro de este hay una porción de vapor de agua cuya

presión de vapor, medida con un sicrómetro, sirve para conocer el estado energético del agua en el suelo. Si el aire del suelo no se intercambia con facilidad con el de la atmósfera, si queda atrapado, puede reducirse de forma importante la conductividad del suelo.

2.1.2 Propiedades físicas del suelo

2.1.2.1 La densidad aparente

La densidad aparente (ρ_a) se define como el cociente entre la masa de suelo seco (M_s) y el volumen total o aparente del suelo (V_t), que incluye tanto la parte sólida como los poros. La densidad aparente varía de un tipo de suelo a otro y con la compactación.

$$\rho_a = \frac{M_s}{V_t} \quad (1)$$

2.1.2.2 Densidad real

Es el cociente entre la masa del suelo seco (M_s) y el volumen ocupado por las partículas sólidas (V_s), el volumen del suelo descontando los poros. La densidad real de los suelos es casi constante, por ser muy parecida la de sus constituyentes principales, próxima a 2.65 g/cm³, pudiendo disminuir cuando se trata de suelos de textura fina o cuando abunda la materia orgánica.

$$\rho = \frac{M_s}{V_s} \quad (2)$$

2.1.2.3 La porosidad

Es el volumen ocupado por los poros, expresado en porcentaje del volumen total del suelo.

$$\phi(\%) = \frac{V_{poros}}{V_t} \equiv \frac{V_t - V_s}{V_t} \equiv 1 - \frac{V_s \cdot M_s}{M_s \cdot V_t} \equiv \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho}\right) \times 100 \quad (3)$$

2.1.2.4 Potencial del agua en el suelo

El agua de forma espontánea se va a mover desde los puntos de más a menos potencial. El potencial total de agua es igual a la suma de las contribuciones individuales de varios componentes. Con frecuencia, se consideran los que siguen:

$$h_t = z + h_{osm} + h \quad (4)$$

Donde: z es la cota o el potencial gravitatorio por unidad de peso, a considerar cuando en el flujo hay diferencias de cotas, a igualdad de los otros componentes, el agua va desde los puntos altos a los bajos; h_{osm} es el potencial osmótico o potencial debido a los solutos por unidad de peso, a considerar cuando hay diferencias de concentración de solutos, el agua tiende a ir de donde hay menos concentración electrolítica a donde hay más; y h es el potencial de presión por unidad de peso o altura de presión, a considerar cuando hay diferentes presiones en los suelos saturados o diferentes contenidos de humedad en los suelos subsaturados, en este caso a veces se llama potencial matricial, el agua tiende a ir de los puntos de mayor humedad a los de menos. No se ha considerado el potencial térmico, aunque puede tener una pequeña contribución, el agua iría de las zonas más calientes a las zonas más frías.

Por otra parte, se define el potencial hidráulico h_h como la suma del potencial gravitacional z y del potencial de presión h . En suelos subsaturados a este se le suele llamar potencial matricial y toma valores negativos, pues como plano de comparación se toma un suelo saturado al que se le asigna valor nulo. Es por ello que en ocasiones se le cambia de signo llamándole tensión matricial, como se hará con frecuencia en esta tesis, se llevará cuidado con objeto de evitar confusiones. En el potencial hidráulico, por tanto, no se considera el potencial osmótico, la concentración salina tiende a homogeneizarse. Una descripción detallada de los componentes del potencial de agua del suelo y su medición se puede encontrar en Hillel (1980) y Jury *et al* (1991).

2.1.3 Propiedades hidrodinámicas del suelo

2.1.3.1 La curva de retención y la función de la conductividad hidráulica

En cada suelo, en equilibrio estático, existe una relación entre el potencial matricial h y el contenido de humedad del mismo θ , $h=f(\theta)$, resultado de la variación de la intensidad de las fuerzas capilares y de adsorción que dependen de la organización del espacio poroso del suelo y de la superficie específica de las partículas constituyen la matriz del suelo. Si bien, el fenómeno de histéresis afecta también esta relación y puede complicar en cierta medida su descripción (Nielsen *et al* 1986; Haverkamp *et al* 2002).

Varios modelos han sido propuestos para relacionar h con θ . La función de Brooks-Coorey (Brooks y Corey 1964; Corey 1977) fue muy usada por la comunidad científica.

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \begin{cases} |\alpha \cdot h|^{-n} & \text{para } h < -1/\alpha \\ 1 & \text{para } h \geq -1/\alpha \end{cases} \quad (5)$$

Donde: θ^* es la saturación efectiva [-], θ es el contenido de humedad, θ_r y θ_s son los contenidos de humedad residual y a saturación, respectivamente [-]; h es el potencial matricial del agua en el suelo por unidad de peso y α es el inverso del valor de la altura de presión de entrada de aire [L^{-1}].

La expresión (5) fue modificada por van Genuchten para mejor descripción de las propiedades hidráulicas del suelo, sobre todo para suelos no alterados, y suelos de textura muy fina (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976).

$$\begin{aligned}\theta(h) &= \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + (\alpha \cdot h)^n\right)^m} & \text{para } h < 0 \\ \theta(h) &= \theta_s & \text{para } h \geq 0\end{aligned}\tag{6}$$

Donde: n es el índice de distribución del tamaño de los poros y $m = 1 - 1/n$.

Para la curva de la conductividad hidráulica subsaturada, la expresión más usada es:

$$K = K_s \cdot \theta^{*\lambda} \cdot \left(1 - \left(1 - \theta^{*1/m}\right)^m\right)^2\tag{7}$$

Donde: λ es un parámetro de conectividad de los poros que, con frecuencia, se iguala a 0.50.

Las expresiones (6) y (7) se les conoce como modelo van Genuchten-Mualem (van Genuchten, 1980; Mualem, 1976).

Vogel *et al* (2001) proponen una modificación del modelo de van Genuchten-Mualem para estudiar los puntos próximos a la saturación, donde se ha reemplazado θ_s por θ_m ($\theta_m \geq \theta_s$) manteniendo el significado físico de θ_s y, ha introducido un parámetro h_s , que representa la altura capilar mínima ($h_s < 0$), valor asociado con el tamaño de los poros del suelo. Este modelo, para suelos de textura fina, daba mejor resultados de la conductividad hidráulica $K(h)$, cuando se ha comparado con datos experimentales que con el modelo original de van Genuchten (Vogel *et al* 2001).

$$\theta(h) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_m - \theta_r}{\left(1 + |\alpha h|^n\right)^m} & h < h_s \\ \theta_s & h \geq h_s \end{cases}\tag{8}$$

$$K(h) = \begin{cases} K(\theta^*(h)) & h < h_s \\ K_s & h \geq h_s \end{cases} \quad (9)$$

La mayoría de los modelos necesitan las relaciones entre el contenido de agua en el suelo con el potencial matricial y la conductividad hidráulica. Para la determinación de estas funciones, existen métodos directos y métodos indirectos. En los métodos directos, la determinación se hace a partir de los datos experimentales del laboratorio o en el campo (un detalle se puede ver en Haverkamp *et al* 1994). En los métodos indirectos, generalmente, la estimación se hace utilizando funciones de pedo-transferencia (Brooks y Corey, 1964; Rawls y Brakensiek, 1985; Rawls *et al*, 1982; Haverkamp y Parlange, 1986; Schaap *et al* 2001)

2.1.3.2. Capacidad de campo

Israelsen y West (1922), Veihmeyer y Hendrickson, (1927), usaron el concepto de capacidad de campo, para designar la cantidad de agua, expresada cómo humedad gravimétrica en porcentaje, de un suelo que ha sido saturado y después dejado drenar libremente, evitando pérdidas por evapotranspiración, hasta que la intensidad del drenaje sea despreciable.

Crafts *et al* (1949) lo definen como la cantidad máxima del contenido de humedad retenida por el suelo que está en equilibrio con la fuerza de gravedad. También, Colman (1944) lo considera como un punto en las curvas de redistribución de humedad en el tiempo en la que la tasa de redistribución ha tenido un valor insignificante en comparación con las iniciales.

Jamison (1956), después de revisar el trabajo de muchos investigadores, relaciona la capacidad de campo con una humedad retenida por el suelo a una determinada tensión, 1/3 bar, si bien, puede variar entre 0.2 a 0.5 bar, dependiendo de la textura del suelo, la compactación, entre otras.

Además, se ha fijado de forma orientativa, un tiempo de dos a tres días después de una lluvia o riego, en suelos permeables, para que el movimiento descendiente de la lámina disminuya hasta prácticamente detenerse. Sin embargo, en las condiciones reales de campo, no se llega al equilibrio de potenciales. El flujo es un proceso continuo y la consideración de un valor u otro para considerarlo detenido tiene influencia en el resultado. El tiempo que demora un suelo en llegar a este contenido de humedad depende de su textura, estructura, y la profundidad alcanzada por el frente de humectación y el contenido de humedad inicial.

El contenido de humedad a capacidad de campo se usa junto con el contenido de humedad antes del riego y la profundidad efectiva de las raíces para estimar las láminas máximas a aplicar en los riegos. Por otra parte, en un suelo con el contenido de humedad a la capacidad de campo, la planta puede absorber fácilmente el agua.

2.1.3.3. Punto de marchitamiento permanente

Briggs y Shantz (1912) fueron los primeros en introducir este concepto, lo definen como el contenido de agua retenido por la matriz del suelo a una determinada tensión y en el que las plantas no pueden utilizar el agua para satisfacer sus necesidades y recuperar la turgencia, lo que provoca un marchitamiento irreversible.

Veihmeyer y Hendrickson, (1949) definieron este concepto como el contenido de humedad en la zona de las raíces, en el cual la planta marchita y no puede lograr recobrar igual turgencia al colocarla en un ambiente húmedo durante 12 horas.

El punto de marchitamiento permanente, igual como en la capacidad de campo, no se puede considerar como constante ya que no depende solo del suelo sino también de otros factores

como la demanda atmosférica y la propia planta, debido a que muchas de ellas, en condiciones atmosféricas similares a otras, se marchitan a tensiones comprendidos entre 8 y 30 atmósfera (Loveday, 1974). Como consecuencia, es difícil considerarlo como constante y más bien debe considerarse como una franja del contenido de humedad del suelo en la que las plantas no absorben agua a suficiente velocidad para mantener la presión de turgencia positiva.

Para efectos prácticos, muchos investigadores se han puesto de acuerdo en considerar el valor del potencial de agua en el suelo cuando se produce el marchitamiento irreversible de las plantas cerca de 15 atmósferas.

El método de "olla de presión" es el más usado para determinar este punto. Muestras saturadas del suelo se someten a una presión de 15 atmósfera durante aproximadamente 24 horas. A continuación, el contenido de humedad que permanece en el suelo se determina por el método gravimétrico tradicional para determinar el contenido de humedad (ver capítulo 3).

2.1.3.4. Agua disponible.

En la programación clásica de los riegos, se determina el agua disponible, como el agua que puede retener el suelo para que pueda ser absorbida por el cultivo, restando al valor de la capacidad de campo el del correspondiente al punto de marchitamiento permanente. Desde un punto de vista operativo, se ha venido aplicando una fracción de esta reserva, que, en riegos por superficie, con frecuencia ha sido 2/3 de la misma a fin que el suelo esté siempre con una humedad superior al punto de marchitamiento permanente (Martín de Santa Olalla Mañas y De Juan Valero, 1993). En la actualidad, es frecuente, como lo hace el programa CROPWAT de la FAO, considerar una fracción del agua total disponible como "agua fácilmente disponible". De esta forma, si empezando en la capacidad de campo no se ha

agotado esta fracción no cabe esperar que el cultivo sufra estrés y, por tanto, reducción de producción. Pero si se baja del nuevo límite, aunque no llegue al punto de marchitamiento, cabe pensar que la planta va a tener una reducción de producción para la que incluso hay métodos para su estimación. El valor de la fracción se fija en función del cultivo y de su fase de desarrollo.

La figura 1 muestra la clasificación de los estados de agua en el suelo en función de la tensión.

Figura 1. El estado de agua en el suelo en función de la tensión h en cm

La Figura 2 muestra, para las diferentes texturas, valores típicos de la cantidad de agua disponible para las plantas (agua retenida entre capacidad de campo y punto de marchitez permanente), se corresponden con datos experimentales medios obtenidos por Rawls *et al* (1982). En la misma gráfica, también se han representado los valores que resultan para los suelos de referencia de la base de datos de Carsel y Parrish (1988) caracterizados con el modelo de van Genuchten-Mualem, al aplicar los valores de referencia antes comentados ($1/3$ y 15 bar, para la capacidad de campo y el punto de marchitamiento y $2/3$ para la fracción de agua disponible).

Puede observarse, para los datos presentados por Rawls *et al* (1982), que el suelo Franco limoso (SiL) tiene mayor capacidad para retener agua, mas de tres veces que el suelo Arenoso. El suelo Arcilloso retiene el doble de agua que un suelo Arenoso.

Figura 2. El agua disponible en función de la textura del suelo. S, LS, SL, SCL, L, SiL, SC, CL, SiCL, SiC, y C, son los suelos: sand, loamy sand, sandy loam, sandy clay loam, loam, silty loam, sandy clay, clay loam, silty clay loam, silt clay y clay respectivamente. Source: Datos experimentales proporcionados por Rawls *et al*, 1982 (líneas gruesas), y calculados a partir de datos de Carsel y Parrish (1988) con el modelo de van Genuchten-Mualem (líneas finas), (ver anexo 8.3).

En comparación con los datos calculados usando suelos de referencia de Carsel y Parrish (1988) y el modelo de van Genuchten (1980), cabe destacar diferencias relativamente bajas para el suelo Franco limoso (SiL) y Franco arcilloso (CL). Para el resto de los suelos, las diferencias, en la cantidad el agua disponible, son extremadamente altas.

2.2. Formulación matemática de la infiltración

2.2.1 Introducción

La infiltración es la entrada del agua en el suelo. Con frecuencia, se refiere a un flujo unidimensional vertical en el caso del riego por superficie a manta y en el riego por aspersión. El flujo se considera bidimensional en el riego por surcos y, tridimensional en los emisores de riego por goteo.

Generalmente, se utiliza el término de infiltración acumulada i_a , para la altura de agua infiltrada, en esta tesis se expresará fundamentalmente en cm. El término de infiltración instantánea, i_i , para la velocidad de entrada. La relación entre ambas es:

$$i_i = \frac{di_a}{dt} \qquad i_a = \int_0^t i_i \cdot dt \qquad (10)$$

2.2.2 Ecuación de Richards.

Para determinar el contenido de humedad θ en cada punto del espacio e instante t , dos ecuaciones son necesarias; la ecuación del flujo (ecuación Darcy-Buckingham) y la ecuación de continuidad o de conservación de masa.

La ecuación de Darcy-Buckingham (Darcy, 1856; Buckingham, 1907), describe el flujo de agua en un suelo no saturado de la siguiente manera:

$$\vec{U} = -K(\theta) \cdot \nabla H \qquad (11)$$

Donde: $\vec{U}$ es el vector velocidad del flujo de agua en el suelo en un punto e instante, ∇H es el gradiente del potencial hidráulico por unidad de peso y $H = z+h$. $K(\theta)$ es la conductividad hidráulica subsaturada, para la que se usan expresiones como la (7).

La ecuación de la continuidad en un punto o balance de agua, se escribe:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot \vec{U} = \nabla \cdot [K \cdot \nabla H] \quad (12)$$

La combinación de las ecuaciones (11) y (12) se conoce como ecuación de Richards (Richards, 1931):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot [K \cdot \nabla (z + h)] = \nabla \cdot (K \cdot \nabla h) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (13)$$

Equivalente a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} = \frac{d\theta}{dh} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (14)$$

Para la última igualdad, se ha considerado $\theta(h)$. A veces, se introduce $c(\theta)=d\theta/dh$, que es la pendiente de la curva de retención del suelo para cualquier valor de contenido de humedad (la capacidad específica del agua).

Para un flujo horizontal, únicamente en una dirección x, la ecuación (14) se reduce a:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad (15)$$

En muchas ocasiones, si se desea trabajar con θ en vez de con h , se incluye el concepto de difusividad D , usando la relación entre ambas (Childs y Collis-George, 1950).

$$D(\theta) = \frac{K(\theta)}{c(\theta)} = K \cdot \frac{dh}{d\theta} \quad (16)$$

Así, la ecuación (14), para un flujo vertical descendiente queda:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K}{\partial z} \quad (17)$$

Con base en la ecuación de Richards, muchos estudios teóricos y aplicaciones hidrológicas modernas han sido desarrollados usando soluciones analíticas o semi-analíticas simplificadas o métodos numéricos (Philip, 1957; Philip, 1969; Parlange, 1971; Parlange *et al* 1982; Parlange, 1991; Šimůnek *et al* 1998, Szymkiewicz *et al* 2013; Hayek, 2016).

Los métodos numéricos son capaces de simular algunos procesos que son prácticamente imposibles de resolver con los métodos analíticos convencionales, sobre todo cuando las condiciones de contorno o iniciales se hacen mas complejas (Juana, 1993). En dichos métodos, principalmente, se emplean ecuaciones diferenciales y condiciones iniciales y de límite, específicas, utilizando técnicas de análisis numérico, tales como métodos de diferencias finitas y elementos finitos.

El Método de las diferencias finitas es una técnica que permite resolver ecuaciones diferenciales parciales, donde el dominio de la solución se divide en una malla con un limitado número de puntos seleccionados o nodos. Para ello, la ecuación diferencial parcial se aplica en cada nodo, y las derivadas parciales se reemplazan por diferencias finitas divididas por el incremento espacial o temporal. Este método es fácil de implementar, sin embargo, encuentra

dificultades para proporcionar buenas aproximaciones para sistemas con formas irregulares o heterogéneas.

En el método de los elementos finitos, el área de la solución se divide en regiones con formas sencillas triangulares o cuadrangulares (elementos). Se puede desarrollar una solución aproximada de la ecuación diferencial parcial para cada uno de estos elementos. La solución total se genera uniendo los elementos individuales mediante los procedimientos de álgebra lineal en matrices globales, en los cuales el vector solución representa las soluciones nodales. Este método proporciona una mejor aproximación para sistemas con forma irregular permitiendo acomodar el tamaño y forma de los elementos a las necesidades de modelización. En el caso de Hydrus-1D, (Šimůnek *et al* 1998), la resolución de la ecuación de Richards, bajo determinadas condiciones de contorno, se hace aplicando el método de los elementos finitos en un esquema de Galerkin. Para los problemas de dos dimensiones, los elementos usados son triangulares, rectangulares y cuadrículas. Para problemas tridimensionales, los elementos son tetraedros, hexaédricos y paralelepípedos.

2.2.3. Expresiones empíricas

Las expresiones empíricas tratan de encontrar los parámetros de ajuste de la curva de infiltración, sin preocuparse en exceso del significado físico de los mismos. Su validez no está garantizada cuando se cambia las condiciones en las que se hizo los ensayos.

2.2.3.1. Ecuación de Kostiakov y de Kostiakov-Lewis

Kostiakov (1932) propuso una expresión potencial para estimar la infiltración:

$$i_a = k \cdot t^a \quad (18)$$

Donde: i_a es la infiltración acumulada en el tiempo t . Las constantes empíricas a y k son estimadas a partir de los datos experimentales.

En la ecuación (18) se restringe el coeficiente " a " a valores menores de la unidad ($0 < a < 1$), con objeto de que la infiltración instantánea sea decreciente. En el límite al incrementar el tiempo la velocidad tendería a cero, $i_i(t \rightarrow \infty) \equiv 0$, algo que esta en desacuerdo con la ecuación de Darcy-Buckingham, para un suelo homogéneo y muy profundo, donde tendería al valor de la conductividad hidráulica saturada K_s para tiempos muy altos. Por ello, Mezencev (1948) propuso una corrección de la ecuación de Kostiakov añadiendo un constante f_0 (tasa de infiltración final) para valores altos de tiempo, que teóricamente correspondería a la conductividad hidráulica saturada K_s :

$$i_a = k \cdot t^a + f_0 \cdot t \quad i_i = k \cdot a \cdot t^{a-1} + f_0 \quad (19)$$

Para la aplicación y evaluación del riego por superficie, muchos investigadores han encontrado que el modelo de Kostiakov corregido, conocido como de Kostiakov-Lewis, proporciona, con frecuencia, mejores predicciones de la infiltración acumulada y del rendimiento del riego (Skaggs y Khaleel, 1982; Clemmens 1983; Walker, 1989).

En ocasiones, el modelo no puede describir de forma adecuada fenómenos como la imposibilidad de aplicar una lámina menor que una dada o la infiltración inicial en grietas, que puede presentarse en algunos suelos arcillosos. Por ello, se ha propuesto la introducción de un parámetro de corrección c adicional, como se hizo en las Familias de infiltración del NRCS que se ven en el próximo apartado. Es decir:

$$i_a = k \cdot t^a + f_0 \cdot t + c. \quad (20)$$

2.2.3.2. Familias de infiltración

El NRCS-USDA (1974), definió el concepto de las Familias de infiltración en el que se establecen valores de los parámetros a , k y c para distintos tipos de suelos. Cada familia se identifica por un número IF , que aproximadamente orientaba sobre la infiltración estabilizada en pulgadas por hora. Si bien, la ecuación original fue:

$$i_a = k \cdot t^a + c \quad (21)$$

Donde: k y a son valores únicos para cada familia y $c = 0.7$ cm, para todas ellas.

Walker *et al* (2006) utilizaron la siguiente expresión, ecuación introducida en el programa WinSRFR versión 4 (Bautista *et al* 2009), para representar la infiltración en el riego por surcos:

$$i_a = (k \cdot t^a + c) \cdot \frac{WP}{W_s} \quad (22)$$

Donde; WP es el perímetro de mojado [L] y, W_s es la anchura del surco [L].

2.2.4. Ecuaciones simplificadas con base física para aproximar la infiltración

2.2.4.1 Ecuación de Green-Ampt

Esta ecuación, aunque simplifica el proceso, es la primera expresión de infiltración con base física, se publicó en 1911. Sigue siendo muy utilizada, pues considera los aspectos fundamentales, y ha sido importante para el desarrollo de la hidrológica y la física del suelo.

Se asume que el frente de humectación se mueve en masa y está determinado por una transición brusca que separa el suelo inferior con humedad θ_0 , del suelo superior (saturado) con contenido de humedad θ_s .

Se considera que en el frente de humectación, que se mueve en bloque, hay potencial de presión h_f , que permanece constante con el tiempo, independiente de su posición a medida que avanza.

Figura 3. Variables en la aproximación de Green-Ampt. 1911

Aplicando la ley de Darcy a toda la longitud L infiltrada:

$$i_i = -K_s \frac{\Delta(z+h)}{\Delta z} = -K_s \frac{h_0 - (L + h_f)}{\Delta z} = K_s \cdot \left(1 + \frac{h_0 + h_f}{L} \right) \quad (23)$$

Dado que:

$$i_a = \Delta\theta \cdot L \quad \rightarrow \quad L = \frac{i_a}{\Delta\theta} \quad (24)$$

Considerando que el valor de h_0 , la altura de agua, es relativamente pequeño en comparación con h_f , queda:

$$i_i = \frac{di_a}{dt} = K_s \cdot \left(1 + \frac{(h_0 + h_f) \cdot \Delta\theta}{i_a} \right) \cong K_s \cdot \left(1 + \frac{h_f \cdot \Delta\theta}{i_a} \right) \quad (25)$$

Para obtener la relación infiltración-tiempo es necesario integrar:

$$\begin{aligned} K_s \cdot dt &= \left(\frac{i_a}{i_a + h_f \cdot \Delta\theta} \right) \cdot di_a = \left(\frac{i_a + h_f \cdot \Delta\theta}{i_a + h_f \cdot \Delta\theta} - \frac{h_f \cdot \Delta\theta}{i_a + h_f \cdot \Delta\theta} \right) \cdot di_a \rightarrow \\ &= \left(1 - \frac{h_f \cdot \Delta\theta}{i_a + h_f \cdot \Delta\theta} \right) \cdot di_a \rightarrow K_s \cdot t = i_a - h_f \cdot \Delta\theta \cdot \left[\ln(i_a + h_f \cdot \Delta\theta) \right]_0^{i_a} \end{aligned}$$

Finalmente se obtiene.

$$t = \frac{i_a}{K_s} - \frac{h_f \cdot \Delta\theta}{K_s} \cdot \ln \left(1 + \frac{i_a}{h_f \cdot \Delta\theta} \right) \quad (26)$$

Aunque este modelo presenta gran simplicidad y adaptabilidad en su aplicación para diferentes escenarios, queda por determinar con precisión los parámetros que lo definen. Neuman (1976) propone una expresión para determinar h_f . En realidad, su valor no permanece constante a lo largo del riego como se asume salvo para el flujo horizontal. Expresiones empíricas útiles y varias correlaciones estadísticas están disponibles para, en caso de no disponer de datos, estimar K_s y h_f (Brakensiek y Onstad, 1977; McCuen *et al* 1981; Rawls y Brakensiek, 1982). Estos valores deberían posteriormente ser contrastados.

2.2.4.2 Ecuación de Philip.

Para el flujo vertical, Philip (1957), solucionó numéricamente la ecuación de Richards (Ecuación 17) bajo las siguientes hipótesis;

$$\theta(x,0) = \theta_0 \qquad \theta(0,t) = \theta_s$$

Estudió la infiltración vertical comparándola inicialmente con la infiltración horizontal, donde no tiene efecto la gravedad. Encontró que la solución para la infiltración horizontal: $x(\theta) = S \cdot \sqrt{t}$, tenía un error proporcional a t , probó la solución corregida y obtuvo que el error era proporcional a $t^{3/2}$, introdujo la nueva función saliente y comprobó que el error era proporcional a t^2 y procediendo de esta forma obtuvo una serie;

$$i_i = \frac{1}{2} S \cdot t^{-1/2} + A_2 + \frac{3}{2} A_3 \cdot t^{1/2} + 2 A_4 \cdot t + \dots \quad (27)$$

Donde: A_2, A_3, A_4 son funciones de características similares a S , que es la sortividad.

