

UNIVERSIDAD DE LA REPÚBLICA

FACULTAD DE AGRONOMÍA

VARIABILIDAD ESPACIAL DE LA INFILTRACIÓN EN TRES TIPOS DE  
SUELOS, EN PLANTACIONES DE CÍTRICOS CON RIEGO, EN EL LITORAL  
NORTE DEL PAÍS

por

Néstor Daniel LÓPEZ OLID

TESIS presentada como uno de  
los requisitos para obtener el título  
de Ingeniero Agrónomo

MONTEVIDEO  
URUGUAY  
2014

Tesis aprobada por:

Director:

---

Ing. Agr. Alvaro Otero

---

Ing. Agr. Carmen Goñi

---

Ing. Agr. Mario García

---

Ing. Agr. Juan Carlos Diez

Fecha: 2 de setiembre de 2014

Autor:

---

Néstor Daniel López Olid

## AGRADECIMIENTOS

A Dios por darme cada día las fuerzas y el entusiasmo necesario para poder realizar la tesis.

Al Ing. Agr. Alvaro Otero, investigador e integrante del programa de citricultura de INIA Salto Grande, director de la tesis, por su apoyo y colaboración a lo largo de todo el período del trabajo.

A Ing. Ag. Mario García por su contribución y sugerencia en la realización de la tesis.

Al Ing. Agr. Juan Carlos Diez por poner a disposición la empresa citrícola MILAGRO S. A. para la realización del trabajo de campo.

A Ings. Agrs. Carmen Goñi y Carla Ocaño, y a funcionarios de INIA Salto Grande por su aporte desinteresado en la realización del trabajo.

A Mamá por su apoyo durante toda la carrera y a mi esposa por su compañía y aliento.

## TABLA DE CONTENIDO

	Página
PAGINA DE APROBACIÓN.....	II
AGRADECIMIENTOS.....	III
LISTA DE CUADROS E ILUSTRACIONES.....	VI
1. <u>INTRODUCCIÓN</u> .....	1
2. <u>REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA</u> .....	2
2.1 INFILTRACIÓN .....	2
2.2 PERFIL DE HUMEDAD DEL SUELO.....	4
2.3 ECUACIONES DE INFILTRACIÓN .....	5
2.3.1 <u>Ecuación de Green y Ampt</u> .....	5
2.3.2 <u>Ecuación de Philip</u> .....	7
2.3.3 <u>Ecuación de Horton</u> .....	8
2.