De forma práctica, la aproximación de la infiltración, usando la ecuación de Philip, se usa frecuentemente con los dos primeros términos. El valor resultante para la infiltración instantánea será:

$$i_i = \frac{di_a}{dt} = \frac{1}{2} S \cdot t^{-1/2} + A_2 \rightarrow \cong \frac{1}{2} S \cdot t^{-1/2} + K_s$$

La solución indica que, para tiempos pequeños, la infiltración es proporcional a la raíz cuadrada del tiempo (infiltración horizontal), pero para los tiempos muy altos se aproxima a una tasa constante K_s , correspondiente a la conductividad a saturación θ_s . De adoptar esta solución simplificada con dos términos, ya Philip alertó que se sobreestimaba algo la infiltración para tiempos intermedios.

2.2.4.3 Ecuación de Brutsaert.

Brutsaert (1977), propuso una corrección a la expresión de Philip, (PCB). La expresión, que se ajusta también adecuadamente los primeros y últimos instantes y mejorar los tiempos intermedios, es:

$$i_a = K_s \cdot t + \frac{S \cdot \sqrt{t}}{1 + c \cdot \frac{K_s \cdot t}{S \cdot \sqrt{t}}} \quad (28)$$

Donde: K_s es la conductividad hidráulica saturada, S es la sortividad y t es el tiempo. Para el coeficiente c propuso un valor $2/3$ o 1 , según el tipo de suelo. Puede considerarse una expresión más general que la de Philip de dos parámetros pues para $c = 0$ coincidiría con ella.

2.2.4.4 Ecuación de Parlange.

Parlange (1975) propuso también una expresión para mejorar la ecuación de Philip de dos parámetros, los resultados que se obtienen con ella, la expresión que sigue, es una infiltración algo menor que con la ecuación de Brutsaert (1977) con $c = 1$.

$$i_a = K_s \cdot t + \frac{S^2}{2K_s} \left[1 - \exp\left(-\frac{2K_s \cdot \sqrt{t}}{S}\right) \right] \quad (29)$$

Donde: i_a es la infiltración acumulada, K_s es la conductividad hidráulica saturada, S es la sortividad, t es el tiempo.

Swartzendruber y Clague (1989) propusieron una ecuación de infiltración similar pero más general que la de Parlange (1975)

$$i_a = K_s \cdot t + \frac{S^2}{\alpha K_s} \left[1 - \exp\left(-\frac{\alpha \cdot K_s \cdot t^{0.5}}{S}\right) \right] \quad (30)$$

Con $\alpha = 2$ coincide con la ecuación de Parlange.

CAPÍTULO 3. MATERIAL Y MÉTODOS

3.1. Determinación de la textura del suelo con el método de Bouyoucos

3.1.1 Principio

El análisis granulométrico consiste en la separación y cuantificación de las partículas de arena, limo y arcilla de una muestra de suelo, y con la ayuda del triángulo de texturas se determina la clase textural del mismo.

El método de Bouyoucos (1927) se fundamenta en la ley de Stokes para partículas sólidas que caen dentro de un fluido viscoso. Mediante esta ecuación se puede expresar de forma cuantitativa la relación entre el tiempo de sedimentación y el tamaño de la partícula expresada a través de su diámetro.

$$V = \frac{g(\rho_p - \rho_L)}{18\eta} \cdot d^2 \quad (31)$$

Donde: V es la velocidad de sedimentación [LT^{-1}], d es el diámetro de las partículas [L], g es la gravedad [LT^{-2}], ρ_p y ρ_L son las densidades de las partículas sólidas y del fluido o agua, respectivamente [ML^{-3}], y η es la viscosidad dinámica del fluido ($ML^{-1}T^{-1}$). Los métodos más utilizados para el análisis granulométrico que se basan en la ley de Stokes son el método del hidrómetro (Burt, 2004), el de la pipeta y el de centrifugación.

3.1.2. Procedimiento

3.1.2.1 Calibración del hidrómetro

Para determinar la densidad del suelo en suspensión, el hidrómetro debe ser calibrado. Las lecturas deben ser corregidas por las variaciones en temperatura, porque esta puede afectar a la viscosidad y a la densidad del agua, y como consecuencia, influir en los resultados.

El método consiste en preparar una solución en blanco donde hay que añadir 100 ml de la solución de hexametáfosfato de sodio (HMF, solución dispersante), a una probeta y rellenar hasta 1 litro. Se mezcla vigorosamente con el agitador de plástico y se toma la temperatura.

Después de introducir el hidrómetro en la solución se determina L_0 leyendo la parte superior del menisco en la escala del hidrómetro. Periódicamente, cheque L_0 durante el análisis de textura. Los valores de calibración L_0 van a ser utilizados en el análisis para corregir los valores obtenidos de la concentración del suelo en la suspensión C.

3.1.2.2. Dispersión del suelo.

En primer lugar, la muestra del suelo debe ser secada al aire y tamizada por 2 mm. Se pesa 40 g de suelo y se coloca en un frasco de vidrio de 600 ml de cuello alto. Se añade 250 ml de agua destilada, 100 ml de solución de HMF, y permita que la muestra se remoje toda la noche. Al otro día pase la muestra tratada con el dispersante al vaso de metal del agitador eléctrico y agite durante 5 min.

Se traspasa la suspensión al cilindro de sedimentación y se lleva a un volumen de 1000 ml con agua destilada, se tapa el cilindro con tapón de goma y agitando invirtiendo el cilindro hacia arriba, y hacia abajo con el objeto de separar bien del fondo cualquier suelo que ya se haya sedimentado. Otra forma de homogeneizar la suspensión, es mediante el uso del pistón de bronce, especialmente diseñado para ello.

Para la separación de las fracciones de arena gruesa, hay que pasar el sedimento y suspensión de la probeta de 1 litro a través de un tamiz de malla 270 (53 μm de abertura). Después, se lava el sedimento que queda sobre la malla usando una pipeta o el chorro de

agua de la llave. Se pasa las arenas a una cápsula de aluminio previamente tarada, se mete en la estufa a 105° C hasta la obtención de un peso constante.

Figura 4. El método del hidrómetro de Bouyoucos.

Tan pronto haya terminado de agitar, se introduce el hidrómetro en la suspensión y se toma una lectura después de 30 s, y otra, después de 1 min. En el caso de haber una espuma se añade una gota de alcohol amílico sobre la superficie de la suspensión.

Se saca el hidrómetro, se enjuaga y se seca. Nuevamente, se introduce el hidrómetro cuidadosamente 10 s antes de los siguientes tiempos de lectura: 3, 10, 30, 60, 90, 120 y 1440 min. Se saca y enjuaga el hidrómetro después de cada lectura. Se anotan las lecturas L_n cada vez que se toman. Se lee la lectura del hidrómetro en la solución en blanco, y se anota la lectura como L_0 , además de la temperatura de la solución.

3.1.3. Cálculo del tamaño de las partículas.

Se calcula la concentración del suelo, C , en suspensión en $[g/L]$, usando la siguiente expresión:

$$C = L_n - L_0 \quad (32)$$

Donde: L_n es la lectura del hidrómetro no corregida en $[g/L]$, y L_0 es la lectura del hidrómetro de la probeta que se usó como blanco. L_n y L_0 son lecturas tomadas en cada intervalo de tiempo elegido.

Se debe de corregir las lecturas del hidrómetro agregando 0.36 por cada grado centígrado arriba de $19.5^\circ C$, o restando la misma cantidad por cada grado debajo de dicha temperatura.

El porcentaje de las partículas en suspensión, P , con tamaño inferior al diámetro d , se obtiene con la siguiente expresión:

$$P = \left(\frac{C}{C_0} \right) \cdot 100 \quad (33)$$

Donde: C_0 es el peso seco a $105^\circ C$ de la muestra de suelo.

El diámetro promedio de las partículas en suspensión, d $[\mu m]$ en un tiempo t , se determina con la siguiente ecuación:

$$d = \left(\frac{\Phi}{\sqrt{t}} \right) \cdot f_c \quad (34)$$

Donde: Φ es un parámetro de sedimentación y está en función de la caída de las partículas con respecto a la profundidad, viscosidad y densidad del medio, así como al tamaño de las partículas. En nuestro caso se ha usado un factor de corrección f_c igual a 1.1.

Se obtiene la curva de distribución de tamaños de partículas del suelo analizado y la combinación de 3 fracciones del suelo: arena (partículas entre 50 y 2000 μm), limo (partículas entre 2 y 50 μm) y arcilla (partículas < 2 μm) (ver Figura 05).

Figura 5. Diagrama de clasificación de los suelos según la distribución del tamaño de sus partículas (USDA).

Finalmente, la determinación de la clase textural se hace con la ayuda del triángulo del USDA mostrado a continuación (Figura 06).

Figura 6. Triángulo de texturas según la clasificación del USDA

3.2. Determinación del contenido de humedad inicial del suelo.

3.2.1 Principio y cálculos

La humedad del suelo es la masa de agua contenida por unidad de masa de suelo. La humedad del suelo se puede expresar de forma gravimétrica con base en la masa, o de forma volumétrica, con base en el volumen.

Se puede expresar la humedad gravimétrica (w) de la siguiente la forma:

$$w(\%) = \left(\frac{M_{sh} - M_{ss}}{M_{ss}} \right) \cdot 100 = \frac{M_w}{M_s} \cdot 100 \quad (35)$$

Donde: w es el contenido gravimétrico de humedad, M_{sh} es la masa del suelo húmedo, M_{ss} es la masa de suelo seco (después de haber secado en la estufa). M_w es la masa de agua, y M_s es la masa total del suelo seco.

La humedad volumétrica, θ [-] se puede calcular utilizando la siguiente relación:

$$\theta = w \cdot \frac{\rho_a}{\rho_w} \quad (36)$$

Donde: ρ_a es la densidad aparente del suelo, ρ_w es la densidad del agua (1000 kg/m³) a presión y temperatura estándar.

3.2.2. Procedimiento

Es el método de referencia para determinar el contenido de agua en el suelo, consiste en pesar muestras de suelo “suelo húmedo” y colocarlas en la estufa a 105-110°C hasta obtener el peso constante de la muestra que, en la mayoría de los suelos, se logra entre 24 y 48 horas, dependiendo del tipo del suelo y el tamaño de la muestra. A este estado se le denomina “suelo seco”. Se deja en un desecador, después se procede a pesar cuando se alcance la temperatura ambiente.

3.3. Determinación experimental de la infiltración

Se ha utilizado el dispositivo experimental que se muestra en la Figura 07. Es una columna de plástico acrílico con un diámetro interno de 5.3 cm y con una altura de 200 cm.

Durante la preparación de la columna, el suelo, previamente secado al aire libre, ha sido introducido por capas controlando el volumen ocupado por un determinado peso mediante

compactación para conseguir una densidad aparente más o menos homogénea a lo largo de la columna. El contenido de humedad inicial, θ_0 , fue determinado con el método tradicional mencionado arriba, y con el que se preparó una columna de suelo aproximadamente de 142 cm de altura.

En la parte superior de la columna, justo en la superficie del suelo, un disco metálico poroso, se dispuso en el límite superior, para minimizar la alteración del suelo al aplicar la lámina de agua. En el límite inferior, se colocó una placa de plástico porosa para permitir la percolación.

Figura 7. Detalles de columnas de suelo utilizadas en las pruebas de infiltración. Fuente: Elaboración propia

El procedimiento experimental para determinar la infiltración y la redistribución consistió, primero, en aplicar la cantidad de agua o lámina deseada y monitorizar el nivel de agua sobre el suelo y la evolución del frente de humectación mediante lecturas en las fotos tomadas por una camera réflex (ver Figura 07). Además, en un momento dado de la redistribución, cuando se da por finalizado el ensayo, se sacaron las muestras de las diferentes profundidades de la columna para determinar su contenido de humedad usando el método tradicional.

La dificultad de evacuación del agua aportada en los ensayos en un tiempo operativo, es un impedimento importante para realizar sucesivamente en el tiempo, pruebas de infiltración, de características similares, con objeto de valorar, explicar y cuantificar el efecto de los riegos en la variabilidad temporal de las propiedades hidráulicas del suelo y sus consecuencia para las fases de infiltración y de redistribución. Para ello, se construyó una columna de suelo sujeta con una tela metálica y envuelta en un plástico que la recubría en los ensayos y se retiraba en el periodo entre ensayos para favorecer la evaporación. Con un diámetro interno de 12 cm y una altura de 200 cm, en la parte superior de la columna, justo en la superficie suelo, se colocó un tubo de plástico acrílico de un diámetro interno de 11.4 cm, para evitar fugas en la aplicación y facilitar la lectura del descenso del nivel de agua durante la infiltración. El control de humedad o la selección del momento de realizar el ensayo con la misma humedad que el anterior se realizó por pesada con báscula de precisión.

3.4 Simulación de la infiltración y redistribución con Hydrus-1D.

3.4.1. Descripción y aspectos técnicos

Las predicciones de las soluciones propuestas en esta tesis han sido comparadas con soluciones numéricas del modelo Hydrus-1D (Šimůnek *et al* 2005)

Hydrus-1D fue desarrollado por el U.S. Salinity Laboratory, USDA/ARS, Riverside, California. Es un modelo de elementos finitos que simula el flujo de agua, calor y diversas sustancias a través de medios porosos parcialmente saturados. El programa resuelve numéricamente la ecuación de Richards para el flujo de agua en el medio saturado - no saturado y las ecuaciones de advección-dispersión de Fick para el transporte de calor y compuestos. Las ecuaciones de flujo son resueltas mediante el método Galerkin de elementos finitos aplicado a una malla de elementos triangulares con una integración en el tiempo.

La parameterización del suelo puede hacerse utilizando las ecuaciones de retención de humedad más frecuentes como la de Brooks y Corey o de van Genuchten-Mualem (1980). Igualmente, la curva de conductividad hidráulica insaturada puede describirse mediante las expresiones propuestas por Brooks y Corey (1964), Simmons *et al* (1979) y van Genuchten-Mualem (1980) con varias modificaciones posteriores.

Además, empezar a calibrar algunos suelos utilizaos, se utilizó el programa ROSETTA (Schaap *et al* 2001) para estimar los parámetros de la ecuación de van Genuchten (1980) a partir del porcentaje textural y la densidad aparente del suelo.

Figura 8. El programa Rosetta para la estimación de las propiedades hidráulicas del suelo con el modelo van Genuchten - Mualem en Hydrus-1D

3.4.2. Condiciones iniciales y de límite

El entorno gráfico del programa permite seleccionar la resolución espacial del problema en cuestión, así como condiciones de contorno inicial, en contenido de humedad o en presión. Como condiciones de contorno, se puede seleccionar en la ventana "Water Flow Boundary Conditions" la condición según el caso estudiado, y en el "Graphical Editor" se puede ingresar todas las condiciones iniciales del modelo, en presión o en contenido de humedad. Además, se puede tener acceso a la malla de nodos generada y modificar el número de nodos y la precisión deseada.

Se ha asignando la condición de presión variable, en la parte superior de la columna, un valor a la presión igual a cero, para considerar el estado de saturación.

Figura 9. Condiciones de contorno aplicadas en las simulaciones con Hydrus-1D

En la parte inferior se seleccionó drenaje libre, una condición que se asigna a lugares por donde el líquido puede salir libremente. También, puede utilizarse cuando el nivel freático se encuentra muy profundo (Sisson, 1987; McCord, 1991).

Para la redistribución se ha asignado un valor igual a 1 al "KodTop" durante el tiempo de infiltración, t_r , y un valor -1 para $t > t_r$ cuando se termina la infiltración y la lámina empieza a redistribuirse.

CAPÍTULO 4. SOLUCIONES PARA LA INFILTRACIÓN Y REDISTRIBUCIÓN DE AGUA EN EL SUELO

4.1. Propuestas para un estudio simplificado de la infiltración. Aplicación a las familias de infiltración del USDA-NRCS.

Artículo: "Development of one-dimensional solutions for water infiltration. Analysis and parameters estimation". Journal of Hydrology (2016) volume 535, 226-234.

Autores: Boumediene Sayah, Maria Gil-Rodríguez y Luis Juana Sirgado.

4.1.1 Introducción y objetivos

En el diseño de los sistemas de riego y, en particular, en el riego por superficie, la infiltración suele considerarse mediante expresiones empíricas. Así, son usadas expresiones como las de Kostiakov, Kostiakov-Lewis o las correspondientes a las Familias de Infiltración del NRCS (USDA-NRCS, 1974; USDA-NRCS, 1984; Walker *et al* 2006)). Estas, no permiten considerar como variables de entrada aspectos importantes como el contenido de humedad inicial. Por otra parte, las expresiones comentadas usan coeficientes que son ajustados, en base a datos experimentales y, por tanto, son únicamente válidas para unas circunstancias como las que se presentaron en el ensayo. Los coeficientes no tienen un significado físico claro ni representan a ninguna variable a la que se pueda hacer un seguimiento. Como consecuencia, no facilitan una predicción de los riegos ya de por sí complicada.

La infiltración puede abordarse de forma más racional mediante la integración de la ecuación de la filtración de Richards (1931) con modelos numéricos de simulación, como Hydrus-1D (Šimůnek *et al* 2005). En estos, el suelo es caracterizado con expresiones y parámetros con significado físico, aunque en ellos no desaparece completamente la componente empírica. Además, la selección de los parámetros no es sencilla, una primera aproximación en base a la

textura del suelo o con programas como Rosetta, debe ser mejorada con una posterior calibración de los parámetros hidráulicos del suelo (Bohne *et al*; 1995, Kool *et al* 1987, Feddes *et al* 1988). También hay que considerar que pueden aparecer dificultades. En la integración numérica, pueden aparecer problemas de convergencia numérica y, como consecuencia, los consiguientes errores en los resultados. Asimismo, a las posibles dificultades para disponer de la herramienta informática adecuada puede unirse las limitaciones para la entrada y la salida de información de la misma de la forma deseada. Todo ello, dificulta su aplicación práctica a casos de riego, sobre todo en los casos en que el seguimiento conviene hacerlo en muchos puntos o cuando para proyecto o calibración se planteen óptimos que requieran repetir los cálculos muchas veces.

Los planteamientos y expresiones racionales deben ser preferibles a las empíricas para la predicción de resultados y, como consecuencia, para mejorar la práctica de los riegos con análisis de distintas alternativas y, por ello, parece muy aconsejable ir introduciéndolas. Bajo ciertas condiciones, las expresiones simplificadas pueden ofrecer unos resultados similares a los modelos y salvar sus inconvenientes.

En este trabajo, se propondrá un método numérico simplificado para determinar la infiltración vertical en cualquier instante y la distribución de humedad en profundidad, $\theta(z,t)$, sin necesidad de hacer seguimiento o cálculo de los instantes previos. El método propuesto será probado con soluciones numéricas de Hydrus-1D, en suelos de muy diversos tipos, lo que será aprovechado tanto para analizar la infiltración y determinar el efecto del contenido de humedad inicial del suelo como para calibrar las familias de infiltración del USDA-NRCS con los parámetros del modelo de van Genuchten-Mualem.

4.1.2. Expresiones simplificadas.

Los modelos simplificados conceptuales suelen considerar un contenido de humedad inicial θ_0 , constante en el perfil, y un contenido de humedad a saturación θ_s en la superficie del suelo (Green-Ampt, 1911; Philip, 1957; Mein y Larson, 1973; Parlange *et al* 1975; Parlange *et al* 1982; Swartzendruber y Clague, 1989).

Entre los parámetros físicos que caracterizan el proceso y que se incluyen en la expresión de Green-Ampt (GA) están la conductividad hidráulica saturada K_s y la diferencia entre el contenido de humedad inicial y el de saturación, $\Delta\theta = \theta_s - \theta_0$. Su punto más débil, es que usa una tensión matricial en el frente, h_f , que resulta bastante menor al valor h_0 , correspondiente al contenido de humedad inicial θ_0 , que realmente se alcanza en el frente. Este valor de h_f se suele considerar constante si bien no lo es a lo largo del riego y, por otra parte, depende del contenido de humedad inicial del suelo. Con respecto a esta última variabilidad con θ_0 , algunos autores como Neuman (1976) o Parlange (1976) han obtenido expresiones analíticas para estimarlo a partir de las curvas de retención y de conductividad hidráulica. La expresión de GA, despreciando la lámina de agua sobre la superficie, aunque puede incluirse sin dificultad, relaciona la infiltración acumulada, i_a , y la infiltración instantánea, i_i , o el tiempo t , mediante la siguiente relación:

$$i_i = \frac{di_a}{dt} = K_s \cdot \left(1 + \frac{h_f \cdot \Delta\theta}{i_a} \right) \rightarrow t = \frac{i_a}{K_s} - \frac{h_f \cdot \Delta\theta}{K_s} \cdot \ln \left(\frac{i_a}{h_f \cdot \Delta\theta} + 1 \right) \quad (37)$$

Donde: K_s [LT^{-1}] es la conductividad hidráulica saturada, h_f [L] es la tensión capilar en el frente de humectación, y $\Delta\theta = \theta_s - \theta_0$ [-] es la diferencia entre el contenido de humedad a saturación y inicial.

La relación $i_a(t)$ no es explícita, pero puede determinarse por cálculo iterativo. La expresión (37) depende de dos parámetros, uno puede ser K_s y el otro $h_f \Delta \theta$.

La expresión de GA se obtiene de forma analítica si se asimila un suelo a un conjunto de capilares del mismo diámetro. Como consecuencia, parece adecuada para suelos de granulometría uniforme.

La solución analítica de la infiltración horizontal supuso también un avance importante y, asimismo, la extensión de Philip para la infiltración vertical. En la infiltración horizontal aparece un único parámetro, la sortividad S , que multiplicada por la raíz cuadrada del tiempo nos daría la infiltración. Como consecuencia, la sortividad engloba el efecto de todas las variables de las que depende, salvo la de la aceleración de la gravedad. En la expresión (38), propuesta por Philip, se apoyo en la infiltración horizontal que representa al primer sumando. El segundo sumando, E , es realmente la suma de una serie de funciones que multiplican a potencias crecientes de $\sqrt{t}$. Con frecuencia, de forma práctica, E se aproxima por la conductividad hidráulica a saturación K_s , siendo conscientes, como ya apuntó el propio Philip, que, de actuar así, se aproxima adecuadamente los primeros instantes y los últimos, pero se mayor algo la infiltración en los tiempos intermedios.

$$i_a = \sqrt{t} \cdot \int_{\theta_0}^{\theta_s} u(\theta) \cdot d\theta + t \cdot \int_{\theta_0}^{\theta_s} \chi(\theta) \cdot d\theta + t^{3/2} \cdot \int_{\theta_0}^{\theta_s} \varphi(\theta) \cdot d\theta + \dots$$

$$\cong S \cdot \sqrt{t} + E \cdot t \cong S \cdot \sqrt{t} + K_s \cdot t \quad (38)$$

Donde: S es la sortividad, y E es la conductividad hidráulica saturada, $E \cong K_s$

Con la aproximación comentada la infiltración, modelo (PS), quedaría caracterizada con dos parámetros S y K_s . El primero es el predominante en los primeros instantes y el segundo en

los tiempos suficientemente altos. El parámetro S por estar definido para la infiltración horizontal y por coincidir con la relación entre la infiltración vertical y la raíz del tiempo en los instantes iniciales, parece preferible al de $h_f \Delta\theta$. No obstante, si h_f pudiera considerarse constante, como proponen Rawls *et al* (1993), tendría la ventaja de que el parámetro estaría principalmente gobernado por $\Delta\theta = \theta_s - \theta_0$, lo que simplificaría la consideración del contenido de humedad inicial del suelo θ_0 .

De aplicar las hipótesis con las que se obtiene la expresión de Green-Ampt a la infiltración horizontal e igualar el resultado al primer sumando de la expresión de Philip, resulta una relación entre los tres parámetros considerados:

$$S = \sqrt{2K_s \cdot \Delta\theta \cdot h_f} \quad (39)$$

Lo que permite expresar la ecuación (40) en función de K_s y S :

$$t = \frac{S^2}{2K_s^2} \cdot \left(\frac{i_a \cdot 2K_s}{S^2} - \ln \left(\frac{i_a \cdot 2K_s}{S^2} + 1 \right) \right) \quad (40)$$

Las expresiones simplificadas (26), (27), (28) y la (30) pueden ser representadas de forma adimensional $t^* \cdot i_a^*$ ($t^* = t/T_e$, $i_a^* = i_a/I_{ae}$) introduciendo como variables de referencia o escalas $T_e = S^2/K_s^2$ e $I_{ae} = T_e \cdot K_s$. Las expresiones resultantes representadas en la Figura 10 son:

$$\text{PS, Philip (con } E = K_s): \quad i_a^* = \sqrt{t^*} + t^* \quad (41)$$

$$\text{GA, Green-Ampt:} \quad t^* = i_a^* - \frac{1}{2} \cdot \ln(2i_a^* + 1) \quad (42)$$

$$\text{PCB, Brutsaert} \quad i_a^* = t^* + \frac{\sqrt{t^*}}{1 + c \cdot \sqrt{t^*}} \quad (43)$$

$$\text{Swartzendruber y Clague} \quad i_a^* = t^* + \frac{1}{a} \cdot \left[1 - \exp(-a \cdot \sqrt{t^*}) \right] \quad (44)$$

Figura 10. Infiltración adimensional i_a^* en función del tiempo adimensional t^* , con las expresiones PS, GA y PCB. Valores aproximados obtenidos por integración numérica con los suelos "Sand", "Loam" y "Clay" de la base de datos de Carsel y Parrish (1988) definido con las expresiones de van Genuchten-Mualem y los parámetros de la Tabla 1.

En la Figura 10 se observa que la expresión de Green-Ampt, GA, está por debajo de la de PS. Cuando se simula la infiltración en dos tubos capilares interconectados de distinto diámetro, al obtener la curva de infiltración adimensional, esta resulta, en los tiempos intermedios, por debajo de la que se obtiene con un diámetro único que coincide con la de GA. Como consecuencia, la ecuación de GA está todavía por encima de la que cabe esperar en un suelo con las condiciones iniciales y de límite consideradas.

En la Figura 10, los límites inferiores, serán, tanto la recta correspondiente a la infiltración horizontal ($i_a^* = \sqrt{t^*}$) como la que se produciría en un suelo saturado ($i_a^* = t^*$), ambas asimismo dibujadas con línea de color rosa.

Como se puede verse en la Figura 10, curva PCB, con esta expresión se obtiene valores de infiltración algo menores que con la Green-Ampt. Por otra parte, aunque no en todos los casos, al compararla con la integración numérica de la ecuación de Richards o con las expresiones comentadas, por términos generales resulta algo mejor que la de Green-Ampt y es también explícita en i_a , no así en t . Como aspecto negativo no tiene la concepción física, aunque aproximada, que tiene la de GA. Un punto de referencia para observar las diferencias máximas puede ser el punto $t^* = 1$, en este la infiltración sería $i_a^* = 2, 1.75$ y 1.5 , respectivamente, con las expresiones PS, GA y PCB. Estas diferencias máximas, con respecto a PS, significan porcentajes de 12.5 y 25 %, respectivamente, con GA y PCB.

En la expresión (44) propuesta por Swartzendruber y Clague (1989) con el coeficiente, a , se ha hecho más general. De esta forma, con el valor $a = 2$ resulta la de Parlange, con $a = 0.5$ próxima a la de GA, y con un valor $a \cong 0, a > 0$, próxima a la de PS. La expresión, por tanto, también puede considerarse que englobaría a las expresiones comentadas.

Aún para las condiciones iniciales y de límite comentadas con las que se han obtenido las expresiones, no hay curvas únicas para la solución de la ecuación de Richards. Con suelos arenosos las curvas resultan más altas, aunque sin llegar a la de GA, mientras que con suelos arcillosos las curvas resultan más bajas.

Tabla 1 muestra los parámetros hidráulicos de los 12 suelos simulados y sus correspondientes valores calculados de θ_0 y la sortividad S .

Todas las formulas anteriores quedan determinadas conociendo los dos parámetros K_s y S , que juegan un papel fundamental en la infiltración.

	suelo	θ_r	θ_s	α (cm ⁻¹)	n	m	K_s		θ_0	S (cm/min ^{0.5})
							(cm/min)	(in/h) $\equiv IF$		
1	Sand	0.045	0.43	0.145	2.68	0.6269	0.4950	11.690	0.045	1.1400
2	Loamy Sand	0.057	0.41	0.124	2.28	0.5614	0.2432	5.745	0.058	0.7772
3	Sandy Loam	0.065	0.41	0.075	1.89	0.4709	0.0736	1.740	0.072	0.4773
4	Sandy Clay Loam	0.100	0.39	0.059	1.48	0.3243	0.0218	0.516	0.130	0.1977
5	Loam	0.078	0.43	0.036	1.56	0.3590	0.0173	0.409	0.113	0.2668
6	Silt Loam	0.067	0.45	0.020	1.41	0.2908	0.0075	0.177	0.148	0.1981
7	Clay Loam	0.095	0.41	0.019	1.31	0.2366	0.0043	0.102	0.189	0.1106
8	Silt	0.034	0.46	0.016	1.37	0.2701	0.0042	0.098	0.145	0.1571
9	Clay	0.068	0.38	0.008	1.09	0.0826	0.0033	0.008	0.278	0.0368
10	Sandy Clay	0.100	0.38	0.027	1.23	0.1870	0.0020	0.047	0.202	0.0464
11	Silty Clay Loam	0.089	0.43	0.010	1.23	0.1870	0.0012	0.028	0.243	0.0596
12	Silty Clay	0.070	0.36	0.005	1.09	0.0826	0.0003	0.008	0.289	0.0134

Tabla 1. Propiedades hidráulicas de los suelos simulados. Source: Base de datos Carsel y Parrish (1988).

θ_r y θ_s son el contenido de humedad residual y a saturación respectivamente. α , n y m son parámetros de forma $m=1-1/n$. Se han añadido las columnas de θ_0 , contenido de humedad antes del riego (determinado con el criterio de los 2/3 del agua útil) y la sortividad S correspondiente.

4.1.3. Propuesta para determinar la infiltración y la distribución del contenido de humedad en el perfil del suelo

4.1.3.1 Flujo horizontal

El flujo horizontal del agua en una única dirección x , puede estudiarse como un caso particular de la ecuación de la filtración o ecuación de Richards (1931), resultando:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (45)$$

Con ella se estudia la evolución en el tiempo t del contenido de humedad θ , en cada punto del espacio x . La difusividad D es altamente dependiente del contenido de humedad, $D(\theta)$.

Conocidas las propiedades del suelo, $D(\theta)$, un resultado conocido por la comunidad científica es la determinación de la infiltración o absorción, acumulada o instantánea, i_a o i_i , que se produciría en un suelo con una humedad inicial θ_o , constante, al colocar en la entrada un contenido de humedad θ_s , también constante. Es decir, resolver la ecuación anterior, es decir determinar $\theta(x, t)$, con las siguientes ecuaciones iniciales y de límite:

$$\theta(x, 0) = \theta_o \qquad \theta(0, t) = \theta_s \qquad \theta(\infty, t) = \theta_o$$

Se demuestra que la solución planteada únicamente depende de la variable de Boltzmann, $u = x / \sqrt{t}$, es decir, $\theta(u)$ (Boltzmann, 1894, Hillel, 1998). Y al introducir la variable u en la ecuación, ésta se transforma en la siguiente ecuación en derivadas totales:

$$\frac{d}{du} \left(D \cdot \frac{d\theta}{du} \right) + \frac{u}{2} \cdot \frac{d\theta}{du} = 0 \quad (46)$$

Con: $\theta(\infty) = \theta_o \qquad \theta(0) = \theta_s$

Por otra parte, multiplicando por du e integrando se obtiene la solución conocida como de Bruce y Klute (1956):

$$D = -\frac{1}{2} \cdot \frac{du}{d\theta} \cdot \int_{\theta_o}^{\theta} u \cdot d\theta \equiv \frac{du}{d\theta} = \frac{-2D}{\int_{\theta_o}^{\theta} u \cdot d\theta} \quad (47)$$

En lo que se refiere a la sortividad S o infiltración dividida por la raíz del tiempo, se corresponde con el área encerrada entre θ_o y θ_s por la curva $u-\theta$, ver Figura 11. Es decir:

$$S = \frac{i_a}{\sqrt{t}} = \int_{\theta_o}^{\theta_s} u \cdot d\theta \quad (48)$$

Figura 11. Contenido de agua en función de la variable de Boltzmann variable, $\theta(u)$, durante la infiltración horizontal.

Para obtener numéricamente $u-\theta$, la solución de (47), necesaria para (48), se propone fijar los $\Delta\theta=(\theta_s-\theta_o)/n$ con objeto de conocer los valores de la difusividad, sin necesidad de interpolar, y obtener como incógnitas los valores de u . Para ello, primero se transforma la expresión anterior a su forma discreta y, a continuación, se resuelven los valores u_i que corresponden a cada θ_i .

$$u_i \cong u_{i+1} - \frac{2D_i \cdot \Delta\theta_{i+1}}{\sum_{j=i+1}^n u_j \cdot \Delta\theta_j} = u_{i+1} - \frac{2K_i \cdot \Delta h_{i+1}}{\sum_{j=i+1}^n u_j \cdot \Delta\theta_j} \quad (49)$$

Supuesto un valor de u_n se calculan todos los u_i hasta llegar a cabeza, donde el valor de u_0 debe ser igual a cero. En el caso que resulte mayor de cero debe reducirse la estimación de u_n y, en caso contrario, aumentarse. Al ser el comportamiento simple, resulta sencillo programar un esquema estable y convergente. En vez de trabajar con los valores de difusividad D , puede trabajarse con los de conductividad K usando la relación entre ambas: $D = K \cdot dh/d\theta$.

Figura 12. Discretización de la curva u - θ , para la integración

Conocidos los u_i se obtiene la sortividad S por integración numérica. El número n de intervalos debe ser relativamente alto, sobre todo, cuando el exponente m de un suelo con el modelo de van Genuchten-Mualem, es bajo, ver Figura 12. El valor de n también debería aumentarse con la disminución del contenido de humedad inicial, θ_o^* , pero su influencia es considerablemente menor que con el exponente m .

4.1.3.2 Flujo vertical

En el flujo vertical descendente, cambiando la variable espacial x por la actual $y=-z$, en la ecuación diferencial (45) aparece el término debido a la gravedad y la solución no puede reducirse a una única variable como la mencionada u .

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) - \frac{\partial K}{\partial y} = \frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial v}{\partial y} \quad (50)$$

No obstante, se propone realizar un cambio de variables en el que se sustituye la variable espacial y por la variable u de Boltzmann. Es decir:

$$u = \frac{y}{\sqrt{t}} \quad \tau = t \quad \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{1}{\sqrt{\tau}} \quad \frac{\partial u}{\partial t} = - \frac{y}{2\tau\sqrt{\tau}} = - \frac{u}{2\tau} \quad (51)$$

De esta forma, la ecuación (50) se transforma a la que sigue:

$$\frac{\partial}{\partial u} \left(D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial u} \right) - \sqrt{\tau} \cdot \frac{\partial K}{\partial u} = -\frac{u}{2} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial u} + \tau \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \tau} = -\sqrt{\tau} \cdot \frac{\partial v}{\partial u} \quad (52)$$

Con: $\theta(u, 0) = \theta_0 \quad \theta(0, \tau) = \theta_s$

Para tiempos muy pequeños, $\tau < \varepsilon$, puede adoptarse la solución del flujo horizontal.

Multiplicando por du , la integración de esta ecuación, en un instante τ , desde cola, con subíndice o , hasta un punto genérico del plano (u, θ) , resulta:

$$D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial u} \Big|_{\theta} - \sqrt{\tau} \cdot K = -\frac{1}{2} \int_{\theta_o}^{\theta} u \cdot d\theta - \int_u^{u_o} \tau \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \tau} \cdot du = -\sqrt{\tau} \cdot v = -\frac{1}{2} I_1 - I_2 \quad (53)$$

En la parte izquierda de la ecuación, se ha despreciado, para simplificar, la velocidad del flujo en cola, por ser muy baja K_o para el contenido de humedad inicial θ_o . En parte derecha de la expresión, a la primera integral se le ha llamado I_1 , a la segunda I_2 .

La integral I_1 es similar a la vista en la infiltración horizontal. Si el punto genérico es el de la sección de entrada, $u = 0$ y $\theta = \theta_s$, su valor I_{1s} , es la infiltración acumulada i_a dividida por la raíz del tiempo τ .

$$I_{1s} = \int_{\theta_o}^{\theta_s} u \cdot d\theta = \frac{i_a}{\sqrt{\tau}} \rightarrow \lim_{\tau \rightarrow \infty} I_{1s} = \sqrt{\tau} \cdot K_s \quad (54)$$

De conocer la última integral, I_2 , la ecuación (53) permitiría una solución iterativa numérica para cada instante similar a la de la expresión (49), aunque con más términos. Su valor pasa de ser cero en los primeros instantes (en la infiltración horizontal no aparece) a un máximo igual a la mitad de I_{1s} que alcanzaría para tiempos muy grandes, ya que en la ecuación (53) el

primer sumando se anularía (para tiempo infinito el contenido de humedad sería constante e igual al de saturación).

$$I_{2s} = -D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial u} \Big|_{\theta_s} + \sqrt{\tau} \cdot K_s - \frac{1}{2} \int_{\theta_o}^{\theta_s} u \cdot d\theta \rightarrow \lim_{\tau \rightarrow \infty} I_{2s} = \frac{1}{2} \cdot \sqrt{\tau} \cdot K_s = \frac{1}{2} \cdot I_{1s} \quad (55)$$

Por ello, aquí se estimará a partir del valor que adopta la primera integral, en concreto, se eliminará introduciendo una variable auxiliar F , $F = 2I_2/I_1$. Con ella, la expresión (56) se transformaría en:

$$D \cdot \frac{\partial \theta}{\partial u} - \sqrt{\tau} \cdot (K - K_o) = -\frac{1}{2} \cdot \int_{\theta_o}^{\theta} u \cdot d\theta \cdot (1 + F) \quad (56)$$

Y, transformando la ecuación (56) a diferencias finitas, y despejando u_i , se obtiene:

$$u_i \cong u_{i+1} - \frac{2K_i \cdot \Delta h_{i+1}}{-2\sqrt{\tau} \cdot K_i + \sum_{j=i+1}^N (1 + F_i) \cdot u_j \cdot \Delta \theta_j} \quad i_a = \sqrt{\tau} \cdot \sum_{i=1}^N u_i \cdot \Delta \theta_i \quad (57)$$

La expresión (57), denominada SGJ20 en este trabajo, puede resolverse igual que (49), si bien para tiempos elevados es necesario tomar alguna precaución para evitar problemas de convergencia y valores intermedios de u negativos que no tienen sentido. Con las hipótesis realizadas, el valor de u_i pasa gradualmente desde su máximo u_n para el contenido de humedad inicial, hasta cero para la condición de humedad de saturación a la entrada. Este aspecto debe comprobarse para dar por definitivo el valor de u_n o hacer la nueva propuesta. Como se ha comentado también en la determinación de la sortividad, el valor de n o el valor $\Delta \theta$ definido, puede tener influencia en el resultado, sobre todo, en suelos de poros finos con bajos valores de m en las expresiones de van Genuchten-Mualem.

Una vez obtenidos, para el valor de τ deseado, los valores de los u_i , se determina de forma numérica el área comentada del plano $u-\theta$ (equivalente a lo que en la infiltración horizontal era la sortividad) y luego se determina la infiltración acumulada multiplicando por raíz del tiempo. Recordar, asimismo, que en el caso que el suelo no esté relativamente seco, puede ser conveniente no despreciar K_0 .

La expresión SGJ20 constituye una propuesta aproximada para estudiar la infiltración con todos sus parámetros. No obstante, otros esquemas numéricos pueden ser usados para integrar (56), en particular, resulta asimismo sencillo fijar los Δu y determinar $\Delta \theta$ o Δh .

4.1.3.3. El valor de F

Conviene observar que el primer miembro de la expresión (50) era la divergencia de la velocidad cambiada de signo, $-\partial v / \partial y$, con el cambio de variables, el término correspondiente en (52) era $\sqrt{\tau} \cdot \partial v / \partial u$. En un instante τ , al multiplicar por du e integrar, en (53), se transformó en $\sqrt{\tau} \cdot v$. De ser el punto genérico el de la sección de entrada, la velocidad v_s es la velocidad de infiltración i_i . Como consecuencia, la relación entre ambas integrales, en este caso sería:

$$i_i \cdot \sqrt{\tau} = -\frac{I_{1s}}{2} - I_{2s} = -\frac{I_{1s}}{2} \cdot (1 + F_s) = \frac{i_a}{2\sqrt{\tau}} \cdot (1 + F_s) \rightarrow F_s = \frac{2\tau \cdot i_i}{i_a} - 1 \quad (58)$$

Puede comprobarse, que el valor de F_s , en los primeros instantes, cuando puede aproximarse por la infiltración horizontal vale cero ($i_a = S \cdot \sqrt{t}$, $i_i = S / (2\sqrt{t}) \rightarrow F_s = 0$) y pasaría a ser la unidad en un tiempo suficientemente alto ($i_a = K_s \cdot t$, $i_i = K_s \rightarrow F_s = 0$). Obsérvese, que

para cada expresión de infiltración (como las comentadas PS, GA y PCB) le corresponde una variación del valor de F_s con la expresión (58).

Integrando numéricamente la ecuación de Richards, para casos particulares, puede evaluarse I_2 y I_1 , y con ello estudiar el valor de F . En la Figura 13 se muestra el resultado obtenido, para la relación F_s , en distintos suelos y para algunas expresiones de infiltración comentadas. Si bien, hemos encontrado algunos problemas para la integración del suelo arcilloso tanto con el programa Hydrus como con programas propios realizados al efecto.

Al igual que en la Figura 10, el suelo arenoso presenta una curva de F_s más próxima a la GA y el arcilloso a la correspondiente a los límites inferiores, $F_s = 0$ para $t^* < 1$, correspondiente a la infiltración horizontal y, $F_s = 1$ para $t^* > 1$, correspondiente al flujo debido a la gravedad sin gradiente de humedad. Un mismo suelo con distintos contenidos de humedad dan curvas de infiltración distintas, pero en diagrama adimensional, aunque aparezca alguna diferencia, estas son escasas como puede deducirse de los resultados obtenidos para el suelo franco, con la humedad inicial de referencia y el doble de la misma, ver Figura 13.

Obsérvese también que las expresiones de PS o de GA dan también curvas únicas de F en función t^* con independencia del contenido de humedad inicial. Este último influye en la sortividad y, como consecuencia, en el valor T_e para adimensionalizar. A mayor contenido de humedad, menor sortividad y menor T_e .

Figura 13. Relación, F_s , entre las integrales I_{1s} e I_{2s} , en función del tiempo adimensional t^* , obtenida con la expresión (58) a partir de simulaciones de infiltración en distintos suelos (con símbolos). Ajustes propuestos F-SGJ22 (líneas finas) y la correspondiente a las expresiones PS (línea de trazos azul) y de GA (línea azul continua).

La forma de las curvas de puntos de $F_s = 2I_{2s}/I_{1s}$, han sugerido ajustes con la distribución de Gauss con el logaritmo del tiempo o de la infiltración adimensional, t^* o i_a^* . Como se obtenía algo mejor resultado con i_a^* , como solución de compromiso para que sea función de t^* , se ha obtenido uno con la variable $t^* + \sqrt{t^*}$, correspondiente a la expresión PS. Es decir:

$$F = \frac{2I_2}{I_1} = \frac{2 \cdot i_i \cdot t}{i_a} - 1 \cong N_{0,1} \left(\frac{\ln(t^* + \sqrt{t^*}) - \mu}{\sigma} \right) \quad (59)$$

Los valores de μ y σ que producen un ajuste satisfactorio a la expresión de GA son 0.90 y 2.06, respectivamente. Mientras que la vertical $t^* = 1$, se ajusta con 0.69 y 0. Por ello, se proponen valores intermedios más próximos a los primeros para suelos arenosos y más próximos a los segundos para suelos arcillosos. En particular, definiendo las características

del suelo con el modelo de van Genuchten-Mualem, en función del exponente m , que varía entre 1 y 0, siendo los valores más altos para los suelos arenosos y los más bajos para los arcillosos, se propone:

$$\mu = 0.70 + 0.20 \cdot m \quad \sigma = 0.80 + 1.30 \cdot m \quad (60)$$

Si únicamente interesa la infiltración y no la distribución de humedad en el suelo, puede integrarse directamente la expresión (53) considerando (59) u otra aproximación de F . Es decir:

$$\begin{aligned} F_s + 1 = \frac{2\tau \cdot di_a}{i_a \cdot d\tau} &\rightarrow \frac{di_a}{i_a} = \frac{F_s + 1}{2} \cdot \frac{d\tau}{\tau} \rightarrow \ln \frac{i_a}{i_{a1}} = \frac{1}{2} \cdot \ln \frac{\tau}{\tau_1} + \frac{1}{2} \int_{\tau_1}^{\tau} F_s \cdot \frac{d\tau}{\tau} \\ \rightarrow i_a = i_{a1} \cdot \sqrt{\frac{\tau}{\tau_1}} \cdot \exp\left(\frac{1}{2} \int_{\tau_1}^{\tau} F_s \cdot \frac{d\tau}{\tau}\right) \end{aligned} \quad (61)$$

De considerar uno de los primeros instantes, si $i_{a1} = S \cdot \sqrt{\tau_1}$, queda:

$$i_a = S \cdot \sqrt{\tau} \cdot \exp\left(\frac{1}{2} \int_0^{\tau} F_s \cdot \frac{d\tau}{\tau}\right) \quad i_a^* = \sqrt{\tau^*} \cdot \exp\left(\frac{1}{2} \int_0^{\tau^*} \frac{F_s}{\tau^*} \cdot d\tau^*\right) \quad (62)$$

También de forma alternativa:

$$\frac{di_a}{i_a} = \frac{d\tau}{\tau} - \frac{1 - F_s}{2} \cdot \frac{d\tau}{\tau} \rightarrow i_a = i_{a1} \cdot \frac{\tau}{\tau_1} \cdot \exp\left(-\frac{1}{2} \int_{\tau_1}^{\tau} (1 - F_s) \cdot \frac{d\tau}{\tau}\right) \quad (63)$$

De considerar un tiempo suficientemente alto, si $i_{a1} = K_s \cdot \tau_1$, queda:

$$i_a = K_s \cdot \tau \cdot \exp\left(\int_{\tau}^{\infty} \frac{1 - F_s}{2} \cdot \frac{d\tau}{\tau}\right) \quad i_a^* = \tau^* \cdot \exp\left(\frac{1}{2} \cdot \int_{\tau^*}^{\infty} \frac{1 - F_s}{\tau^*} \cdot d\tau^*\right) \quad (64)$$

La ecuación (62), denominada en este trabajo ecuación SGJ25, se puede resolver numéricamente conocidas F_s con (59).

En la resolución numérica, la expresión (62) puede ser preferible para tiempos bajos y la expresión (64) para tiempos más altos. En una propuesta de integración y para un rango muy amplio de tiempos, la expresión (62) ha producido valores de infiltración acumulada, i_a , algo mayores que los de la expresión (64), pero en ningún caso ha superado el 0.6%.

Como se muestra en la Figura 14, en la que se han representado, para un caso particular, las integrales hasta un punto genérico, I_1 e I_2 , divididas respectivamente, por las mismas integrales hasta cabeza, I_{1s} e I_{2s} , en los puntos intermedios es algo menor, línea con símbolos (la que debería ser) que la de sin símbolos (por la que se propone sustituir). Conviene observar que el peso de I_2 es menor en los primeros instantes cuando las diferencias son mayores.

Figura 14. Valores de las relaciones I_2/I_{2s} e I_1/I_{1s} para distintos valores de u^* y de t^* obtenidos en un ejemplo con suelo franco Hydrus, $\theta_0^* = 0.35$.

4.1.4 Método para la determinación de los parámetros hidráulicos del suelo para las familias de infiltración del USDA-NRCS

Las antiguas familias de infiltración (USDA-NRCS, 1974) han sido elegidas como si fueran datos experimentales por su amplio uso en las aplicaciones del riego por superficie. La infiltración en un amplio rango de suelos esta catalogada por parámetros empíricos. Las clases texturales están asignadas, para cada familia, de forma aproximada (Walker, 1989). El procedimiento, presentado en esta sección intenta caracterizar cada familia por parámetros con significado físico.

Para ajustar las familias del NRCS inicialmente se han partido de doce suelos de referencia que tiene la base de datos de Carsel y Parrish (1988), ver tabla 1. Se ha simulado la infiltración acumulada de los 12 suelos, con la ecuación propuesta SGJ20, usando F de las ecuaciones 59, 60 y el modelo van Genuchten-Mualem (Mualem 1976, van Genuchten 1980):

$$\theta^* = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left(1 + (\alpha \cdot |h|)^n\right)^{-m} \text{ para } h < 0 \quad (65)$$
$$\theta^* = 1 \quad \text{para } h \geq 0$$

$$K^* = \frac{K}{K_s} = \theta^{*\lambda} \cdot \left(1 - \left(1 - \theta^{*1/m}\right)^m\right)^2 \quad (66)$$

Donde: θ^* [-] es la saturación efectiva, θ es el contenido de humedad, θ_r y θ_s los contenidos de humedad residual y a saturación, respectivamente [-], h [L] es la altura de presión; λ es el coeficiente de conectividad de los poros que en frecuencia se iguala a 0.5; α [L⁻¹], n [-] y m [-] son parámetros empíricos de forma, siendo $n > 1$ y $m = 1 - 1/n$.

El contenido de humedad inicial de los 12 suelos fue determinado considerando el concepto tradicional del agua disponible, el rango entre la capacidad de campo y el punto de marchitamiento permanente. Y con ellos, ha sido tradicional programar los riegos cuando se consume los 2/3 de dicho rango: $\theta_0 = \theta_{fc} - 2/3 \cdot (\theta_{fc} - \theta_{wp})$. Siendo θ_{fc} y θ_{wp} la capacidad de campo y el punto de marchitamiento permanente determinados a 1/3 y 15 bar respectivamente, con la ecuación (65).

Hay que considerar que conjuntos de parámetros distintos pueden dar el mismo resultado de infiltración. En particular, analizando la infiltración horizontal o la sortividad, se puede escribir las expresiones (47) y (48) de forma adimensional:

$$du = -\frac{2K \cdot dh}{\int_{\theta_0}^{\theta} u \cdot d\theta} \equiv \frac{du}{\sqrt{K_s / \alpha / (\theta_s - \theta_r)}} = -\frac{\frac{2K}{K_s} \cdot d(h \cdot \alpha)}{\int_{\theta_0^*}^{\theta^*} \frac{u}{\sqrt{K_s / \alpha / (\theta_s - \theta_r)}} \cdot d\theta^*} \equiv du^* = -\frac{2K^* \cdot dh^*}{\int_{\theta_0^*}^{\theta^*} u^* \cdot d\theta^*} \quad (67)$$

$$S = \int_{\theta_0}^{\theta_s} u \cdot d\theta \equiv \frac{S}{\sqrt{K_s \cdot (\theta_s - \theta_r) / \alpha}} = S^* = \int_{\theta_0^*}^1 u^* \cdot d\theta^* \quad (68)$$

De usar las expresiones de van Genuchten-Mualem, con $\lambda = 0.5$, por ser K^* y h^* función de θ_0^* y m , se obtiene que los valores de u^* y S^* dependen asimismo de θ_0^* y m . Por tanto, u no dependen de los valores individuales de K_s , α , m , θ_s , θ_r y θ_0 , sino que depende de m , de θ_0^* y de $K_s / \alpha / (\theta_s - \theta_r)$. En cuanto a la sortividad S resulta proporcional a $\sqrt{K_s \cdot (\theta_s - \theta_r) / \alpha}$ y, además, depende de m y θ_0^* .

De analizar de la misma forma la infiltración vertical descendente con la ecuación de la filtración se obtiene que, para cada instante, el valor de i_a depende de los parámetros K_s , α , $(\theta_s - \theta_r)$, m y θ_0 . No obstante, en términos adimensionales, la curva dependerá únicamente de los

parámetros m y θ_0^* , siendo importante m y poco significativo θ_0^* . Es decir, los cambios en K_s , α , $(\theta_s - \theta_r)$ no producen cambios en la curva $t^*-i_a^*$. Por tanto, los parámetros independientes serán m , θ_0^* , T_e y I_{ae} .

Así, de conocer una curva de infiltración $t-i_a$ y suponer conocidos m y θ_0^* , se determinaría con la expresión (57) o integrando la ecuación de la infiltración la curva $t^*-i_a^*$. A continuación, pueden ser determinados los valores de T_e e I_{ae} que permiten un ajuste satisfactorio entre las dos curvas, la experimental $t-i_a$ y la analítica $t^* \cdot T_e - i_a^* \cdot I_{ae}$.

4.1.5. Resultados y validación

4.1.5.1 Sortividad

La formulación matemática descrita arriba ha sido codificada en el programa Visual Basic para simular la infiltración y la distribución de agua en el perfil del suelo (Ver Anexo I). La figura 15 muestra resultados obtenidos por la ecuación (49), solución para determinar la relación $\theta(u)$ y la sortividad durante la infiltración horizontal (sorptivitySGJ12 en Anexo I), con diferentes tipos de suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988) y para determinados contenidos iniciales de agua.

Figura 15. Contenido de humedad en función de la variable u , $\theta(u)$. Resultados obtenidos con la ecuación (49), usando suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).

Además, la figura 16 muestra la solución adimensional para la sortividad, usando ecuación 49, y el método numérico propuesto.

Figura 16. Sortividad adimensional, S^* en función del grado inicial de saturación efectiva θ_0^* , y para diferentes valores del exponente m .

Una comparación de nuestros resultados con los obtenidos por Warrick (2003) se muestra en la Tabla 2. Como se puede ver, ambos métodos dieron lugar a resultados muy similares, la diferencia aparece en el tercer decimal.

m	θ_0^*	S^* (Warrick 2003)		S^* (Ecuación 49)
0.10	0.00	Tabla 4-2, pg 148	0.235	0.235
0.50	0.00		0.886	0.888
0.90	0.00		1.320	1.323
0.33	0.00	Tabla 5-4, pg 183	0.656	0.653
	0.10		0.621	0.618
	0.20		0.584	0.581
	0.30		0.544	0.542
0.50	0.00		0.883	0.888
	0.10		0.836	0.841
	0.20		0.786	0.791
	0.30		0.733	0.736

Tabla 2. Comparación de la sortividad adimensional S^* , en función del exponente m , y el grado inicial de saturación θ_0^* . Valores obtenidos por Warrick (2003) y la ecuación 49 propuesta. Función SortivitySGJ12 en Anejo 1 ($=\text{SortivitySGJ12}\{0, 1, 1, 1/(1-m), 1, .5, m\}, \theta$).

4.1.5.2 Infiltración

Figura 17 compara resultados obtenidos por las ecuaciones SGJ20, SGJ25, y Hydrus-1D (Šimunek *et al* 2005). En este caso, se ha simulado la infiltración para tres tipos de suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988), y usando las mismas condiciones de contorno y iniciales.

En Hydrus-1D, para el suelo arcilloso, se ha usado el modelo hidráulico modificado de van Genuchten-Mualem que ofrecía mejores resultados debido a la extrema sensibilidad del modelo tradicional, en la predicción de la función de conductividad $K(h)$, a los pequeños cambios de la presión matricial cerca de la saturación (Vogel *et al* 2001).

Figura 17. Comparación de resultados de la infiltración acumulada obtenidos por las ecuaciones SGJ20, SGJ25, y por Hydrus-1D, $\theta_0 = 0.0452, 0.157$ y 0.295 , para los suelos sand, loam y clay, respectivamente

Figura 17 muestra que las soluciones propuestas ofrecen resultados similares a los obtenidos por Hydrus-1D. Se ha llevado a cabo una comparación cuantitativa entre los modelos para los valores presentados en la Figura 17 usando puntos de infiltración entre 0.1 y 100 cm. En esta comparación, de limitarla a los valores de infiltración comprendidos entre 2 y 16 cm, en la tabla 3 se muestran los valores de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) y los errores relativos máximo y mínimo, de los puntos calculados con respecto a los valores obtenidos por Hydrus-1D. Para los tres suelos, los valores más bajos de RMSE se obtienen para el suelo Sand y los más altos se obtienen para el suelo Clay. El rango de variación fue entre 0.013 cm a 0.507 cm, y de 0.048 cm a 0.557 cm para SGJ20 y SGJ25 respectivamente. Además, todos los coeficientes de correlación (R^2) fueron superiores a 0.99.

Como se puede ver en la Tabla 3, el valor máximo del error relativo, obtenido para el suelo Clay, fue 19.9% y 19.8% para las ecuaciones SGJ20 y SGJ25 respectivamente, que se traduce aproximadamente en menos de 0.45 cm de infiltración.

Suelo	RMSE (cm)		Error relativo, (mínimo a máximo), (%)	
	SGJ20 vs Hydrus-1D	SGJ25 vs Hydrus-1D	SGJ20 vs Hydrus1D	SGJ25 vs Hydrus1D
Sand	0.013	0.048	-0.53 a 1.08	-1.93 a -1.25
Loam	0.133	0.065	-4.01 a 3.17	-2.79 a 2.37
Clay	0.507	0.557	16.7 a 19.9	15 a 19.8

Tabla 3. La raíz del error cuadrático medio (RMSE) y rango del error relativo, al comparar la infiltración acumulada obtenida por las ecuaciones SGJ20 y SGJ25 con Hydrus-1D. Resultados calculados con los puntos de la figura 19 con infiltración entre 2 y 16 cm.

En la figura 18 se muestra, distintos instantes de un proceso de infiltración en el suelo Franco. En ella se compara la distribución de agua en el perfil del suelo obtenida por la ecuación SGJ20 y con Hydrus-1D, resultando valores casi coincidentes.

Figura 18. Contenido de humedad en función de la profundidad y ($y=-z$), para distintos instantes de tiempo en un suelo Loam de la base de datos de Carsel y Parrish con $\theta_0 = 0.157$

4.1.5.3 Familias de infiltración

En esta sección, se compara las curvas de infiltración acumulada, obtenidas por la ecuación SGJ20 propuesta para diferentes tipos de suelos, con las antiguas familias del USDA-NRCS (1974).

Tanto de la tabla 1 como de la Figura 19, se deduce que el suelo Arenoso tiene más infiltración que la familia 4, el suelo Franco arenoso está en los primeros instantes dibujados próximo a la familia 1 y en los últimos a la 1.5, el Franco entre las familias 0.30 y 0.40, y el suelo Arcilloso esta entre la 0.05 y la 0.10. No obstante, se observa una mayor pendiente en las curvas $t-i_a$ obtenidas con los suelos del catálogo de Hydrus-1D, suponiendo que el suelo

es homogéneo, que en las familias de USDA-NRCS, determinada a partir de datos experimentales

Figura 19. Infiltración acumulada según las familias del USDA-NRCS (líneas azules) y simulaciones obtenidas por la ecuación SGJ20 (líneas rojas) para los suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988), y con los contenidos de humedad inicial θ_0 indicados en la Tabla 1.

Esto podría ser debido a la frecuente compactación que suelen presentar los suelos en profundidad. Asimismo, la heterogeneidad del horizonte del suelo suele tener el mismo efecto. No obstante, con la caracterización de van Genuchten-Mualem con la modificación de los parámetros es posible reproducir curvas con menos pendiente sin dejar de suponer un suelo homogéneo. En este caso, el comportamiento de resultados extrapolados sería más cuestionable.

4.1.5.3.1 Ajuste de las familias de infiltración con la solución propuesta y determinación de los parámetros hidráulicos que caracterizan la infiltración de cada familia IF .

En los doce suelos recogidos en la Tabla 1, se observa una clara correlación entre la conductividad hidráulica a saturación K_s (in/hour) $\equiv IF$ y el exponente m , ($R^2=0.98$), y entre K_s (in/hour) $\equiv IF$ y θ^* , $R^2=0.97$ (ver Figura 20). En ella, el eje de abscisas, denominado IF_{K_s} , es en realidad la K_s en pulgadas por hora. Los suelos de material más grueso, arenosos, con más conductividad, tienen mayor valor del exponente m , mientras que los suelos de material fino, arcillosos, de menor conductividad, tienen un valor del exponente m más pequeño. Como consecuencia, para las curvas de NRCS se propone estimar el valor de m con la relación de ajuste de la Figura 20: $m = 0.425 + 0.0736 \cdot \ln(IF)$.

Para cada IF , conocidos o estimados los valores de m y θ_0^* puede determinarse S^* y la curva adimensional $t^*-i_a^*$, con la expresión SGJ20 (Ecuación 59) o la ecuación SGJ25 (Ecuación 62). Puede ahora determinarse las escalas T_e y I_{ae} que transforma la curva $t^*-i_a^*$ en otra $t-i_a$ a comparar con las de las familias y que fijado un criterio mejor ajuste produce. En este caso se ha obtenido por mínimos cuadrados con ayuda de la función SOLVER de la hoja de cálculo EXCEL (<http://www.solver.com>). Se han usado puntos de infiltración entre 2 y 16 cm de 0.5 en 0.5 cm, interpolando para la coincidencia los datos provenientes de la curva $t^*-i_a^*$. Conocidas las escalas T_e e I_{ae} , pueden determinarse dos parámetros: $K_s = I_{ae}/T_e$ y $(\theta_s - \theta_r)/\alpha = I_{ae}$. Los valores resultantes de K_s , $\alpha/(\theta_s - \theta_r)$ y S se muestran en la Tabla 4 y el ajuste para las familias 0.05, 0.10, 0.25, 0.50, 1.0 2.0 y 4.0 en la Figura 23.

Figura 20. Relación entre el exponente m , el grado de saturación inicial θ_0^* , y la conductividad hidráulica saturada K_s (in/h) $\equiv IF$. Resultados obtenidos usando los datos de la Tabla 1.

Familia de infiltración	Parámetro de van Genuchten	Grado de saturación inicial	Sortividad adimensional	conductividad hidráulica saturada	Parámetros de van Genuchten	Sortividad
IF	m	θ_0^*	S^*	K_s (cm/min)	$\alpha / (\theta_s - \theta_r)$ (cm ⁻¹)	S (cm/min ^{0.5})
0.05	0.20	0.393	0.341	$1.03 \cdot 10^{-3}$	0.0061	0.140
0.10	0.26	0.256	0.455	$2.68 \cdot 10^{-3}$	0.0152	0.191
0.15	0.29	0.190	0.518	$4.43 \cdot 10^{-3}$	0.0233	0.226
0.20	0.31	0.151	0.565	$6.30 \cdot 10^{-3}$	0.0307	0.256
0.25	0.32	0.125	0.588	$8.39 \cdot 10^{-3}$	0.0373	0.279
0.30	0.34	0.107	0.619	$1.04 \cdot 10^{-2}$	0.0431	0.304
0.35	0.35	0.093	0.642	$1.26 \cdot 10^{-2}$	0.0485	0.327
0.40	0.36	0.083	0.663	$1.49 \cdot 10^{-2}$	0.0537	0.349
0.45	0.37	0.074	0.666	$1.73 \cdot 10^{-2}$	0.0588	0.362
0.50	0.37	0.067	0.690	$1.96 \cdot 10^{-2}$	0.0632	0.385
0.60	0.39	0.057	0.706	$2.47 \cdot 10^{-2}$	0.0724	0.412
0.70	0.40	0.049	0.717	$3.00 \cdot 10^{-2}$	0.0802	0.439
0.80	0.41	0.043	0.738	$3.52 \cdot 10^{-2}$	0.0874	0.468
0.90	0.42	0.039	0.749	$4.07 \cdot 10^{-2}$	0.0944	0.492
1.00	0.42	0.035	0.757	$4.66 \cdot 10^{-2}$	0.1020	0.511
1.50	0.45	0.024	0.809	$7.02 \cdot 10^{-2}$	0.1250	0.606
2.00	0.48	0.018	0.833	$9.44 \cdot 10^{-2}$	0.1432	0.677
3.00	0.51	0.012	0.872	$1.40 \cdot 10^{-1}$	0.1681	0.796
4.00	0.53	0.009	0.881	$1.87 \cdot 10^{-1}$	0.1888	0.876

Tabla 4. Propiedades hidráulicas propuestas para las familias de infiltración del USDA-NRCS para caracterizar su infiltración usando el modelo hidráulico de van Genuchten-Mualem

4.1.5.3.2. Ajuste de las familias de infiltración con las expresiones Green-Ampt y Philip-Brutsaert y determinación de los parámetros S y K_s .

Con un número suficiente de pares de datos $t-i_a$, los parámetros S y K_s de la expresión (41), de la (42) o de la (43) pueden obtenerse por un método de mínimos cuadrados. Los valores resultantes para cada una de las expresiones diferirán, pero, si se usa cada par de parámetros con la expresión correspondiente, las tres expresiones reproducirán adecuadamente los pares de partida. La precisión creciente al pasar de la expresión (41) a la (42) y la (43), debe significar que los parámetros obtenidos por estas últimas se parezcan más a los que se obtendrían con los obtenidos con la integración de la ecuación diferencial.

Al aplicar el procedimiento descrito a las familias del NRCS, considerando con las ecuaciones todos los pares $t-i_a$, correspondientes a infiltraciones entre 2 y 20 cm, con intervalos de 0.5 cm, por ejemplo, con la ecuación PCB, se obtienen los valores de K_s y S mostrados en la tabla 5. Determinando las escalas $T_e = S^2/K_s^2$ e $I_{ae} = T_e \cdot K_s$, pueden representarse todos los pares como variables adimensionales, ver Figura 21. Se observa que los pares se superponen con la curva de la ecuación PCB, también representada como línea continua, lo que indica que con los parámetros obtenidos y la expresión PCB se obtendrán resultados similares a los que resultan con las expresiones de las familias. Por otra parte, se observa que el rango estudiado se encuentra en lo que se ha llamado tiempos pequeños (que pueden ser estimados únicamente con la sortividad) y tiempos intermedios (hay que estimarlos tanto con la sortividad como con la conductividad hidráulica a saturación, K_s).

Figura 21. Familias del NRCS entre 2 y 20 cm, adimensionalizadas con los valores de K_s y S obtenidos con la expresión PCB.

Tabla 5 muestra los valores de K_s y S obtenidos al ajustar las familias con las expresiones GA y PCB.

Análogo resultado se obtiene con la expresión GA o con PS. Es decir, con los valores de K_s y S correspondientes de la tabla 5 y la expresión de PCB puede reproducirse adecuadamente la infiltración de las IF , pero también puede hacerse con la expresión de GA y los valores de K_s y S (también mostrados en la tabla 5). Los valores obtenidos de K_s y S , ambos, crecen al pasar de PS a GA y de GA a PCB (en este paso, aproximadamente un valor medio de un 18 % y un 12 % para K_s y S , respectivamente). Como consecuencia, cabe pensar que con otro método más preciso cambien también los valores de K_s y S .

<i>IF</i>	GA		PCB	
	K_s (cm/min)	S (cm/min ^{0.5})	K_s (cm/min)	S (cm/min ^{0.5})
0.05	$4.43 \cdot 10^{-04}$	0.134	$6.82 \cdot 10^{-04}$	0.143
0.1	$1.43 \cdot 10^{-03}$	0.181	$1.95 \cdot 10^{-03}$	0.198
0.15	$2.57 \cdot 10^{-03}$	0.214	$3.34 \cdot 10^{-03}$	0.237
0.2	$3.86 \cdot 10^{-03}$	0.241	$4.87 \cdot 10^{-03}$	0.270
0.25	$5.28 \cdot 10^{-03}$	0.265	$6.55 \cdot 10^{-03}$	0.299
0.3	$6.75 \cdot 10^{-03}$	0.287	$8.25 \cdot 10^{-03}$	0.325
0.35	$8.42 \cdot 10^{-03}$	0.306	$1.02 \cdot 10^{-02}$	0.350
0.4	$1.01 \cdot 10^{-02}$	0.324	1.2110^{-02}	0.372
0.45	$1.19 \cdot 10^{-02}$	0.341	$1.41 \cdot 10^{-02}$	0.393
0.5	$1.38 \cdot 10^{-02}$	0.357	$1.62 \cdot 10^{-02}$	0.413
0.6	$1.75 \cdot 10^{-02}$	0.386	$2.05 \cdot 10^{-02}$	0.450
0.7	$2.18 \cdot 10^{-02}$	0.412	$2.52 \cdot 10^{-02}$	0.483
0.8	$2.60 \cdot 10^{-02}$	0.436	$2.99 \cdot 10^{-02}$	0.513
0.9	$3.04 \cdot 10^{-02}$	0.459	$3.47 \cdot 10^{-02}$	0.542
1	$3.48 \cdot 10^{-02}$	0.483	$3.98 \cdot 10^{-02}$	0.568
1.5	$5.16 \cdot 10^{-02}$	0.597	$6.14 \cdot 10^{-02}$	0.672
2	$6.89 \cdot 10^{-02}$	0.691	$8.34 \cdot 10^{-02}$	0.758
3	$1.04 \cdot 10^{-01}$	0.824	$1.25 \cdot 10^{-01}$	0.904
4	$1.46 \cdot 10^{-01}$	0.878	$1.68 \cdot 10^{-01}$	1.02

Tabla 5. Valores de K_s y S de las familias del NRCS para estudio de infiltraciones entre 2 y 20 cm con las expresiones GA y PCB

Dado que los valores de IF representan la K_s en pulgadas por hora, puede compararse el valor de IF con el valor de IF_{K_s} que le corresponde a las K_s obtenidas. Las expresiones de ajuste recogidas en la Figura 22, permitirían trabajar con un valor de IF continuo en vez de discreto.

Figura 22. Valores de IF_{Ks} y S de las familias del NRCS para estudio de infiltraciones entre 2 y 20 cm con la expresión (43) de Philip-Brutsaert en función del IF

De forma alternativa, para la determinación de los parámetros S y K_s , en vez de usar un conjunto de pares de datos $t-i_a$, en ocasiones, es preferible forzar el ajuste para que pase por dos puntos que sean especialmente de interés, por ejemplo, la lámina a aplicar en el riego y la mitad de la misma. En este caso, con dos pares (t_1, i_{a1}) y (t_2, i_{a2}) , se propone primero determinar los parámetros T_e e I_{ae} , aunque para ello es necesario una solución numérica y, a continuación, con I_{ae} y T_e , se calculan K_s y S .

Expresión (41), PS:

$$T_e = \left(\frac{i_{a2} \cdot t_1 - i_{a1} \cdot t_2}{i_{a1} \cdot \sqrt{t_2} - i_{a2} \cdot \sqrt{t_1}} \right)^2, \quad I_{ae} = \frac{i_{a1}}{\frac{t_1}{T_e} + \sqrt{\frac{t_1}{T_e}}} = \frac{i_{a2}}{\frac{t_2}{T_e} + \sqrt{\frac{t_2}{T_e}}} \quad (69)$$

Expresión (42), GA:

$$I_{ae} = \frac{t_1 \cdot i_{a2} - t_2 \cdot i_{a1}}{t_1 \cdot \ln \sqrt{\frac{2i_{a2}}{I_{ae}} + 1} - t_2 \cdot \ln \sqrt{\frac{2i_{a1}}{I_{ae}} + 1}}, \quad T_e = \frac{t_1}{\frac{i_{a1}}{I_{ae}} - \ln \sqrt{\frac{2i_{a1}}{I_{ae}} + 1}} = \frac{t_2}{\frac{i_{a2}}{I_{ae}} - \ln \sqrt{\frac{2i_{a2}}{I_{ae}} + 1}} \quad (70)$$

El valor de I_{ae} requiere de iteraciones sucesivas.

Expresión (43), PCB:

$$T_e = \left(\frac{i_{a2} \cdot t_1 - i_{a1} \cdot t_2}{i_{a1} \cdot \frac{\sqrt{t_2}}{1 + \sqrt{t_2/T_e}} - i_{a2} \cdot \frac{\sqrt{t_1}}{1 + \sqrt{t_1/T_e}}} \right)^2, \quad I_{ae} = \frac{i_{a1}}{\frac{t_1}{T_e} + \frac{\sqrt{t_1/T_e}}{1 + \sqrt{t_1/T_e}}} = \frac{i_{a2}}{\frac{t_2}{T_e} + \frac{\sqrt{t_2/T_e}}{1 + \sqrt{t_2/T_e}}} \quad (71)$$

El valor de T_e requiere de iteraciones sucesivas.

A continuación, en los tres casos, con I_{ae} y T_e , se calculan K_s y S :

$$K_s = \frac{I_{ae}}{T_e}, \quad S = \sqrt{K_s \cdot I_{ae}} \quad (72)$$

4.1.5.4 Comportamiento para distintos contenidos de humedad.

Para evaluar el efecto del contenido de humedad inicial en el proceso de infiltración, se ha estudiado la infiltración para otros contenidos de humedad inicial θ_0 . De esta forma, de considerar unos incrementos del $\pm 20 \%$ y del $\pm 100 \%$ en θ_0^* (realmente, en este último caso, se ha multiplicado por 2 y se ha dividido por 2 el valor de referencia) se obtienen los resultados mostrados en la Figura 23, la mayor infiltración se corresponde con la menor humedad inicial. Se observa, que son los suelos arcillosos, los de IF más bajo en los que realmente el contenido de humedad tiene un efecto significativo.

Como era de esperar, se observa asimismo, que son los primeros instantes, para láminas pequeñas, donde los efectos son más importantes. Dado que K_s no cambia, en términos porcentuales el efecto de un $\Delta\theta_0^*$ en la infiltración es al principio equivalente al incremento que produce en la sortividad, reduciéndose a medida que pasa el tiempo.

En los suelos de textura gruesa, los de IF más altos, las curvas de infiltración no demuestran sensibilidad al cambio del contenido de humedad inicial, pero, hay que hacer notar son muy bajos los valores de θ_0 , cerca del residual θ_r , en este caso incluso un incremento de +100% no tendría un efecto significativo.

Figura 23. Infiltración según las familias del USDA-NRCS, $IF = 0.05, 0.10, 0.25, 0.5, 1, 2$, y 4 (en símbolo). Infiltración calculada por la ecuación SGJ20 con los parámetros optimizados de la Tabla 4 (línea azul gruesa). Posterior simulación con la expresión SGJ20 para contenidos de humedad θ_0^* de +20% y +100% (líneas verdes, finas y gruesas, respectivamente). Y de -20% y -50% (líneas rojas, finas y de trazos gruesas, respectivamente).

Para completar el estudio, se realizaron, con los mismos suelos, simulaciones para valores de θ_0^* de 0, 0.5 y 1. Se obtienen los resultados que se muestran en la Figura 24, en el que todos los suelos se ven afectados por el contenido de humedad inicial. Los suelos de textura fina presentaron mayor sensibilidad especialmente en el tiempo inicial

Figura 24. Infiltración según las familias del USDA-NRCS, $IF = 0.05, 0.10, 0.25, 0.5, 1, 2$, y 4 (en símbolo). Infiltración calculada por la expresión SGJ25 con los parámetros en la Tabla 4. Para cada suelo, las líneas finas, de trazos y gruesa son para $\theta_0^* = 0$, $\theta_0^* = 0.5$ y $\theta_0^* = 1$ respectivamente.

4.1.6 Conclusión

Se puede concluir que las soluciones desarrolladas han permitido obtener resultados satisfactorios de la infiltración acumulada para la amplia variedad de suelos considerados. El método ofrece también información sobre la distribución de agua en el suelo, algo que no se presenta en las expresiones simplificadas, de dos o tres parámetros, frecuentemente usadas

en las aplicaciones del riego. En la propuesta, el método trata solamente la infiltración unidireccional. Sin embargo, la base de la formulación es válida para el flujo multidireccional y para determinar la redistribución, post-infiltración. Además, el método es eficiente computacionalmente, ya que se puede calcular cualquier tiempo deseado sin la necesidad de calcular los tiempos anteriores.

La comparación de las infiltraciones obtenidas con los suelos definidos por las distintas texturas con las familias del NRCS es ilustrativa desde un punto de vista práctico. Aunque la correspondencia no es exacta, un suelo de la familia 1 sería el suelo Franco-arenoso de Hydrus-1D, al Franco le correspondería la familia 0.4. El suelo Arenoso infiltraría más que la familia 4 y el Arcilloso estaría entre la familia 0.05 y la 0.10. La expresión propuesta, ha permitido reproducir las curvas de las familias y proporcionar los parámetros hidráulicos, en este caso con la expresión de van Genuchten-Mualem, que caracterizan cada familia. Se puede, por tanto, ahora sustituir las familias de infiltración por el modelo de van Genuchten con los parámetros determinados.

La consideración de diferentes contenidos de humedad inicial en la infiltración se ha mostrado especialmente necesaria en suelos de texturas finas, para las familias del NRCS más bajas. A este respecto de cara a la previsión de resultados se hace necesaria su inclusión.

4.2. Propuesta para una solución analítica simplificada para la redistribución de agua en el perfil del suelo.

Artículos:

Análisis de la redistribución de agua. Propuesta para una solución analítica simplificada. 2013. "XXXI Congreso Nacional de Riegos", 18-20 junio, Orihuela, España

Infiltración y redistribución en una columna de suelo franco arcilloso en los distintos riegos. 2014. "XXXII Congreso Nacional de Riegos", 10-12 junio, E.T.S.I de Agrónomos, Madrid, España.

Autores: Boumediene Sayah y Luis Juana Sirgado.

4.2.1 Introducción

En el diseño de los sistemas de riego, informaciones sobre la retención y la disponibilidad de agua en el suelo son de gran interés a la hora de programar los riegos, definiendo lámina y frecuencia, tanto para mejorar el uso de agua y perfeccionar los riegos, como para reducir la concentración de sales, fertilizantes y plaguicidas en las aguas superficiales y subterráneas (Isidoro *et al*, 2006).

Para el estudio de la redistribución, algunos autores han propuesto expresiones analíticas, asumiendo unas condiciones de límite específicas y expresiones particulares para las curvas de retención y de conductividad hidráulica en subsaturación (Childs, 1969; Philip, 1991; Gardner *et al* 1970; Smith *et al* 1993; Corradini *et al*. 1994; Jury *et al* 1976; Broadbridge y White, 1988; Jury y Horton, 2004, entre otros). Los resultados y la forma de los perfiles resultaron congruentes con los obtenidos por métodos numéricos. Sin embargo, las limitaciones o la complejidad quizás hayan determinado que sus consecuencias prácticas no

hayan trascendido tanto como sería de desear. Es el caso de usar un contenido de humedad inicial cerca de cero, con múltiples etapas de cálculo, que limita su aplicación (Warrick, 2003).

El estudio de la redistribución puede abordarse, de forma más rigurosa mediante la integración de las ecuaciones del flujo de forma similar a la propuesta para la infiltración, salvando las desventajas de los modelos numéricos que integran la ecuación de Richards y pudiendo de la misma forma evaluar el efecto de cada parámetro en el proceso de infiltración y de la redistribución.

En el presente trabajo se pretende: (i) Proponer una solución analítica simplificada para la redistribución, contrastarla con simulaciones del modelo numérico Hydrus-1D (Šimůnek *et al* 2005) para diferentes tipos de suelos. (ii) Aprovechar la simplicidad del método para analizar el proceso de redistribución, reproducir por simulación los datos experimentales y hacer un análisis de sensibilidad de los parámetros de la expresión de van Genuchten-Mualem (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980).

4.2.2 Materiales y Métodos

4.2.2.1. Formulación matemática.

La solución de la infiltración y de la redistribución de agua en el suelo, el contenido de humedad en función de la profundidad $\theta(p)$ para cada tiempo t , se obtiene por integración de la ecuación de Richards con las correspondientes condiciones iniciales y de límite.

$$\frac{\partial U}{\partial p} = \frac{\partial}{\partial p} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial p} \right) - \frac{\partial K}{\partial p} = \frac{\partial \theta}{\partial t} \quad (73)$$

$$\theta(0, p) = \theta_0, \theta(t \leq t_r, 0) = 1 \quad \text{para la fase de infiltración}$$

$$U(t > t_r, 0) = 0 \quad \text{para la redistribución}$$

Realizando un cambio de variables, introduciendo la variable de Boltzmann $B = p / \sqrt{t}$ y el mismo tiempo $\tau = t$, la ecuación de la filtración se transforma a:

$$\frac{\partial U}{\partial B} \cdot \sqrt{t} = \frac{\partial}{\partial B} \left(K \cdot \frac{\partial h}{\partial B} \right) - \sqrt{\tau} \cdot \frac{\partial K}{\partial B} = -\frac{B}{2} \cdot \frac{\partial \theta}{\partial B} + \tau \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \tau} \quad (74)$$

Las condiciones iniciales y de límite se transforman a: $\theta = \theta_0$ para $B = \infty$ e $\theta = \theta_s$ para $B = 0$

Figura 25. Discretización de la curva $B-\theta$

Multiplicando por dB e integrando, en un instante τ , entre cola con humedad θ_0 y una sección cualquiera, B , con humedad θ , se obtiene

$$K \cdot \frac{\partial h}{\partial B} \Big|_{\theta} - 0 - \sqrt{\tau} \cdot (K - K_o) = -\frac{1}{2} \cdot \int_{\theta_o}^{\theta} B \cdot d\theta + \int_{B_o}^B \tau \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \tau} \cdot dB \quad (75)$$

La aproximación de la última integral, I_2 , permite una solución iterativa numérica para cada instante τ , $\theta(B, \tau)$, similar a la general que se obtiene para la infiltración horizontal, $\theta(B)$, sin necesidad de tener que determinar los instantes anteriores. Los autores, Sayah *et al* (2016),

para la fase de infiltración han propuesto estimarla en función del valor de la primera integral I_1 :

$$I_2 = \int_{B_0}^B \tau \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \tau} \cdot dB = -F \cdot \frac{1}{2} \cdot \int_{\theta_0}^{\theta} B \cdot d\theta \quad (76)$$

$$\text{Con:} \quad F \cong N_{0,1} \left(\frac{\ln(\tau^* + \sqrt{\tau^*}) - \mu}{\sigma} \right)$$

Se recuerda que τ^* es el tiempo adimensional $\tau^* = \tau / T_e$, la escala de tiempos considerada es función de la conductividad hidráulica saturada K_s y la sortividad S , $T_e = S^2 / K_s^2$. Además, que con las expresiones de van Genuchten-Mualem, para los parámetros μ y σ , los autores han propuesto:

$$\mu = 0.70 + 0.20 \cdot m \quad \sigma = 0.80 + 1.30 \cdot m \quad (77)$$

La propuesta se justifica tras un análisis y comprobación por simulación numérica en el que se obtiene que la relación $2I_2/I_1$ varía más en la variable temporal que en la espacial y, por otra parte, en que, con variables adimensionales, la solución de la infiltración, contenido de humedad en función de la profundidad $\theta^*(p^*)$ para cada t^* , de usar por ejemplo el modelo de van Genuchten-Mualem, depende de dos parámetros, el exponente m de la expresión de la conductividad hidráulica y el contenido de humedad inicial normalizado θ_0^* , resultando la influencia de este último, dentro de los valores normales, poco significativa.

Por el contrario, en la redistribución, la relación $2I_2/I_1$, pasados los primeros instantes, varía más en la variable espacial que en la temporal. Para la sección de cabeza $2I_{2c}/I_{1c}$ resulta igual a -1 para toda la fase de la redistribución, 1 si se cambia de signo. En lo que se refiere a la relación $2I_2/I_1$, para cualquier B , asimismo después de un análisis y comprobación por simulación numérica, se propone la que sigue:

$$-F = -\frac{2I_2}{I_1} \cong 1 - \frac{B}{B_n} \cdot (1 - c_n) \quad (78)$$

Los valores de c_n , en los primeros casos comprobados, que daban un ajuste aceptable van creciendo desde los suelos arenosos a arcillosos. Para los contenidos de humedad de humedad inicial bajos, determinados con los 2/3 del agua útil, típicos del riego por superficie los valores son aproximadamente de 0.55 para el Franco arenoso, 0.60 para el Franco y 0.63 para el Franco arcilloso. En suelos arenosos o todo tipo de suelo pero con una humedad inicial muy alta, poco frecuentes en riegos por superficie, los valores pueden reducirse sensiblemente o incluso anularse. En el suelo Arcilloso, también bastante extremo, ha resultado aproximadamente 0.73.

Figura 26. Variación propuesta para la relación $F = 2I_2/I_1$ en función de B .

$$K \cdot \frac{\partial h}{\partial B} \Big|_{\theta} - 0 - \sqrt{\tau} \cdot (K - K_o) = -\frac{1}{2} \cdot \int_{\theta_o}^{\theta} B \cdot d\theta + \int_{B_o}^B \tau \cdot \frac{\partial \theta}{\partial \tau} \cdot dB$$

Como consecuencia, a partir de la expresión (75), se obtendría:

$$K \cdot \frac{\partial h}{\partial B} \Big|_{\theta} - 0 - \sqrt{\tau} \cdot (K - K_o) = -\frac{1+F}{2} \cdot \int_{\theta_o}^{\theta} B \cdot d\theta = -\frac{B}{2B_n} \cdot (1 - c_n) \cdot \int_{\theta_o}^{\theta} B \cdot d\theta \quad (79)$$

Para la integración numérica, dividiendo la variable B en n intervalos (el 0 corresponde a la entrada y el n al frente donde el contenido de humedad es θ_0) la expresión (79) puede ponerse:

$$\Delta h_i = \frac{\Delta B_i}{K_i} \cdot \left(\sqrt{\tau} \cdot (K_i - K_n) - \frac{(1 - c_n) \cdot B_i}{2B_n} \cdot \left(\frac{i_a}{\sqrt{t}} + \theta_i \cdot B_i - \sum_{j=i}^n \theta_j \cdot \Delta B_j \right) \right) \quad (80)$$

Para resolver la ecuación (80), (Function RedistributionSJ en Anejo I), primero se define un B_{max} suficientemente grande y los ΔB_i (pueden ser constantes), se conoce la i_a que se ha producido durante el tiempo transcurrido hasta el inicio de la redistribución t_r . A continuación, para el instante t deseado, $t > t_r$, se estima la tensión en cabeza h_e (o el valor de θ_e que le corresponde) y con ella se determina el resto de variables para la sección de entrada (θ , K , ...). Se necesita también una estimación de B_n , la adoptada ha sido $B_n = (i_a / \sqrt{t}) / (\theta_e - \theta_o)$, como si la sección fuese un rectángulo. Finalmente, con la expresión (80) de forma secuencial se determinan los valores en los siguientes nodos: Δh_1 , $h_1 = h_e + \Delta h_1$, $\theta_1, \dots, \Delta h_i$, $h_i = h_{i-1} + \Delta h_i$, $\theta_i, \dots, \Delta h_n$, θ_n . No se permite ningún valor de $\theta_i < \theta_o$. Se calcula el área A que debería coincidir con $i_a / \sqrt{t}$ o a la primera integral hasta cabeza l_{1e} , en la solución final. Si el valor de A resulta menor que $i_a / \sqrt{t}$ es necesario aumentar el valor de θ_e y si es mayor reducirla. De esta forma, resulta fácil establecer un método convergente. Es necesario poner doble precisión a θ_e e ir limitando el rango donde se encuentra la solución, pues procediendo así, pequeñas diferencias de θ_e producen curvas sensiblemente diferentes de $z-\theta$ y, únicamente, vale la que tiene el área indicada.

4.2.2.2. Solución numérica por Hydrus-1D

Con objeto de comprobar la validez de la solución propuesta, la redistribución de agua en el suelo, para diferentes tipos de suelos, se usó con el modelo Hydrus-1D (Šimůnek *et al*, 2005).

En los casos estudiados, las simulaciones se hicieron usando suelos intermedios de la base de datos de Carsel y Parrish (1988), Clay loam, Silt loam, Loam y Sandy loam, y considerando el modelo hidráulico de van Genuchten-Mualem, (Mualem, 1976; van Genuchten, 1980), y se introdujeron condiciones de contorno y iniciales similares a las usadas en la solución arriba propuesta. Se definió un dominio de flujo de una profundidad vertical de 2 m, que únicamente fue ampliado en los casos de que el agua alcanzo esta profundidad. Se impuso una condición de contorno superior de flujo variable. En el límite inferior del dominio, se adoptó un drenaje libre (ver Figura 09 capítulo 03). Además, al igual como en la fase de infiltración, se ha considerado un contenido de humedad inicial de referencia, y el perfil del suelo en Hydrus-1D fue discretizado con una malla de 1000 nodos para tener una adecuada solución para la redistribución.

Tabla 6 muestra los parámetros de los suelos usados en la simulación y lámina de riego H_r aplicada para cada tipo de suelo.

Suelos	Datos de la base de Parrish y Carsel (1988)					Datos seleccionados	
	θ_r	θ_s	α (cm ⁻¹)	n	K_s (cm·min ⁻¹)	θ_0	H_r (cm)
Franco arenoso	0,065	0,410	0,075	1,890	0,0737	0.072	6.38
Franco	0,078	0,430	0,036	1,560	0,0173	0.113	6.38
Franco limoso	0,067	0,450	0,020	1,410	0,0075	0,148	6.38
Franco arcilloso	0,095	0,410	0,019	1,310	0,0043	0.189	6.38

Tabla 6. Propiedades hidráulicas de los suelos usados, unidades de longitud en cm y de tiempo en min

4.2.2.3. Evaluación de la solución propuesta

Para evaluar la capacidad predictiva de la solución RedistributionSJ propuesta, se ha optado por calcular el coeficiente de correlación (R^2) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE) entre los valores predichos por la solución propuesta y Hydrus-1D. La fórmula de cálculo viene dada por (Legates y McCabe, 1999),

$$RMSE = \sqrt{\sum_{i=1}^N \frac{(P_i - O_i)^2}{N}} \quad (81)$$

Donde: P_i y O_i representan los valores calculados por la solución RedistributionSJ propuesta y Hydrus-1D, respectivamente. N es el tamaño de la muestra. Un valor de $RMSE \equiv 0$ indica un ajuste perfecto.

4.2.3. Resultados

4.2.3.1. Determinación del contenido de humedad en función del parámetro B

En la Figura 27 se representan curvas obtenidas por la ecuación (80), solución para determinar la relación $\theta(B)$ (RedistributionSJ en Anexo I), con el suelo Loam de la base de datos de Carsel y Parrish (1988). Introduciendo los datos de los suelos y las láminas de infiltración ya indicadas en la Tabla 6. La expresión (80) ha permitido una adecuada reproducción de la redistribución usando un valor de c_n igual a 0.6 frente a Hydrus1D salvo para los instantes próximos al corte, $t/t_r = 1.5$, en la figura 27. Estos resultados podrían mejorarse si se realiza una transición gradual entre los valores de F de la infiltración a la redistribución.

Figura 27. Contenido de humedad en función de la variable B y para distintos valores de tiempo t/t_r . Resultados obtenidos para el suelo Loam con los datos de la tabla 6, con la Ecuación 80, "Function RedistributionSJ", (líneas,) y con Hydrus-1D (círculos).

4.2.3.2. Comparación con Hydrus-1D

Figura 28, compara resultados de la redistribución de agua en el perfil del suelo, θ frente a la profundidad $z(\text{cm})$ alcanzada, obtenidos por la solución RedistributionSJ propuesta y Hydrus-1D. Las simulaciones se hicieron también con los suelos y los datos de la Tabla 6.

Para la misma lámina, se observa grandes diferencias en cuanto a los tiempos necesarios para la infiltración (pequeño en el suelo franco arenoso, 65 min, frente a los 1315 min $\equiv$ 0.91 días en el suelo franco arcilloso).

Durante la redistribución, ambos modelos mostraron un comportamiento similar. La distribución de humedad con la profundidad pasa de ser aproximadamente constante o decreciente en suelos arcillosos a estar invertida en los suelos arenosos.

Figura 28. Comparación de la redistribución de agua en diferentes tipos de suelos y para diferentes tiempos. Resultados obtenidos por la solución RedistributionSJ propuesta (línea continua roja), y por Hydrus-1D (símbolos), Source: Los suelos son de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).

Además, se ha observado que, en ambos modelos, los resultados dependen de la resolución espacial y temporal de la integración y que, además, es necesaria una resolución muy fina para que ambos aporten unos resultados que puedan considerarse similares numéricamente y

no dependan de los parámetros de la integración. Como se ha comentado, para los datos representados, obtenidos con el programa Hydrus-1D, en los 200 cm de suelo estudiado, se diferenciaron 1000 nodos, un número significativamente mayor que los que ofrece por omisión.

Una comparación cuantitativa se hizo utilizando los suelos y los tiempos de la redistribución presentados en la Figura 28. Los valores de la raíz del error cuadrático medio (RMSE), calculados con respecto a los valores de Hydrus-1D, se presentan en la Tabla 7.

Suelo	RMSE (RedistributionSJ vs Hydrus-1D)			
	<i>t</i> = 1 día	<i>t</i> = 2 días	<i>t</i> = 3 días	<i>t</i> = 30 días
Sandy loam	0,0028	0,0023	0,0013	0,0003
Loam	0,0041	0,0036	0,0025	0,0004
Silt loam	0,0019	0,0024	0,0021	0,0006
Clay loam	0,0007	0,0015	0,0021	0,0004

Tabla 7. Valores de la raíz del error cuadrático medio (RMSE) en la comparación de las curvas de redistribución de humedad en el perfil del suelo entre los resultados obtenidos con la solución RedistributionSJ propuesta y Hydrus-1D. Valores calculados para los suelos y los tiempos presentados en la Figura 28.

Para los cuatro suelos simulados, se obtuvo un muy buen ajuste, donde los valores del coeficiente de correlación fueron superiores a 0.99 ($R^2 > 0.99$). Además, los valores RMSE, en todos los suelos simulados, fueron cerca de cero, variando entre 0.003 y 0.0041 cm.

La Figura 28 muestra, también que, el proceso de redistribución es muy rápido durante el primer día después de haber finalizado el riego, luego la velocidad del flujo baja de forma pausada con el paso del tiempo. La velocidad pasa aproximadamente, entre los tiempos $t = 1$

día y $t = 3$ días, de 6 a 2.2 cm/d, de 2.8 a 1.3 cm/d, 2.4-1.06 cm/d y de 2.9 a 0.9 cm/d para los suelos, Franco arenoso, Franco, Franco limoso y Franco arcilloso, respectivamente.

Para los datos considerados y sin considerar la evapotranspiración, las tensiones, a los tres días de haber finalizado el riego, correspondientes al contenido de humedad medio en el perfil del suelo fueron 40, 67, 103 y 77 cm respectivamente para los suelos Franco arenoso, Franco, Franco limoso y Franco arcilloso. Como consecuencia, cabe concluir que el valor de tensión $1/3$ atm para aproximar el concepto de capacidad de campo parece elevado. Ahora bien, los datos presentados son particulares. En un suelo, aún con las condiciones simplificadas consideradas, la redistribución y el contenido de humedad, a los tres días, depende también de la cantidad infiltrada i_a o del tiempo t_r que ha estado infiltrando.

Figura 29 muestra los valores de c_n en función de t/t_r que han proporcionado los mejores ajustes con los resultados obtenidos por Hydrus-1D.

Figura 29. Valores de c_n en función t/t_r para diferentes tipos de suelos. Source: suelos de la base de datos de Carsel y Parrish (1988)

De la Figura 29 se puede observar que el valor del coeficiente c_n aumenta rápidamente para t/t_r entre 5 y 10, y finalmente presenta un descenso muy tendido, (obsérvese que el eje de abscisas está en diagrama logarítmico), donde se reduce aproximadamente a 0.47 para el suelo Sandy loam y a 0.52 para los suelos Loam, Clay loam y Silt loam.

En el caso del suelo Sand, un mejor ajuste necesita pequeños valores de c_n en comparación con el resto de los suelos, el valor de c_n aumenta de forma lenta hasta valores de t/t_r cerca de 100, luego presenta un descenso teñido.

4.2.3.3. Comparación con datos experimentales, calibración de los parámetros del modelo hidráulico de vGM y simulación de la redistribución.

En la Figura 30 se presentan los resultados de cuatro ensayos de infiltración seguidos, el intervalo entre ambos fue aproximadamente de 20 días, periodo necesario para que el contenido de humedad volviese a una situación similar a la de partida, $\theta_0 \cong 0.15$, el control fue mediante pesada, justo cuando se pierde la cantidad de agua aplicada.

La situación inicial fue de escasa compactación, la densidad aparente media resultó 1.08 g/cm³. Como se ha indicado, para su determinación se consideró para las partículas una densidad media de 2.65 g/cm³. Asimismo, con la reducción de longitud de la columna, se estimó que al inicio del segundo ensayo la densidad pasó a 1.09 y, de la misma forma, que pasó a 1.10 en el tercer ensayo y a 1.11 g/cm³ en el cuarto. Estos son valores medios para toda la columna de longitud inicial $L \cong 150$ cm. Los contenidos de humedad a saturación resultaron elevados, entre 0.62 y 0.63, más altos que los que se obtienen con Rosetta. No

obstante, parecen acordes con la profundidad z del frente de avance observado en la columna de suelo, $i_a = z \cdot \Delta\theta_{med}$.

Las curvas de infiltración de los cuatro ensayos junto con la que cabría prever de los datos obtenidos de Rosetta para el primer ensayo, tabla 8, se muestran en la Figura 30. Como orientación, en ella también se han dibujado las curvas de infiltración correspondientes a las familias IF del NRCS y a suelos de referencia de la base de datos de Carsel y Parrish (1988), supuestos para estos un contenido de humedad inicial correspondiente al contenido a capacidad de campo menos $2/3$ del agua útil.

Se observa que la infiltración es mayor y está muy alejada del suelo franco-arcilloso de la base de datos de Carsel y Parrish y también, aunque en menor medida, de la que se estimaría a partir únicamente de la textura, Rosetta1 y Rosetta 2. Este resultado parece que se justifica en la baja compactación con la que se dispuso la columna de suelo. Obsérvese que, al introducir la densidad aparente, Rosetta 3, la infiltración para el primer ensayo resultó ligeramente más alta que la observada pero no muy distante, un resultado parecido se obtiene si se simulan el resto de ensayo con los parámetros de Rosetta 3 con las nuevas densidades.

La infiltración en el segundo riego disminuyó con respecto al primero, lo que cabe atribuirlo a la compactación y asentamiento producido por el primero. No obstante, la infiltración en el tercer riego resultó algo más alta que en el segundo. El suelo presenta fenómenos de hinchamiento y retracción y pudo deberse a la formación de caminos preferentes en la desecación. En este sentido, es necesario indicar que con objeto de no tener pérdidas de agua laterales se cerraron con masilla algunas de las que se observaron.

Figura 30. Infiltración acumulada (i_a) en función del tiempo (t) para los cuatro ensayos realizados e infiltraciones que corresponderían a los parámetros estimados con Rosetta. Comparación con la que cabe esperar en función de las familias de infiltración y los suelos de referencia de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).

En el cuarto riego nuevamente se redujo la infiltración, resultando en los primeros instantes la menor de los cuatro riegos observados, si bien, en los últimos instantes resultaron valores similares a las del segundo riego. Quede de manifiesto que la interpretación precisa de los resultados es compleja, a los caminos preferentes, se une falta de homogeneidad en el suelo, en el contenido de humedad inicial, en la compactación inicial y en la originada por los riegos que no se distribuyen tampoco uniformemente. Pero los resultados experimentales son consecuencia de todo ello y, como consecuencia, nos informan del grado de precisión que podemos obtener.

Con objeto de comparación, también se realizó otro ensayo de infiltración en una columna de suelo y se determinó la redistribución de agua a los tres días de haber finalizado el riego. Los parámetros del suelo se presentan en la última fila de la tabla 8.

Suelo	θ_r	θ_s	α (cm ⁻¹)	n	K_s (cm/min)	Denominación
Franco arcilloso	0.0792	0.4418	0.0158	1.4145 (m = 0.293)	0.00568	Rosetta 1
Franco arcilloso	0.0815	0.4402	0.0113	1.4294 (m = 0.300)	0.00641	Rosetta 2
Franco arcilloso	0.0903	0.5248	0.0109	1.4741 (m = 0.322)	0.0404	Rosetta 3, primer ensayo
Franco arcilloso	0.0895	0.5153	0.0108	1.4766 (m = 0.322)	0.0338	Ensayo de infiltración y, parámetros sin ajuste
Franco arcilloso	0.0895	0.5153	0.0067	1.4710 (m = 0.320)	0.0228	Ensayo de infiltración y redistribución, parámetros ajustados

1

2

3

Tabla 8. Parámetros hidráulicos del suelo introducido en la columna, valores estimados con ROSETTA, y obtenidos después para reproducir las observaciones por simulación.

A los tres días de haber finalizado el riego, las medidas del contenido de humedad a lo largo del perfil del suelo fueron determinadas por el método de referencia (ver capítulo 3) sacando muestras del suelo aproximadamente cada 10 cm de profundidad a lo largo de la columna.

Para poder simular la redistribución post-infiltración, en primer lugar, se ha calibrado los parámetros del suelo reproduciendo por simulación los datos experimentales obtenidos de infiltración. En este caso, se ha manteniendo, el contenido de humedad residual θ_r , y el valor del contenido de humedad a saturación θ_s . Los valores finales de los parámetros conductividad hidráulica en saturación K_s , tensión de entrada del aire en el suelo α y exponente m o n ($m = 1-1/n$) fueron determinados para que las observaciones se correspondiesen con las simulaciones. Para ahorrar el tiempo de cálculo se consideró que usando variables adimensionales la infiltración, $t^* - i_a^*$ (con $t^* = t/T_e$, $i_a^* = i_a/I_{ae}$, $T_e = S^2/K_s^2$ y $I_{ae} = K_s \cdot T_e$) únicamente depende del exponente m o n y del contenido de humedad inicial adimensional θ^* , como se ha visto arriba, y se justifica en Sayah *et al* (2016).

Los resultados de ambos modelos también han sido evaluados, comparándolos con los experimentales calculando el coeficiente de determinación (R^2) y la raíz del error cuadrático medio (RMSE).

Para la infiltración, el valor de la raíz del error cuadrático medio, obtenido entre los datos experimentales y Hydrus-1D fue 0.053 cm

Figura 31. Comparación de los datos observados del contenido de humedad en profundidad, en la fase de infiltración (estimados a partir de la profundidad de humectación) y en la redistribución (medidos por pesada), con los simulados con la solución *RedistributionSJ* propuesta, y con *Hydrus-1D*.

En la fase de redistribución, a los tres días de haber finalizado el riego, la raíz del error cuadrático medio, RMSE, calculada con respecto a los datos experimentales $\theta(z)$, fue 0.029 y 0.023 cm para la solución *RedistributionSJ* y *Hydrus-1D* respectivamente. La profundidad z del frente de avance simulado ha resultado algo mayor que el observado en la columna del suelo. Esto puede deberse a la posible compactación del suelo en la profundidad de la columna.

4.2.3.5. Análisis de sensibilidad de los parámetros del modelo van Genuchten-Mualem.

En este análisis se puede evaluar la repercusión de la variación de algunos parámetros de entrada en el resultado final de la infiltración y redistribución de agua en el perfil del suelo. Es necesario considerar que, como se ha observado al ajustar las familias, puede haber distintos conjuntos de parámetros que ajusten razonablemente unos datos experimentales. Por ello, la disposición de información adicional puede ser de interés para conseguir un ajuste que sirva para predecir mejor los resultados bajo otras condiciones.

En la Figura 32(a) se han representado 11 curvas de infiltración, partiendo de m diferentes de 0.01 a 0.65 de 0.05 en 0.05, y ajustando K_s y α . Si bien, con m más altos salen un poco mejor los ajustes, las diferencias no son significativas. Por ello, como el m suele relacionarse con el tipo de suelo, valores más altos para suelos de poros gruesos y valores más bajos para los suelos de poros finos, una solución eficaz cuando hay poca información, es estimar m y ajustar K_s y α . Por otra parte, estos se estiman algo más fácilmente que m , pues en variables adimensionales, cada m tiene una curva solución mientras que los cambios K_s y α cambian de punto en la misma curva. No obstante, si se conociese, por ejemplo, K_s u otros datos adicionales, puede afinarse en la estimación de m .

En la Figura 32(b), se han representado los parámetros resultantes que producen los ajustes en función del exponente m de partida para el ensayo de infiltración. Para los 11 valores de m estudiados, el valor medio de K_s obtenido ha sido 0.02185 cm/min, que se obtiene aproximadamente para $m = 0.35$, resultando para $m = 0.60$ un K_s 16 % más bajo y para $m = 0.10$ un 26% más alto. También, el parámetro α obtenido para $m = 0.35$ ha sido 0,00725, resultando α 46% más alto para $m=0.6$ un y un 85% más bajo para $m = 0.10$.

También, se ha representado el valor de la tensión h_0 que le correspondería al contenido de humedad inicial, θ_0 , observándose que al igual que ocurre con el parámetro K_s , cuando m aumenta, el valor de h_0 calculado disminuye. Esto muestra que existe una relación negativa entre el exponente m y los parámetros K_s y h_0 , en el sentido que si unos se sobreestiman los otros se subestiman.

Figura 32. (a) Comparación de los resultados de la infiltración acumulada obtenidos después de ajustar los parámetros a los datos experimentales partiendo de diferentes exponentes m , de 0.1 a 0.65 de 0.05 en 0.05. (b) Valores de los parámetros ajustados obtenidos por mínimos cuadrados en función del exponente m .

4.2.4. Conclusiones.

La obtención de expresiones analíticas, con base física, como la expresión RedistributionSJ propuesta, puede favorecer el uso de los conceptos físicos que permiten las ecuaciones hidrodinámicas y con ello facilitar y reducir significativamente el tiempo de cálculo y mejorar las aplicaciones.

De los resultados expuestos puede concluirse que, en los casos estudiados, la solución propuesta y Hydrus-1D proporcionan resultados similares de la redistribución de agua en el suelo, la raíz del error cuadrático medio (RMSE) fue inferior a 0.014. Además, se ha obtenido una buena correlación con los resultados experimentales. Al comparar los valores simulados con los observados, en ningún caso el error supera el 1.6%

Los valores del coeficiente c_n de 0.53, 0.60, 0.63 y 0.65 para el suelo Sandy loam, Loam, Silt loam y Clay loam respectivamente, salvo para los primeros instantes posteriores al corte, pueden ser suficientes para contenidos de humedad iniciales próximos a los considerados. Además, la expresión puede adaptarse a expresiones distintas a las de van Genuchten-Mualem, e incluso cabe esperar los mismos valores de c_n , si bien, sería conveniente comprobarlo.

Los parámetros aportados por el programa Rosetta con datos de textura y de densidad aparente pueden producir una primera aproximación razonable. A continuación, la metodología utilizada, manteniendo el exponente m de Rosetta o estimándolo en función del suelo, permitió calibrar los parámetros K_s y α para reproducir con más precisión las observaciones y ayudar a interpretar los resultados. La estimación junto con el contenido de humedad inicial de la tensión matricial correspondiente parece de gran interés si se desea estimar también m .

La tensión de 1/3 bar que suele usarse para la capacidad de campo en la programación de riegos tradicionales parece elevada para todos de los casos estudiados. En los suelos utilizados arriba, el valor de la tensión que se llega después de dos a tres días de haber finalizado el riego es sensiblemente inferior, aproximadamente 40, 67, 103 y 77 cm para los suelos Sandy loam, Loam, Silt loam y Clay loam respectivamente, en vez de los aproximadamente 330 cm.

4.3. Análisis de la redistribución con hipótesis tipo Green-Ampt.

4.3.1. Introducción.

La capacidad de campo θ_{FC} y el punto de marchitamiento permanente θ_{WP} , han sido usados para estimar la cantidad de agua disponible para las plantas. Para un determinado suelo, estos dos conceptos suelen ser asignados de forma poco precisa a una determinada tensión en el suelo.

Hay estudios con un importante carácter simplificador como el de Nachabe (1998) que bajo hipótesis simplificadoras obtuvo una relación entre la saturación efectiva θ^* y la capacidad de campo, $\theta^* = (q_{FC}/K_s)^{1/n}$. En ella, q_{FC} es el flujo de agua a la capacidad de campo, y propuso un flujo de ($u = 0.05$ mm/día) para obtener resultados cerca del valor experimental a 1/3 atm. Interviene también la conductividad hidráulica saturada, K_s , y el exponente n de la curva de la conductividad en subsaturación: $K = K_s \cdot \theta^{*n}$.

Como alternativa, además de la integración de la ecuación del flujo, hay otras expresiones con base física, que pueden resultar fáciles de aplicar e interpretar por el reducido número de parámetros utilizados. Ogden y Saghafian (1997), basándose en el modelo de Green Ampt, han extendido los trabajos desarrollados por Smith *et al* (1993) y Corradini *et al* (1997) para determinar la redistribución en un modelo llamado (GAR). Después, Gowdish y Muñoz-Carpena (2009) mejoraron y comprobaron la aplicación de este modelo para diferentes tipos de suelos. La tensión matricial en el frente de humectación, h_f , fue calculada con la expresión de Brooks y Corey (1964). Este método fue capaz de determinar el contenido de humedad medio en el perfil del suelo y en superficie durante la redistribución después de eventos de lluvias sucesivas, considerando perfiles de redistribuciones de forma de rectángulo. No

obstante, este procedimiento no fue aprovechado para estudiar el concepto de capacidad de campo, aunque parece conveniente encontrar una forma clara para determinarla.

En el presente trabajo se pretende (i) Proponer una solución para estudiar la redistribución de agua en el perfil del suelo basándose en la hipótesis de cambio brusco de la humedad en el frente, similar a la usada por Green Ampt para la infiltración. (ii) Usar la semejanza para determinar los parámetros que depende la redistribución, y profundizar en el concepto de capacidad de campo, para proponer si es posible métodos para su estimación.

4.3.2 Materiales y Métodos

4.3.2.1. Formulación matemática.

Se adoptará la forma de rectángulo, como se ha indicado, ya usada en varias referencias. Así, de analizar el flujo considerando un frente de avance brusco, por conocer la infiltración, se conoce el área del rectángulo de lados $\theta - \theta_0$ e y , correspondientes a cada instante $t > t_r$. Como consecuencia, de saber el contenido de humedad en cabeza $\theta(y = 0)$, puede determinarse la profundidad y , que podría representar a una profundidad media de suponer una curva el frente de avance.

Aplicando la ley de Darcy entre la superficie del suelo y la profundidad y , considerando un potencial en el frente h_f , con relación a la sección de cabeza, se obtiene.

Figura 33. Elongación del perfil de humedad durante la redistribución. (Ogden y Saghafian, 1997)

$$i_a = y \cdot (\theta - \theta_o) \quad \rightarrow \quad dy \cdot (\theta - \theta_o) = -y \cdot d\theta$$

$$U = K \cdot \left(\frac{h_f}{y} + 1 \right) = K \cdot \left((\theta - \theta_o) \cdot \frac{h_f}{i_a} + 1 \right) = \frac{(\theta - \theta_o) \cdot dy}{dt} = -\frac{i_a}{(\theta - \theta_o)} \cdot \frac{d\theta}{dt} \quad (82)$$

Donde: $U[L T^{-1}]$ es la velocidad del flujo, $h_f[L]$ es la tensión capilar en el frente de humectación e $y[L]$ es la profundidad donde se encuentra el frente de avance ($y=-z$).

La ecuación diferencial resulta:

$$dt = -\frac{d\theta}{K \cdot \frac{(\theta - \theta_o)}{i_a} \cdot \left((\theta - \theta_o) \cdot \frac{h_f}{i_a} + 1 \right)} \quad (83)$$

Otra cuestión es conocer el potencial h_f que interviene en el movimiento, es decir el del frente menos el de cabeza. Para estimarlo en función de θ , conocido θ_o , puede usarse la ecuación de Neuman (1976):

$$h_f(\theta_o, \theta) = \frac{1}{K} \cdot \int_{h(\theta_o)}^{h(\theta)} K \cdot dh \quad (84)$$

Es conveniente diferenciarlo del ya comentado para la infiltración:

$$h_f(\theta_o, \theta_s) = \frac{1}{K_s} \cdot \int_{h(\theta_o)}^0 K \cdot dh \quad (85)$$

Figura 34. Tensión matricial en el frente, h_f para la infiltración con la expresión de GA determinado con la expresión de Neuman para los suelos Silt, Loam, y Loamy sand, en función del contenido de humedad inicial.

Las unidades de h_f son las mismas que las de h , cabe asimismo de referirlo de forma adimensional h_f^* , que además de θ_0^* y θ^* , con las expresiones del modelo de van Genuchten-Mualem depende del parámetro m .

$$h_f(\theta_o, \theta) = \frac{1}{K} \cdot \int_{h(\theta)}^{h(\theta_o)} K \cdot dh = \frac{K_s}{K} \cdot \left(\frac{1}{K_s} \cdot \int_0^{h(\theta_o)} K \cdot dh - \frac{1}{K_s} \cdot \int_0^{h(\theta)} K \cdot dh \right) = \frac{h_f(\theta_o, \theta_s) - h_f(\theta, \theta_s)}{K^*}$$

$$h_f^*(\theta_o^*, \theta^*) = \alpha \cdot h_f(\theta_o, \theta) = \frac{1}{K^*} \cdot (h_f^*(\theta_o^*, 1) - h_f^*(\theta^*, 1)) \quad (86)$$

La ecuación (82) puede ponerse de forma adimensional, resultando:

$$\frac{dt}{i_a^2} = - \frac{d\theta}{K \cdot (\theta - \theta_o) \cdot ((\theta - \theta_o) \cdot h_f + i_a)} \quad \frac{dt \cdot \frac{K_s}{I_{ae}}}{\frac{i_a^2}{I_{ae}^2}} = - \frac{\frac{d\theta}{\theta_s - \theta_r}}{\frac{K}{K_s} \cdot \left(\frac{\theta - \theta_o}{\theta_s - \theta_r} \right) \cdot \left(\frac{(\theta - \theta_o) \cdot h_f \cdot \alpha}{\theta_s - \theta_r} + \frac{i_a}{I_{ae}} \right)}$$

$$\frac{dt^*}{i_a^{*2}} = - \frac{d\theta^*}{K^* \cdot (\theta^* - \theta_o^*) \cdot ((\theta^* - \theta_o^*) \cdot h_f^* + i_a^*)} \quad (87)$$

Con: $I_{ae} = \frac{\theta_s - \theta_r}{\alpha} \quad T_e = \frac{I_{ae}}{K_s}$

La integración numérica permite determinar $\theta^*(t^*)$ dependiendo además de m , θ_0^* y i_a^* . La solución también puede incluir la determinación de $y^*(t^*)$ o su derivada o velocidad dy^*/dt^* .

$$\frac{t^* - t_r^*}{i_a^*} = \int_{\theta^*}^1 \frac{d\theta^*}{K^* \cdot (\theta^* - \theta_o^*) \cdot \left(\frac{(\theta^* - \theta_o^*) \cdot h_f^*}{i_a^*} + 1 \right)} \quad (88)$$

Dentro de los dos sumandos del paréntesis del denominador, dado que i_a^* es constante, mientras que $(\theta^* - \theta_0^*) \cdot h_f^*$ disminuye con el paso del tiempo, en algunos casos, el primer sumando rápidamente deja de tener influencia, en cuyo caso:

$$\frac{dt^*}{i_a^*} = - \frac{d\theta^*}{K^* \cdot (\theta^* - \theta_0^*)} \quad \rightarrow \quad \frac{t^* - t_r^*}{i_a^*} = \int_{\theta^*}^1 \frac{d\theta^*}{K^* \cdot (\theta^* - \theta_0^*)} \quad (89)$$

Obsérvese que la integral de la expresión (89) no depende de i_a^* ni de t_r^* . Como consecuencia, para cada conjunto de valores de θ_0^* y de m , puede calcularse dicha integral en función de θ^* o para cada valor de θ^* , le llamaremos $IR(\theta^*)$. Conocida esta, se puede calcular el tiempo para que se alcance dicho valor después de una infiltración dada, conocidos t_r^* e i_a^* :

$$t^* = t_r^* + i_a^* \cdot IR(\theta^*), \quad \text{o bien:}$$

$$t^*/t_r^* = 1 + (i_a^*/t_r^*) \cdot IR(\theta^*).$$

4.3.3 Resultados.

4.3.3 1. Contenido de humedad en superficie durante la redistribución

La Figura 35, muestra el contenido de humedad en superficie en función del tiempo total desde el inicio del riego para los suelos Franco y Franco-arcilloso. La solución ofrece resultados similares a Hydrus-1D. Además, el procedimiento parece que funciona mejor sin considerar el termino h_f , lo que significa una importante simplificación, sería un flujo debido únicamente a la gravedad, son los resultados que han sido representados.

Figura 35. Ejemplo de variación del contenido de humedad en cabeza en función del tiempo total desde el inicio del riego. Círculos obtenidos por simulación con Hydrus-1D, líneas obtenidas con la expresión (89), para contenidos de humedad iniciales de 0.17 y 0.18 y láminas infiltradas de 4.78 y 5.94 cm para los suelos Loam y Clay loam respectivamente.

La definición de capacidad de campo, podría relacionarse con la velocidad del flujo si la intención es determinar una lámina que quede retenida dentro de la zona radicular. Por ejemplo, cuando la velocidad de avance del frente de la redistribución, $u = dy/dt$, alcance un valor bajo dado u_p , por ejemplo 1 mm/d, puede considerarse que está prácticamente estabilizado para dichos efectos.

$$u = K(\theta) \cdot \left(\frac{h_f}{i_a} + \frac{1}{\theta - \theta_o} \right) = u_p \rightarrow \theta \quad (90)$$

Se ha contrastado el efecto de aplicar diferentes láminas de riego sobre el valor de capacidad de campo, considerando esta como el contenido de agua existente cuando al velocidad del frente se reduce a una velocidad u_p , $u = 1$ mm/día, en la tabla 9 y en la Figura 36. Se observa que cuanto más grande es la lámina aplicada más crece la cantidad de agua retenida y, por tanto, menor sería la tensión a usar para su determinación. El valor de 1/3 bar resulta de nuevo demasiado alto para los suelos de textura gruesa.

$u = 1$ mm/d									
Suelo	Sand	Loamy Sand	Sandy Loam	Sandy Clay Loam	Loam	Silt Loam	Clay Loam	Silt	Clay
θ_{fc} ($h = 1/3$ atm)	0.0455	0.0599	0.0841	0.1681	0.1634	0.2374	0.2676	0.2550	0.3462
θ_b	0.0452	0.0580	0.0718	0.1300	0.1133	0.1481	0.1886	0.1446	0.2955
A_w (cm/m)	0.0539	0.2867	1.8439	5.7087	7.5164	13.3982	11.8529	16.5608	7.6051
H_r (cm/m)	0.0359	0.1912	1.2292	3.8058	5.0109	8.9321	7.9019	11.0405	5.0701
i_a (cm)	θ								
∞	0.0591	0.0821	0.1233	0.2185	0.2129	0.2797	0.3071	0.3098	0.3546
20	0.0590	0.0820	0.1221	0.2142	0.2053	0.2615	0.2936	0.2842	0.3481
15	0.0590	0.0819	0.1217	0.2129	0.2031	0.2570	0.2901	0.2781	0.3462
10	0.0590	0.0818	0.1210	0.2105	0.1994	0.2495	0.2840	0.2681	0.3428
5	0.0589	0.0816	0.1191	0.2047	0.1907	0.2341	0.2708	0.2481	0.3352
3	0.0588	0.0812	0.1169	0.1989	0.1828	0.2217	0.2597	0.2323	0.3286
1	0.0584	0.0797	0.1100	0.1834	0.1640	0.1956	0.2356	0.2002	0.3146
	h (cm)								
∞	49.39	63.28	97.06	104.69	147.05	189.75	160.71	171.88	214.14
20	49.46	63.58	99.40	113.67	164.39	242.69	207.13	235.92	310.31
15	49.48	63.68	100.16	116.54	169.72	258.43	221.60	254.82	343.42
10	49.53	63.88	101.64	122.09	179.81	287.68	249.14	289.76	409.61
5	49.68	64.45	105.80	137.46	206.53	362.23	322.46	378.10	599.95
3	49.86	65.19	110.85	155.63	236.38	442.11	404.69	472.04	826.41
1	50.75	68.51	130.66	224.11	339.91	703.92	691.44	777.66	1613.66

Tabla 9. Contenido de humedad y la tensión h correspondiente para diferentes láminas aplicadas cuando la velocidad del flujo se reduce a $u = 1$ mm/día

Figura 36. Valores de la tensión h correspondientes a la capacidad de campo en función de la lámina aplicada, considerada cuando la velocidad del flujo se reduce a $u = 1 \text{ mm/día}$, para los suelos considerados de la base de datos de Carsel y Parrish (1988).

De considerar la capacidad de campo como los contenidos de humedad obtenidos para $i_a = 20 \text{ cm}$ (un riego muy abundante), manteniendo los mismos criterios cambian los contenidos de humedad para el nuevo riego θ_0 y el agua útil y de riego por cada metro, ver tabla 10. Los resultados algo mayores que los anteriores, parecen más razonables, al menos, para los suelos arenosos. Cabe pensar que si se repite de nuevo el mismo análisis con los nuevos valores de θ_0 el resultado no cambie sustancialmente

Suelo	Sand	Loamy Sand	Sandy Loam	Sandy Clay Loam	Loam	Silt Loam	Clay Loam	Silt	Clay
$\rightarrow \theta_{FC}$	0.0590	0.0820	0.1221	0.2142	0.2053	0.2615	0.2936	0.2842	0.3481
θ_o	0.0497	0.0653	0.0845	0.1454	0.1272	0.1561	0.1973	0.1543	0.2961
A_u (cm/m)	1.40	2.50	5.65	10.32	11.71	15.81	14.46	19.48	7.80
H_r (cm/m)	0.93	1.66	3.76	6.88	7.80	10.54	9.64	12.99	5.20

Tabla 10. Valores del agua disponible y la lámina en el nuevo riego para diferentes tipos suelos.

Ha lugar también a determinar en qué instante la profundidad de la lámina de riego considerada alcanza la profundidad correspondiente al contenido de humedad θ_{FC} , es decir, por ejemplo, un metro en la tabla 10. El tiempo resulta demasiado alto, como consecuencia, pueden aumentarse los contenidos de humedad. Además, el tiempo aumentaría si se considera la extracción radicular. Por tanto, el valor $u = 1$ mm/d, debería aumentarse.

Se concluye que la expresión (90) junto con su integral (88) o la simplificada (89), pueden ser elementos sencillos de gran interés para obtener resultados prácticos de la capacidad de campo destinados a las aplicaciones de los riegos.

4.3.3 2. Consideración de la evapotranspiración durante la redistribución

De analizar el flujo considerando un frente de avance brusco, similar a la ecuación de Green-Ampt, con reducción del volumen de agua por evapotranspiración, se tendría:

$$v(t) = i_a - \int_0^t i_{et} \cdot dt = y \cdot (\theta - \theta_o)$$

$$v(t) = i_a - \int_0^t i_{et} \cdot dt = y \cdot (\theta - \theta_o) \rightarrow dy \cdot (\theta - \theta_o) + y \cdot d\theta + i_{et} \cdot dt = 0$$

$$U = K \cdot \left(\frac{h_f}{y} + 1 \right) = \frac{(\theta - \theta_o) \cdot dy}{dt} = -y \cdot \frac{d\theta}{dt} - i_{et} \quad (91)$$

Donde: i_{et} [L], es la evapotranspiración.

La ecuación sería:

$$dt = - \frac{d\theta}{\frac{K}{y} \cdot \left(\frac{h_f}{y} + 1 \right) + \frac{i_{et}}{y}} \quad (92)$$

La integración se realiza de forma similar a la anterior.

4.3.3 3. Ejemplo de aplicación:

Se realiza un seguimiento de riegos sucesivos cada 7 días, en un suelo franco, en los que se aplica una lámina, $H_b = 4.9/0.8 = 6.1250$ cm, y en los que la evapotranspiración es $Et \cong 0.7$ cm/d. El seguimiento empieza un lunes a las 0 de la madrugada.

De usar GA, con un contenido de humedad inicial, $\theta_0 = 0.1272$, resulta una tensión en el frente $hf = 6.94$ cm, el tiempo necesario para infiltrarse sería $t_r = 188$ min. Dado que, a la hora de riego, despreciaremos la transpiración, el valor de la inicial de y es $y = H_b/(\theta_s - \theta_0) = 20.23$ cm. A partir de este momento, puede integrarse la ecuación (92) durante los 7 días, la evolución se muestra en la Figura 37.

Figura 37. (a) Contenido de humedad θ y la profundidad del frente de humectación alcanzado y , en función del tiempo, durante la redistribución. (b). Evolución de la velocidad del flujo u correspondiente. Resultados obtenidos para el suelo Loam suponiendo los datos del ejemplo.

La Figura 37 permite monitorizar tres variables resultantes del flujo. En primer lugar, se observa que el contenido de humedad no vuelve a $\theta_0 = 0.1272$ sino $\theta_0 = 0.1634$ debido a que hemos aplicado 6.1250 cm y únicamente se han evapotranspirado 4.9 cm. La profundidad alcanzada por el frente en los 7 días ha sido 33.9 cm y la velocidad $u = dy/dt$ al cabo de los 7 días $u = 2 \cdot 10^{-6}$ cm/min $\cong 3 \cdot 10^{-3}$ cm/d, bastante baja.

Para el siguiente riego se supondrá que $\theta_0 = 0.1634$, a lo que corresponde otro $hf = 6.93$ cm y otro tiempo para infiltrarse $t_r = 197.5$ min.

Se repite el cálculo al igual que en el caso anterior, se ha despreciado lo que bajaba el frente creado por el primer riego en el original, salvo cuando el nuevo alcanza al anterior en cuyo caso $\theta_0 = 0.1272$.

La evolución es muy similar, pero en la segunda semana el contenido de humedad inicial es $\theta_0 = 0.1924$, el frente desciende hasta $y = 42.17$ cm, y la velocidad $u \cong 0.01$ cm/d.

La evolución de la tercera semana es también similar y deja un $\theta_0 = 0.2158$, el frente desciende hasta $y = 52.46$ cm. La velocidad $u \cong 0.025$ cm/d. En la cuarta semana $\theta_0 = 0.235$, el frente desciende hasta $y = 64.9$ cm, y la velocidad $u \cong 0.044$ cm/d.

La Figura 38, recoge la evolución de la posición del frente $y(t)$ de humectación y el contenido de humedad $\theta(t)$. Se observa que el agua aplicada, que no ha sido evapotranspirada, incrementa el contenido de humedad del siguiente riego y, como consecuencia, afecta a los riegos siguientes.

Figura 38. El Efecto de aplicar riegos sucesivos en la evolución del frente de humectación y el contenido de humedad en el suelo. Resultados obtenidos para el suelo loam suponiendo los datos del ejemplo arriba

4.3.4. Conclusiones.

Con base en una aproximación como la de Green-Ampt, se ha desarrollado una solución, para calcular el contenido de humedad medio en el perfil y la posición del frente de humectación durante la redistribución.

Los resultados mostraron valores similares a los obtenidos por soluciones numéricas del modelo Hydrus-1D.

Se ha propuesto la determinación de la capacidad de campo por una velocidad del flujo, obteniéndose los resultados para 1 mm/día, que puede considerarse ya casi parado a efectos prácticos. Con dicho procedimiento se obtienen, sobre todo en suelos de poros gruesos, un mayor contenido de humedad a capacidad de campo de lo que se obtiene con el tradicional 1/3 de bar, lo que aumenta el agua útil y la lámina de riego que se puede aplicar para una determinada profundidad.

Al aplicar este procedimiento, para diferentes tipos de suelos, y considerando la evapotranspiración, el método propuesto fue capaz, de captar el comportamiento global del flujo inducido por los riegos anteriores. Los resultados han presentado un comportamiento esperado en el sentido de que el agua que no se ha evapotranspirado durante el primer riego contribuye a incrementar el contenido de humedad para el segundo riego y está va aumentando en los sucesivos riegos. Los efectos a largo plazo pueden ser significativos y tendrá efectos determinantes sobre la capacidad de campo y la profundidad alcanzada, así como en la infiltración y uniformidad de los riegos por superficie.

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN Y FUTUROS DESARROLLOS

5.1. Discusión y futuros desarrollos.

En primer lugar, se propuso un método numérico para determinar la sortividad usando parámetros hidráulicos del suelo y el contenido inicial de humedad del mismo. La determinación de la sortividad para cualquier contenido de humedad inicial de un determinado suelo facilita el uso de expresiones simplificadas de dos o tres parámetros, como la de Green-Ampt o de Philip. El método fue implementado en una función de Visual Basic de la hoja de cálculo Excel, *SortivitySGJ12*, lo que puede facilitar mucho su uso. Además, se calcula también la distribución de humedad con la variable de Boltzmann, con lo que se tiene, multiplicando por la raíz del tiempo, la solución para la infiltración horizontal. Esta puede aproximar a la infiltración en cualquier dirección del espacio en los primeros instantes de tiempo.

En segundo lugar, se abordó y propuso la solución para la infiltración vertical, inspirados por la solución anterior para la horizontal. La solución, para las condiciones de límite clásicas consideradas, puede ser preferible a la integración de la ecuación de Richards no solo por su eficacia computacional, que permite soluciones para cualquier tiempo sin la necesidad de hacer el cálculo de los tiempos anteriores, sino también, por su capacidad de ofrecer buenos resultados al usar suelos de textura fina con el modelo van Genuchten-Mualem, algo que en Hydrus-1D hemos encontrado dificultades en obtener aún recurriendo al modelo modificado de van Genuchten. La propuesta también se ha implementado en una función de Visual Basic de Excel, *InfiltrationSGJ20*, y, aunque, se ha implementado para el modelo de van Genuchten-Mualem esta pueda ser adaptada para cualquier otro modelo, si bien, para ello sería conveniente estimar también el exponente m , ya que con este, se ha ajustado relación F de las dos integrales involucradas.

Se han estudiado las diferencias entre la solución y el modelo Hydrus-1D para suelos de texturas extremas, desde el Arenoso al Arcilloso de la base de datos de Carsel y Parrish, y para todos los casos estudiados, el error medio en el cálculo de la infiltración acumulada respecto a los resultados obtenidos por Hydrus-1D ha sido del 4%, siendo incluso, la mayor parte de los casos, achacables a posibles errores numéricos del modelo Hydrus-1D. A este respecto, hay asimismo que considerar que la propuesta numérica realizada requiere una discretización espacial muy fina, aspecto que se ha cuidado rigurosamente. Asimismo, en el modelo Hydrus-1D, el incremento espacial considerado entre nodos fue de 2 mm.

En tercer lugar, se propuso la solución *RedistributionSJ*, asimismo como una función de VisualBasic de Excel, similar a la de infiltración y que tampoco requiere del cálculo de los instantes previos. La solución, usa un coeficiente c_n , en función del tipo de suelo, que ha sido estimado y propuesto para condiciones de humedad inicial en el suelo baja, propia del riego por superficie en el que se aplican láminas importantes usando la capacidad de retención del suelo. Bajo estas circunstancias, la solución propuesta predice valores similares a los del programa Hydrus, errores inferiores al 3.6 %, para todo tipo de suelos y ejemplos realizados. El valor de c_n disminuiría al aumentar el contenido de humedad hasta casi anularse, no obstante, no ha sido ajustado todavía en función del contenido de humedad. Asimismo, justo en los primeros instantes, después de finalizar la fase de infiltración, el cambio de condiciones, puede ocasionar desviaciones, si bien, para reducirlas puede implementarse un cambio gradual desde las condiciones de la infiltración a las de redistribución. Las funciones trabajan con intervalos espaciales por omisión que dan resultados satisfactorios en un número variado de situaciones, no obstante, en algún caso se han detectado errores, que se intentarán corregir mejorando los valores por omisión, aunque, estos también pueden ser salvados, en general, modificando la selección de forma manual por el propio usuario.

Finalmente, la redistribución se ha analizado de forma más simplificada usando una aproximación tipo Green-Ampt. En este caso, no se determina la distribución de humedad en el perfil, sino únicamente el contenido de humedad medio y la posición del frente de avance. Así, resulta es más fácil determinar la velocidad del frente que se considera puede ser de gran utilidad como alternativa para la determinación de la capacidad de campo. Así, considerando que cuando la velocidad se reduce a un 1 mm/d puede considerarse el flujo ya prácticamente parado, a efectos prácticos de la redistribución, se ha concluido que la capacidad de campo para suelos de textura fina debe considerarse mayor que la que resulta para tensiones de succión de un tercio de atmósfera. Los resultados son algo sensibles a la velocidad considerada. Con una velocidad mayor, por ejemplo 2 mm/d, los contenidos aumentan más y con una velocidad menor, se reducen, el tiempo en alcanzar dicha velocidad puede ser un elemento asimismo fundamental para su selección. No obstante, la conclusión de los suelos arenosos sigue siendo válida. En cuanto a la lámina de riego, indicar que esta tiene una mayor influencia en suelos con texturas finas. En ellos, un tercio de atmósfera puede ser alto para láminas grandes, pero bajo para lámina pequeñas.

Con esta última solución, para determinar el cambio del contenido de humedad en el suelo y la posición del frente de humectación durante la redistribución, se ha incorporado además la extracción radicular considerando una evapotranspiración, a lo largo de las horas con radiación, mediante una función sinusoidal. De esta forma, se alargó el estudio de la humedad en los sucesivos riegos y se analizó el efecto que tiene el aplicar en los riegos una lámina mayor que la extraída por el cultivo. El resultado, lógicamente, es que afecta al contenido de humedad en el suelo a lo largo de la campaña y a la profundidad a la que llega el agua, lo que indirectamente afectará también a las láminas infiltradas de los riegos y a su uniformidad. Este método también ha sido implementado en una hoja de cálculo.

Basándose en los resultados obtenidos en esta tesis, se propone los siguientes trabajos futuros:

1.- Usar este método para el estudio de un evento de lluvia para riego por aspersión. La adaptación debe requerir poco tiempo. En este caso, de forma análoga, se puede justificar analíticamente que la $F = 1$ hasta que se encharca. La determinación de este momento tiene gran interés ya que en riego por aspersión no conviene sobrepasarlo. La redistribución probablemente no cambie tampoco mucho, si bien, como para un mismo riego se habría alcanzado más profundidad, probablemente los valores de c_n sean algo más bajos. En este caso, convendría hacer un análisis detallado con el contenido de humedad inicial.

2- Ampliar el método propuesto para determinar la infiltración en 2D y 3D, y donde se incorpore aspectos como la evaporación, y la toma de agua por las raíces. La incorporación de estos aspectos servirá de gran ayuda a mejorar el entendimiento del riego y con ello mayor libertad de manejo. Además, estas funciones simplificadas pueden ser introducidas en programas de análisis del riego por superficie como WinSRFR, donde las funciones empíricas serán desplazadas en el futuro.

Su adecuado desarrollo puede exigir un importante contraste de resultados con datos experimentales y con otros modelos numéricos de simulación como Hydrus-3D. Quizás por ello, el planteamiento sea hacer primero propuestas sin considerar el efecto de la gravedad y, posteriormente, incluirlo. La definición y determinación de la sortividad y la tensión en el frente para dos y tres dimensiones parece perfectamente posible. La infiltración y redistribución en una dimensión con un ángulo de inclinación determinado, también puede ayudar para las futuras propuestas.

3.- Seleccionar y hacer propuestas prácticas para aplicar a los distintos tipos de riego. Se incluye todos los aspectos, desde la caracterización de las condiciones hidrofísicas del suelo como la determinación de láminas y su seguimiento a lo largo de la campaña.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES

6.1. Conclusiones

1. En esta tesis se ha desarrollado soluciones originales para el estudio y la estimación de la infiltración y de la redistribución de agua en el perfil del suelo. En cada una de estas soluciones, tal y como se describen en el capítulo 4, la formulación matemática se ha descrito de forma detallada, luego se ha evaluado su comportamiento en términos de precisión y eficiencia computacional con métodos numéricos ampliamente usados. El conjunto, junto con el software aportado, constituye una herramienta de utilidad.

6.1.1 En relación a las soluciones de infiltración

2. Con la metodología simplificada de integración de la ecuación de Richards propuesta se han obtenido unos buenos resultados en comparación con soluciones numéricas del modelo Hydrus-1D y para diferentes tipos de suelos. El cálculo se ha implementado en una pequeña rutina y su complejidad no es comparable con la integración de la ecuación de la infiltración. La limitación de considerar las hipótesis, un suelo homogéneo y un contenido de humedad en el perfil constante, puede ser asumida en muchos casos prácticos de riego.

3. La solución propuesta permite estimar la infiltración y la distribución de humedad en profundidad para cualquier instante de tiempo deseado sin necesidad de calcular los tiempos anteriores lo que puede tener unas ventajas de computación importantes.

4. Si únicamente interesa la lámina infiltrada y no la distribución de humedad, la expresión alternativa propuesta para este cometido, presenta ventajas tanto en tiempo de cálculo como incluso en precisión.

5. Resultados experimentales o expresiones empíricas de infiltración, con frecuencia, admiten ajustes a expresiones de infiltración que utilizan conceptos físicos racionales cuyo uso permite conocer mejor el suelo y, como consecuencia, prever mejor futuros resultados. Pero, aunque las distintas expresiones simplificadas pueden reproducir adecuadamente unas observaciones, los parámetros resultantes que representan los mismos conceptos, pueden resultar significativamente diferentes con cada una de ellas. Este resultado aconseja, por una parte, a usar los parámetros con la expresión que han sido ajustados y, por otra, a usar las expresiones menos simplificadas para extrapolar o prever los resultados para condiciones distintas a las ensayadas.

6. Se ha propuesto un método para caracterizar los parámetros de van Genuchten-Mualem de un suelo a partir de los datos de la curva de infiltración. Dado que puede haber muchos juegos de parámetros que ajusten adecuadamente, se ha supuesto que se conocen o determinan la porosidad o humedad a saturación y residual. Del análisis adimensional se concluye que dos parámetros independientes (la conductividad hidráulica a saturación K_s y la sortividad S) y el exponente m , permiten ajustes adecuados. La sortividad puede ser sustituida por otro parámetro como α , si se conoce el contenido de humedad inicial. Incluso, se ha observado que para distintos valores de m pueden obtenerse ajustes buenos, si bien, cada valor de m , lleva asociados unos valores de K_s y α , resultantes del ajuste, diferentes. Al aumentar m disminuye K_s y aumenta α . Por tanto, de querer discriminar también m , es conveniente conocer algún dato más a parte de los datos de infiltración en el tiempo y el contenido de humedad inicial. En este sentido, bien K_s o α , o bien la tensión de humedad para el contenido de humedad inicial del ensayo pueden servir.

No obstante, si hay falta de datos, el exponente m , puede estimarse con la relación que se ha obtenido de este, en los suelos de la base de datos de Carsel y Parrish, con la conductividad

hidráulica a saturación. En los suelos de la citada base de datos, también se ha encontrado una relación entre K_s y con el contenido de humedad inicial adimensional θ_0^* determinado para aprovechar los dos tercios del agua útil. De esta forma, el método se ha aplicado a las familias del NRCS para caracterizarlas.

Los parámetros aportados por el programa Rosetta a partir de los datos de textura y de densidad aparente produjeron una primera aproximación razonable, resultando la densidad aparente un parámetro fundamental. A continuación, la metodología propuesta permitió calibrar los parámetros para reproducir con más precisión las observaciones y ayudar a interpretar los resultados. La estimación junto con el contenido de humedad inicial de la tensión matricial correspondiente parece de gran interés.

7. La consideración de diferentes contenidos de humedad inicial en la infiltración se ha mostrado especialmente necesaria en suelos de texturas finas, para las familias del NRCS más bajas. A este respecto de cara a la previsión de resultados se hace necesaria su inclusión.

6.1.2 En relación a las soluciones de redistribución

8. La metodología propuesta para la infiltración pudo ser adaptada para el estudio de la redistribución y se comprobó su validez en términos de eficiencia computacional y precisión. Como consecuencia, la propuesta permite estudiar la distribución de humedad en el perfil para cualquier instante sin necesidad de calcular los instantes previos. En la solución, no se incorporó la extracción radicular.

9. El dispositivo de la columna de suelo utilizado en este trabajo parece viable, tanto para medir la infiltración acumulada, i_a , como para la redistribución de agua en el perfil del suelo. Además, ha servido para poder repetir los ensayos con condiciones sensiblemente similares. En ocasiones, pueden producirse caminos preferentes por los que, de llegar hasta los límites de la columna se producirían pérdidas que pueden ser difíciles de considerar de forma precisa, por ello, el procedimiento usado exige un cuidadoso seguimiento del ensayo.

10. Los resultados mostraron también que en el primer riego la capacidad de infiltración es más alta y está va disminuyendo en los sucesivos riegos. Los efectos a largo plazo pueden ser importantes, si bien, la preparación del suelo mediante el laboreo tendrá asimismo efectos determinantes. El suelo y la compactación seguramente no son uniformes como se ha considerado, no obstante, los parámetros de van Genuchten-Mualem, para caracterizar el suelo, permiten una buena adaptación para reproducir los resultados observados.

11. La tensión de $1/3$ atm o de forma aproximada $1/3$ bar, para la estimación de la capacidad de campo, parece elevada para todos de los casos estudiados, especialmente para los suelos de poros gruesos.

12. Se propone estimar la capacidad de campo en cada caso definiendo una velocidad del frente para considerarlo parado, un valor de 1 mm/d , se ha usado de referencia, siendo el tiempo que tarda en alcanzarse un valor asimismo de gran utilidad. Los resultados obtenidos parecen satisfactorios. Para facilitar su cálculo, se ha usado una propuesta todavía más simplificada, con contenido de humedad constante en profundidad y frente brusco, tipo Green-Ampt. Los resultados hasta ahora contrastados con el modelo Hydrus-1D parecen tener suficiente precisión práctica.

13. Para estudiar la evolución del contenido de humedad medio en el perfil y la profundidad alcanzada en función del tiempo durante la campaña se incorporó a la solución de la redistribución, tipo Green-Ampt, la extracción radicular. Estudiando un ejemplo, en el que se aplica más agua que la que evapotranspira el cultivo, se puso de manifiesto la importancia de considerar el incremento del contenido de humedad en los siguientes riegos lo que puede modificar la infiltración y su capacidad de campo.

7. Referencias

7.1. Referencias

- Barry, D.A., and Sander, G.C., 1991. Exact solutions for water infiltration with an arbitrary surface flux or nonlinear solute adsorption. *Water Resources Research* 27(10): 2667-2680.
- Bautista, E., Clemmens, A. J., Strelkoff, T. S., and Schlegel, J. 2009. Modern analysis of surface irrigation systems with WinSRFR. *Agricultural Water Management*, 96(7), 1146–1154.
- Bohne, K C., Roth F J., Leij F J., van Genuchten M.Th., 1995. Rapid method for estimating the unsaturated hydraulic conductivity from infiltration measurements. *Journal of Soil Science*. (155):237–244.
- Boltzmann, L., 1984. Zur integration der diffusionsgleichung bei variablen diffusioncoefficienten. *Ann. Physik [Leipzig]* 53 : 959 –964 / 225-238.
- Bouyoucos, GJ., 1927. The hydrometer as a new method for the mechanical analysis of soils. *Soil science*.23:343-352.
- Brakensiek, D.L. y Onstad, C.A., 1977. Parameter estimation of the Green and Ampt infiltration equation. *Water Resources Research*. 13:1009-1012.
- Brandt, A., Bresler, E., Diner, N., Ben-asher, J., Heller, J., Goldberg, D. 1971. Infiltration from a trickle source: I. Mathematical models. *Soil Science Society of America Proceedings*, 35: 675-682.
- Briggs, LY., y Shantz, HL., 1912. The relative wilting coefficient for different plants. *Bot.Gaz.* 53: 229-235.
- Broadbridge, P y White, I. 1988. Constant Rate Rainfall Infiltration: A Versatile Nonlinear Model 1. Analytic Solution. *Water Resources Research* 24(1): 145-154
- Brooks, R.H y Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. Colorado state university. Hydrology paper, N03, p27.
- Bruce, R.R., Klute, A., 1956. The measurement of soil water diffusivity. *Soil Science*, 20:458-462.
- Brutsaert, W., 1977. Vertical infiltration in dry soil. *Water Resources Research* 13: 363-368.
- Buckingham, E., 1907. Studies on the movement of soil moisture. Bull. 38. U. S. Dept. of Agr. Bureau of Soils, Washington, D. C.
- Burt R., 2004. Soil Survey Laboratory Methods Manual. Soil Survey Investigations Report No. 42. Version 4.0. Natural Resources Conservation Service. United States Department of Agriculture. 700p.
- Carsel, R. and Parrish, R., 1988. Developing joint probability of soil water retention characteristics. *Water Resources Research*. 24(5), 755-769.
- Chen, C.L., 1970. Surface irrigation using kinematic-wave method. *Journal of the Irrigation and Drainage Division*, 96(IR 1), 39-48,
- Childs, E C y Collis-George, N., 1950. The permeability of porous materials, *Proc. of Royal Soc. London. England. Series A*, v-200, pp.392.
- Childs, E.C. and Bybordi, M., 1969. The vertical movement of water in stratified porous material 1. Infiltration. *Water Resources Research* 5(2): 446-459.

- Chong, S.K., 1983. Calculation of sorptivity from constant-rate rainfall infiltration measurement. *Soil Science Society of America*, 47:627-630.
- Clemmens, A.J., 1983. Infiltration equations for border irrigation. *Proc., Nat. Conf. on Adv. in Infiltration*, Am. Soc. of Agric. Engrs., St. Joseph, Michigan, pp. 266.
- Colman, E. A., 1944. The dependence of field capacity upon the depth of wetting of field soils. *Soil Science* 58: 43-50.
- Corey, A., 1977. *Mechanics of heterogeneous fluids in porous media*. Water Resources Publications, Fort Collins. CO.
- Corradini, C., Melone, F., and Smith, R.E. 1994. Modeling infiltration during complex rainfall sequences. *Water Resources Research*, 30(10), 2777– 2784.
- Corradini, C., Melone, F., and Smith, R. E., 1997. A unified model for infiltration and redistribution during complex rainfall patterns. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, 192, 104–124.
- Crafts, A. S., H. B. Currier and C. R. Stocking. 1949. *Water in the physiology of plants*. Chronica Botanica Company, Waltham, Massachusetts.
- Darcy, H. 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- FAO., 2012. "Organización de las naciones unidas para la alimentación y la agricultura". Superficie equipada para l'irrigation. <http://www.fao.org/nr/water/aquasat/main/indexextra.stm>
- Feddes, R.A., Kabat, P., Van Bakel, P.J.T., Bronswijk, J.J.B., Halbertsma, J., 1988. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone, State of the art, *Journal of Hydrology*, (100): 69-111.
- Gardner, W.R., Hillel, y Benyamini, Y. 1970. Post-irrigation movement of soil water 1. Redistribution. *Water Resources Research*, 6(3), 851-861.
- Gottardi, G., Venutelli, M., 1992. Moving finite element model for one-dimensional infiltration in unsaturated soil. *Water Resources Research*, 28(12), 3259-3267.
- Gowdsh, L., y Muñoz-Carpena R., 2009. An improved Green–Ampt infiltration and redistribution method for uneven multi storm Series. *Vadose Zone Journal*. 8:470–479.
- Green W H., Ampt G A., 1911. Studies in soil physic, I: the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science*. 4: 1-24.
- Haverkamp, R., Parlange, JY., 1986. Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: I. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*.142, 325-339.
- Haverkamp, R., Ross PJ., Smettem, KRJ y Parlange, JY., 1994. Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research* 30, 2931–2935.
- Haverkamp, R., Reggiani, P., Ross, PJ y Parlange J-Y. 2002. Physical based water retention prediction models. In *Methods of Soil Analysis*, part 4, Physical Methods, Dane, JH and Clarke, G.C.(Eds), Soil Science Society of America Book series, Soil Sci. Soc. Am. Inc., Madison, WL,pp.762-777.
- .Hayek, M., 2016. Analytical solution to transient Richards' equation with realistic water profiles for vertical infiltration and parameter estimation. *Water Resources Research*. Vol 52, 4438-4457.
- Hillel, D., 1998. *Environmental soil physics*. Academic Press. New York. USA

- Isidoro D., Quílez D., Aragüés R., 2006. Environmental Impact of Irrigation in La Violada District (Spain): I. Salt Export Patterns, *Journal of Environmental Quality* (35): 766-775.
- Israelsen O.W., y West F.L., 1922. Water holding capacity of irrigated soils. *Utah State Univ. Agric. Exp. Sta. Bull.*:183.
- Jamison, V.C., 1956. Pertinent factors governing the availability of soil moisture to plants. *Soil Science* 81: 459-471.
- Juana, L., 1993. Sensibilidad del riego por superficie a variables y parámetros de proyecto y operación. Tesis Doctoral, E.T.S.I. Agrónomos. Universidad Politécnica de Madrid.
- Jury, W.A., Gardner W.R, Tammer C.B, y Staffingna.P. 1976. Model for predicting movement of nitrate and water through a loamy sand . *Soil Sci.*122: 36-43
- Jury, W.A., Gardner W.R, y Gardner W.H. 1991. *Soil physics*. 5th ed. John Wiley & Sons, New York
- Jury, W.A y Horton, R., 2004. *Soil physics*. John Wiley and Sons, Hoboken, New York. USA.
- Kool, J.B., Parker, J.C and van Genuchten, M.T., 1987. Parameter estimation for unsaturated flow and transport models: A review. *Journal of Hydrology*, 91:255-293.
- Legates, D.R. and McCabe, Jr., G.J., 1999. Evaluating the use of "goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydro climatic model validation. *Water Resources Reseach.*35; 233-241.
- Loveday, J. (Ed)., 1974. *Methods for analysis of irrigated soils*. Tech.Communi.No.54, Commonwealth Bureau of soils, Farnham Royal, UK.
- Martín de Santa Olalla Mañas, F.; De Juan Valero, J. A., 1993. *Agronomía del riego*. Mundi-Prensa, Madrid
- McCord J.T., 1991. Application of second-type boundaries in unsaturated flow modelling. *Water Resources Research*, 27(12), 3257-3260.
- McCuen, R. H., W J. Rawls, and D. L. Brakensiek., 1981. Statistical analysis of the Brooks-Corey and the Green-Ampt parameters across soil textures, *Water Resources. Research*, 17, 1005-1013,
- Mein, R.G., Larson, C.L., 1973. Modeling infiltration during a steady rain. *Water Resources Research*. 9 (2), 384–394.
- Mezencev, V.J., 1948. Theory of infiltration of the surface runoff. (In Russian) *Meteorol. Girdol.*3:33-40.
- Mualem Y. 1976. A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resource Journal* (12): 513-522.
- Nachabe, M.H., 1998. Refining the definition of field capacity in the literature. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering ASCE*, Vol. 124 (4): 230-232.
- Narasimhan, T.N., Witherspoon, P.A., 1976. An integrated finite differences method for analyzing fluid flow in porous media. *Water Resources Research* 12(1), 57-64.
- Neuman, S.P., 1973. Saturated-insaturated seepage by finite elements. *Proc. ASCE, J. Hydraul. Div.* 99, (HY12), 2233-2250.

- Neuman S.P., 1976. Wetting front pressure head in the infiltration model of Green and Ampt. *Water Resources Research*, (12): 564-565.
- Nielsen, D.R., Van Genuchten, M. Th. and Biggar, J.W., 1986. Water flow and solute transport processes in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 22: 89S-108S.
- Ogden F.L., Saghafian B., 1997. Green and Ampt infiltration with redistribution. *Journal of Irrigation and Drainage*, 123 (5): 386-393.
- Parlange, J.-Y., 1971. Theory of water movement in soils, 1, One-dimensional absorption, *Soil Science*, 111, 134–137.
- Parlange, J.-Y., 1975. A Note on the Green and Ampt equation. *Soil science* 119(6): 466-467.
- Parlange, J.-Y., Haverkamp, R., and Touma, J., 1985. Infiltration under ponded conditions: 1. optimal analytical solution and comparison with experimental observations. *Soil Science* 139(4): 305-311.
- Parlange J.Y 1991. Exact solution for nonlinear, no hysteretic redistribution in vertical soil of finite depth. *Water Resources Research*: 1529–1536.
- Philip, J.R., 1957. The theory of infiltration: 5. The influence of the initial moisture content. *Soil Science Journal* (84): 329-339.
- Philip, J.R., 1958. The theory of infiltration: Effect of water depth over soil. *Soil Science journal*, (85): 278-286.
- Philip, J.R. 1969. *Theory of Infiltration*. *Advances in hydro science* (5): 215-296. Academic Press, New York, NY.
- Philip, J.R., 1991. Horizontal redistribution with capillary hysteresis, *Water Resources Research* 27, 1459-1469.
- Playan, E., Merkley, G.P., y Walker, W.R., 1992. "B2D. Two-dimensional basin irrigation simulation model". *Irrigation software engineering*. Division department of Biological and irrigation engineering. UTAH State University. Logan Utah 84322-4105.
- Rawls, W.J., Brakensiek D.L y Saxton. K.E., 1982. Estimation of soil water properties. *Trans. ASAE* 25:1316–1320
- Rawls, W.J., y Brakensiek, D.L., 1985. Prediction of soil water properties for hydrologic modelling. p. 293–299. In E.B. Jones and T.J. Ward (Ed.) *Proc. Symp. Watershed Management in the Eighties*, Denver, CO. 30 Apr.–1 May 1985. Am. Soc. Civil Eng., New York.
- Richards, L.A., 1931. Capillary conduction of liquids in porous mediums. *Physics* 1, 318–333.
- Ross, P.J., y Parlange, J.Y., 1994. Comparing exact and numerical solutions of Richards equation for one-dimensional infiltration and drainage. *Soil Science journal*. 157:341-4.
- Sakkas J.G., Strelkoff T., 1973. Dam break flood in prismatic dry channel. *Journal Hyd. Div. ASCE* 99 (12) 2195-2216.
- Salvucci, G.D., 1996. Series solutions for Richards equation under concentration boundary conditions and uniform initial conditions. *Water Resources Research*, 32: 2401-2407.

- Sayah Boumediene y Juana Luis., 2013. Análisis de la redistribución de agua. Propuesta para una solución analítica simplificada. Comunicación en el: "XXXI Congreso Nacional de Riegos", 18-20 Junio, Orihuela, España.
- Sayah, B., Gil-Rodríguez, M. and Juana, L., 2016. Development of one-dimensional solutions for water infiltration. Analysis and parameters estimation. *Journal of Hydrology*, vol (535): 226-234.
- Schaap M.G, Leij F.J, y van Genuchten M.Th., 2001. Rosetta: a computer program for estimating soil hydraulic parameters with hierarchical pedotransfer functions. *Journal of Hydrology* (251): 163-176.
- Sharma, M.L., Gander, G.A, y. Hunt, C.G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hydrology*. 45:101-122.
- Skaggs, R.W., y Khaleel, R. 1982. Infiltration. p. 121–166. In C.T. Haan *et al.* (ed.) *Hydrologic modelling of small watersheds*. ASAE Monogr. 5. ASAE, St. Joseph, MI.
- Simmons, C.S., Nielsen, D.R., y. Biggar, J.W. 1979. Scaling field measured soil-water properties, II, Hydraulic Conductivity and Flux, *Hilgardia*, 47, 103-173,
- Sisson J.B., 1987. Drainage from layered field soils: Fixed gradient models. *Water Resources Research*, 23(11), 2071-2075.
- Šimůnek, J., Huang, K., y. van Genuchten, M.Th., 1998. The HYDRUS code for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 6.0, Research Report No. 144, U.S. Salinity Laboratory, USDA-ARS, Riverside, California, 164pp.
- Šimůnek, J., van Genuchten, M.Th., Šejna, M., 2005. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Report document Version (4.14), EEUU: 239pp.
- Smith, R.E., Corradini, C, y Melone, F. 1993. Modeling infiltration for multistorm runoff events. *Water Resour. Res.* 29:133–144.
- Swartzendruber, D., y. Youngs, E.G. 1974. A comparison of physically-based infiltration equations (Note) *Soil Science*. 117 (3): 165-167.
- Swartzendruber, D. and Clague, F.R. 1989. An inclusive infiltration equation for downward water entry into soil. *Water Resources Research* 25 (4): 619-626.
- Szymkiewicz, A., 2013. Modeling water flow in unsaturated porous media: Accounting for nonlinear permeability and material heterogeneity. Springer, 237 pp.
- Taghavi, S.A., Marino, M.A., Rolston, D.E., 1984. Infiltration from a trickle irrigation source. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*. 110(2), 331-341.
- USDA, 1974. "National Engineering Handbook, Section 15, Chapter 4, Border irrigation". National Technical Information Service, Washington, DC.
- USDA, 2006. "NRCS National Engineering Handbook, Part 623 Irrigation, Chapter 4: Surface Irrigation". Natural resources conservation service, USDA.
- USDA, Agricultural Research Service, Arid-Land Agricultural Research Center., 2009 "WinSRFR version 3.1", 21881 North Cardon Lane, Maricopa, AZ 85238.

- 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.
- Veihmeyer, F.J and Hendrickson, A.H., 1927. Soil moisture conditions in relation to plant growth. *Plant Physiology* (2):71-82.
- Veihmeyer, F.J and Hendrickson, A.H., 1949. Methods of measuring field capacity and wilting percentages of soils. *Soil Sci.*, 68:75-94, 1949.
- Vogel T, M Th van Genuchten, M Cislérova., 2001. Effect of the shape of the soil hydraulic functions near saturation on variably-saturated flow predictions. *Advances in Water Resources*, 24:133-144.
- Walker, W.R., 1989. Guidelines for designing and evaluating surface irrigation systems. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Roma, p. 137.
- Walker, W.R., 2003. SIRMOD III. Surface irrigation simulation. Evaluation and design. Utah State University. Logan, Utah, USA. 146P.
- Walker, W.R., Prestwich, C., Spofford, T., 2006. Development of the revised USDA - NRCS intake families for surface irrigation. *Agricultural Water Management*. 85 (1–2), 157–164.
- Warrick, A.W., 2003. *Soil Water Dynamics*, Oxford Univ. Press, New York.
- Youngs, E.G., 1968. An estimation of sorptivity for infiltration studies from moisture moment considerations. *Soil Science*. (106)157-163.

8. Anexos

8.1. Anexo I. Programas informáticos para la determinación de la sortividad, la infiltración vertical, y la redistribución de agua en el perfil del suelo.

Las soluciones propuestas fueron codificadas en Visual Basic para ser usados en hojas de cálculo de Excel.

8.1.1. La sortividad.

Function sorptivitySGJ12(data, qo, data2)

'SYMBOLS

'q is moisture content, se is effective saturation

'Data is column vector, qo is initial moisture content, Data2 is column vector

'Starting with the symbol e most exponents

'INPUT

'Hydraulic properties of simulated soils, van Genuchten-Mualem parameters

qr = data(1, 1):

qs = data(2, 1):

a = data(3, 1):

en = data(4, 1):

ks = data(5, 1):

el = data(6, 1):

em = data(7, 1)

'Integration options

'0 default option

'N number of intervals calculation

'Ns number of intervals to show

opc = data2(1, 1): N = data2(2, 1): Ns = data2(3, 1):

'Declaration of the OUTPUT MATRIX

Dim usol(-1 To 10000, 1 To 2) As Double

'CALCULATIONS

'B is Boltzmann variable

If qo = 0 Then qo = qr

```

q = qo:
se = (q - qr) / (qs - qr):
If se > 0 Then h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a Else h = 0
k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
If N = 0
Then If opc = 0 Then N = 200 * Int(2 / em + 1) Else N = 200 * Int(10 / em + 1)
If Ns = 0 Then Ns = 100
If opc = 0
Then dqo = (qs - qo) / (N * (N + 1) / 2) Else If opc = 1 Then dqf = (qs - qo) / N
ho = h: ii = N / Ns: bn = 1
Do
    If bnmax > 0 Then bn = (bnmax + bnmin) / 2 Else bn = bn * 2
    i = N: dq = (1 - opc) * dqo * i + opc * dqf
    b = bn: SBdq = b * dq: q = qo: h = ho: j = 0: cont = cont + 1
For i = N - 1 To 0 Step -1
    ha = h: q = q + dq: If i = 0 Then q = qs
    se = (q - qr) / (qs - qr): If se > 0 Then h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a Else h = 0
    k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
    b = b + 2 * k * (h - ha) / SBdq: SBdq = SBdq + b * dq
    dq = (1 - opc) * dqo * i + opc * dqf
    If i / ii = Int(i / ii) Then j = j + 1: usol(j, 1) = b: usol(j, 2) = q
    If b < -0.001 Then i = 0
Next i
If b > 0 Then bnmax = bn Else bnmin = bn
Loop While Abs(b) > 0.000000001 And cont < 1000
usol(0, 1) = bn: usol(0, 2) = qo
usol(-1, 1) = SBdq: usol(-1, 2) = cont / 1000

'OUTPUT
sorptivitySGJ12 = usol:
End Function

```

8.1.2. Determinación de la sortividad adimensional.

Function asortividad1(em, qo)

qr = 0

qs = 1

a = 1

en = 1 / (1 - em)

ks = 1

el = 0.5

N = 1000 / em + 100

dq = (qs - qo) / N

q = qo

se = (q - qr) / (qs - qr)

h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a

k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2

ho = h

bn = 10

Do

bn = Abs(bn - B / 10)

B = bn

SB = B

q = qo: h = ho

For i = N - 1 To 0 Step -1

ha = h

q = q + dq: If i = 0 Then q = qs

se = (q - qr) / (qs - qr)

h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a

k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2

B = B + 2 * k * (h - ha) / dq / SB

SB = SB + B

Next i

Loop While Abs(B) > 0.0000000000001

asortividad1 = SB * dq

End Function

8.1.3. Expresión para determinar la infiltración acumulada y la distribución del contenido de agua en el perfil del suelo (Expresión 57 en esta tesis)

```

Function infiltrationSGJ20(t, data, qo, S, data2)
'Symbols, see Function SorptivitySGJ12
Dim ysol(-1 To 10000, 1 To 2) As Double
qr = data(1, 1): qs = data(2, 1)
a = data(3, 1): en = data(4, 1):
ks = data(5, 1): el = data(6, 1):
em = data(7, 1)
opc = data2(1, 1): N = data2(2, 1): Ns = data2(3, 1): If qo = 0 Then qo = qr
q = qo: se = (q - qr) / (qs - qr): If se > 0 Then h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a Else h = 0
k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
If N = 0 Then If opc = 0 Then N = 200 * Int(2 / em + 1) Else N = 200 * Int(10 / em + 1)
If Ns = 0 Then Ns = 100
If opc = 0 Then dqo = (qs - qo) / (N * (N + 1) / 2) Else If opc = 1 Then dqf = (qs - qo) / N
ii = N / Ns: F = FSGJ22(t, S, ks, em)
ho = h: ko = k: bn = 1: cont = 0: bmax = 0: bmin = 0
Do
    If bnmax > 0 Then bn = (bnmax + bnmin) / 2 Else bn = bn * 2
    i = N: dq = (1 - opc) * dqo * i + opc * dqf
    b = bn: SBdq = b * dq: q = qo: h = ho: j = 0: cont = cont + 1
For i = N - 1 To 0 Step -1
    ha = h: q = q + dq: If i = 0 Then q = qs
    se = (q - qr) / (qs - qr): h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a
    k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
    dB = 2 * k * (h - ha) / (SBdq * (1 + F) - 2 * Sqr(t) * k)
    If dB <= 0 Then b = b + dB: SBdq = SBdq + b * dq Else b = -1: i = -1
    dq = (1 - opc) * dqo * i + opc * dqf
    If i / ii = Int(i / ii) Then j = j + 1: ysol(j, 1) = b * Sqr(t): ysol(j, 2) = q
Next i
    If b > 0 Then bnmax = bn Else bnmin = bn
Loop While (Abs(bnmax - bnmin) > 0.000000001 Or Abs(b) > 0.000000001) And cont < 1000
    ysol(0, 1) = bn * Sqr(t): ysol(0, 2) = qo
    ysol(-1, 1) = SBdq * Sqr(t): ysol(-1, 2) = cont / 1000
infiltrationSGJ20 = ysol
End Function

```

8.1.4. Función de ajuste propuesta F (expresión 59 en esta tesis)

Function FSGJ22(t, S, ks, em)

te = (S / ks) ^ 2: ta = t / te: med = 0.7 + 0.2 * em: sigm = 0.8 + 1.3 * em

FSGJ22 = Application.NormSDist((Log(ta + Sqr(ta)) - med) / sigm)

End Function

8.1.5. Expresión para determinar la infiltración acumulada sin la distribución de agua en el perfil del suelo. (Expresión 62 o 63 en esta tesis)

Function infiltrationSGJ25(vt, S, ks, em)

'Symbols, see Function SorptivitySGJ12

'vt is column vector with the desired times in increasing order

te = (S / ks) ^ 2: lae = ks * te

Dim via(1 To 1000, 1 To 1) As Double, F As Double, Ft As Double, Fta As Double, sum As Double

loto = -6: lotf = 10: i = 1: sum = 0

Do While vt(i) > 0

For lot = loto To lotf Step 0.01

ta = t: Fta = Ft: t = 10 ^ lot

If t > vt(i) / te And ta < vt(i) / te Then

F = FSGJ22(vt(i), S, ks, em): Ft = F / (vt(i) / te)

If F < 0.99999 Then Sumlf = sum + 1 / 4 * (Fta + Ft) * (vt(i) / te - ta) Else Sumlf = sum + 1 / 2 * Log(vt(i) / te / ta)

via(i, 1) = lae * Sqr(vt(i) / te) * Exp(Sumlf): i = i + 1

End If

F = FSGJ22(t * te, S, ks, em): Ft = F / t

If F < 0.99999

Then sum = sum + 1 / 4 * (Fta + Ft) * (t - ta) Else sum = sum + 1 / 2 * Log(t / ta)

Next lot

Loop

infiltrationSGJ25 = via

End Function

8.1.6 Función de la redistribución de agua en el perfil de agua en el suelo.

```
Function redistributionSJi(datos, t, qo, ia, cn, tr, Fi, data2)
    Dim qsol(-1 To 1000, 1 To 2) As Double
    qr = datos(1, 1)
    qs = datos(2, 1)
    a = datos(3, 1)
    en = datos(4, 1)
    ks = datos(5, 1)
    el = datos(6, 1)
    em = datos(7, 1)
    N = data2(1, 1): Ns = data2(2, 1): dB = data2(3, 1)

    If N = 0 Then N = 100 * Int(5 / em + 20)
    If Ns = 0 Then Ns = 100
    If dB = 0 Then dB = Int(3 * ia / Sqr(t) / N / (qs - qo) * 10000) / 10000
    ccn = 1 - cn
    'If cn = 0 Then ccn = (0.23 + 0.45 * em):
    'ccn = ccn * (1 - 0.2 * ccn / ((t / tr) + 0.2))

    q = qo
    se = (q - qr) / (qs - qr)
    h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a
    k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
    ho = h: ko = k

    cont = 0
    hmax = ho: hmin = 0

    Do
        qmaxb = 0
        he = (hmax + hmin) / 2
        h = he
        se = (1 + (a * h) ^ en) ^ (-em): q = se * (qs - qr) + qr
        bn = ia / Sqr(t) / (q - qo)
        If bn > 1.5 * ia / Sqr(ia / ks) / (qs - qo) Then bn = 1.5 * ia / Sqr(ia / ks) / (qs - qo)
```



```

b = 0
SqB = 0: ssor = 0
For i = 1 To N
    b = i * dB
    se = (1 + (a * h) ^ en) ^ (-em)
    q = se * (qs - qr) + qr
    k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
    'dh = dB / k * (B * ccn / 2 / bn * (ia / Sqr(t) + q * B - SqB) - Sqr(t) * k)

    fm1 = ccn * b / bn + (1 + Fi - ccn * b / bn) * 0.01 / ((t / tr) - 1 + 0.01)
    dh = dB / k * (fm1 / 2 * ((ia - ko * t) / Sqr(t) + q * b - SqB) - Sqr(t) * (k - ko))
    h = h + dh

    If h > ho Then h = ho
    If h < 0 Then
        If h < -0.1 Then h = ho Else h = 0
    End If
    If q > qmaxb Then qmaxb = q
    SqB = SqB + q * dB
    ssor = ssor + (q - qo) * dB

Next i

'If h >= ho Then hmax = he Else hmin = he
If ssor > ia / Sqr(t) Then hmin = he Else hmax = he
cont = cont + 1

Loop While Abs(hmax - hmin) > 0.0000000000001 And cont < 100
    b = 0
    SqB = 0
    If ssor < ia / Sqr(t) Then dba = (ia / Sqr(t) - ssor) / (qmaxb - qo)

    j = 0
    h = hmax: se = (1 + (a * h) ^ en) ^ (-em): q = se * (qs - qr) + qr
    dii = Int(N / Ns)
    qsol(0, 1) = q: qsol(0, 2) = 0
For i = 1 To N
    b = i * dB
    se = (1 + (a * h) ^ en) ^ (-em)
    q = se * (qs - qr) + qr

```

```

If q > qo * 1.001 Then bnf = b2
k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2

fm1 = ccn * b / bn + (1 + Fi - ccn * b / bn) * 0.01 / ((t / tr) - 1 + 0.01)
dh = dB / k * (fm1 / 2 * ((ia - ko * t) / Sqr(t) + q * b - SqB) - Sqr(t) * (k - ko))

h = h + dh

If h > ho Then h = ho
If h < 0 Then
    If h < -0.1 Then h = ho Else h = 0
End If

SqB = SqB + q * dB

If i / dii = Int(i / dii) Then
    j = j + 1
    If dh > 0 Then b2 = b + dba Else b2 = b
    qsol(j, 1) = q: qsol(j, 2) = b2
End If
Next i

qsol(Ns, 1) = qo
qsol(-1, 1) = qsol(0, 1): qsol(-1, 2) = bnf
redistributionSJi = qsol

End Function

```

8.1.7. Función para la determinación del frente de humectación según Neuman

```
Function hfNeuman(datos, qo, q1, N)
    qr = datos(1, 1): qs = datos(2, 1)
    a = datos(3, 1): en = datos(4, 1)
    ks = datos(5, 1): el = datos(6, 1)
    em = datos(7, 1)
    If N = 0 Then N = 1000

    Sum = 0
    q = qo: se = (q - qr) / (qs - qr)
    h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a
    k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
    dq = (q1 - qo) / N

    For i = 1 To N
        ha = h: ka = k
        q = q + dq
        se = (q - qr) / (qs - qr): If se > 1 Then se = 1
        h = (se ^ (-1 / em) - 1) ^ (1 / en) / a
        k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
        Sum = Sum + (k + ka) / 2 * (ha - h)
    Next i
    hfNeuman = Sum / k
End Function
```

8.1.8. Función para la determinación del contenido de humedad correspondiente a una velocidad del flujo u y con una determinada lámina aplicada

```
Function qparauGA(datos, qo, ia, up)
    qr = datos(1, 1)
    qs = datos(2, 1)
    a = datos(3, 1)
    en = datos(4, 1)
    ks = datos(5, 1)
    el = datos(6, 1)
    em = datos(7, 1)

    qmin = qo: qmax = qs
```

```

q = qo
Do
  qa = q
  q = (qmax + qmin) / 2: se = (q - qr) / (qs - qr)
  k = ks * se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
  hf = hfNeuman(datos, qo, q, 0)
  u = k * (hf / ia + 1 / (q - qo))
  If u > up Then qmax = q Else qmin = q
Loop While Abs(q - qa) > 0.0000001
qparauGA = q
End Function

```

8.1.9. Función para calcular la integral $IR(\theta)$.

```

Function IRQGAA(q, qo, em, N)
  se = q: seo = qo: el = 0.5
  If N = 0 Then N = 1000
  dse = (1 - se) / N
  k = se ^ el * (1 - (1 - se ^ (1 / em)) ^ em) ^ 2
  Sum = 0
  For i = 1 To N
    sea = se: ka = k
    se = se + dse: If se > 1 Then se = 1
    Sum = Sum + dse / ((k + ka) / 2 * (se - seo))
  Next i
  IRQGAA = Sum
End Function

```

8.1.10. Determinación de la infiltración acumulada con la solución de Green Ampt.

```

Function iaGA(t, ks, hf, dq)
  Do
    iaa = ia
    ia = (t + hf * dq / ks * Log(ia / hf / dq + 1)) * ks
  Loop While Abs(ia - iaa) > 0.0000000000001
  iaGA = ia
End Function

```

8.2 Anexo II. Parámetros de los suelos usados en esta tesis

8.2.1 Valores de la capacidad de campo θ_{FC} , punto de marchitez θ_{WP} , agua útil A_u , lámina aplicada H_r , y el contenido inicial de humedad θ_0 , que resultarían para los suelos de referencia de la base de datos de Carsel y Parrish, 1988, con los parámetros de Mualem-van Genuchten, de usar los valores de referencia comentados arriba.

Suelo	Sand	Loamy Sand	Sandy Loam	Sandy Clay Loam	Loam	Silt Loam	Clay Loam	Silt	Clay	Sandy Clay	Silty Clay Loam	Silty Clay
θ_r	0.045	0.057	0.065	0.10	0.078	0.067	0.095	0.034	0.068	0.10	0.089	0.07
θ_s	0.43	0.41	0.41	0.3900	0.43	0.45	0.41	0.46	0.38	0.38	0.43	0.36
α (1/cm)	0.145	0.124	0.075	0.059	0.036	0.02	0.019	0.016	0.008	0.027	0.01	0.005
n	2.68	2.28	1.89	1.4800	1.56	1.41	1.31	1.37	1.09	1.23	1.23	1.09
K_s (cm/min)	0.4950	0.2432	0.0737	0.0218	0.0173	0.0075	0.0043	0.0042	0.0033	0.0020	0.0018	0.0003
m	0.627	0.561	0.471	0.324	0.359	0.291	0.237	0.270	0.083	0.187	0.187	0.083
θ_{FC}	0.0455	0.0599	0.0841	0.1681	0.1634	0.2374	0.2676	0.2550	0.3462	0.2657	0.3363	0.3363
θ_{WP}	0.0450	0.0570	0.0656	0.1110	0.0882	0.1035	0.1491	0.0894	0.2701	0.1698	0.1959	0.2659
θ_0	0.0452	0.0580	0.0718	0.1300	0.1133	0.1481	0.1886	0.1446	0.2955	0.2018	0.2427	0.2894
A_u (cm/m)	0.0539	0.2867	1.8439	5.7087	7.5164	13.3982	11.8529	16.5608	7.6051	9.5871	14.0418	7.0390
H_r (cm/m)	0.0359	0.1912	1.2292	3.8058	5.0109	8.9321	7.9019	11.0405	5.0701	6.3914	9.3612	4.6927

8.2.2. Según Rawls et al (1982)

Suelo	Numero de muestras	Porosidad total ϕ	θ_r	θ_s	α	$n(\lambda)$	K_s (cm/min)	θ_{FC}	θ_{WP}
Sand	762	0,437	0,02	0,417	0,138	0,592	0,350	0,091	0,033
Loamy sand	338	0,437	0,035	0,401	0,115	0,474	0,102	0,125	0,055
Sandy loam	666	0,453	0,041	0,412	0,068	0,322	0,043	0,207	0,095
loam	383	0,463	0,027	0,434	0,090	0,220	0,022	0,270	0,117
Silt loam	1206	0,501	0,015	0,486	0,048	0,211	0,011	0,330	0,133
Sandy clay loam	498	0,398	0,068	0,33	0,036	0,250	0,007	0,255	0,148
Clay loam	366	0,464	0,075	0,39	0,039	0,194	0,004	0,318	0,197
Silty clay loam	689	0,471	0,04	0,432	0,031	0,151	0,003	0,366	0,208
Sandy clay	45	0,43	0,109	0,321	0,034	0,168	0,002	0,339	0,239
Silty Clay	127	0,479	0,056	0,423	0,029	0,127	0,002	0,387	0,250
Clay	291	0,475	0,09	0,385	0,027	0,131	0,001	0,396	0,272

8.2.3. Según las Familias de Infiltración (S.C.S)

Familias de infiltración			
IF (pulg/hora)	k (mm/h ^{1/a})	a	c (mm)
0,05	6,698	0,618	7
0,1	9,281	0,661	7
0,15	11,506	0,683	7
0,2	13,587	0,699	7
0,25	15,664	0,711	7
0,3	17,657	0,72	7
0,35	19,656	0,729	7
0,4	21,63	0,736	7
0,45	23,572	0,742	7
0,5	25,528	0,748	7
0,6	29,326	0,757	7
0,7	33,154	0,766	7
0,8	36,911	0,773	7
0,9	40,668	0,779	7
1	44,426	0,785	7
1,5	60,164	0,799	7
2	75,268	0,808	7
3	103,101	0,816	7
4	129,208	0,823	7

Kostiakov	
K (mm/h ^{1/a})	a
9,37	0,556
12,558	0,595
15,25	0,615
17,712	0,629
20,132	0,64
22,423	0,648
24,696	0,656
26,918	0,662
29,084	0,668
31,248	0,673
35,403	0,682
39,537	0,689
43,548	0,696
47,518	0,701
51,453	0,707
67,602	0,719
82,708	0,727
109,783	0,735
134,516	0,741

8.4 Anexo III. Prueba de infiltración realizada en el laboratorio.

Fracciones i	Suelo (g)	Distancia (cm)	Densidad aparente ρ
1	2500	20	1,110
2	2500	19,5	1,139
3	2450	20	1,088
4	2500	20	1,110
5	2500	20,4	1,088
6	2500	20,4	1,088
7	2500	20,4	1,088
8	1200	8,93	1,193
Total	18650	149,6	

Diámetro interno del tubo de infiltración (cm)	11,98
contenido de humedad inicial (cm)	0,11

Fecha de la captura de la foto	Tiempo (min)	Lectura en el tubo (cm)	Lectura en el suelo (cm)	Infiltración acumulada i_a , (cm)
05/08/2014 8:39	0,0	5,3	30,3	0
05/08/2014 8:40	1,3	5,8		0,453
05/08/2014 8:41	1,6	5,95		0,589
05/08/2014 8:42	2,6	6,1		0,724
05/08/2014 8:44	5,1	6,44		1,032
05/08/2014 8:46	7,2	6,78		1,340
05/08/2014 8:50	11,1	7,1		1,630
05/08/2014 9:00	21,3	8,2		2,626
05/08/2014 9:15	36,3	9,24		3,568
05/08/2014 9:29	49,8	10,3		4,528
05/08/2014 9:44	64,7	11,2		5,343
05/08/2014 10:05	86,1	12,5		6,520
05/08/2014 10:34	115,3	14,1		7,969
05/08/2014 10:52	133,0	15,2		8,965
05/08/2014 11:10	151,4	16,1		9,780
05/08/2014 11:40	181,0	17,3		10,866
05/08/2014 12:19	220,1	18,9		12,315
05/08/2014 13:18	279,4	21,1		14,307
05/08/2014 15:05	386,2	24,1		17,024
05/08/2014 15:51	432,2	25,15		17,974
05/08/2014 16:40	480,6	26,4		19,106
05/08/2014 17:22	523,2	27,2		19,831
05/08/2014 18:30	591,2	28,7		21,189
05/08/2014 19:39	659,9	30,3	91,5	22,638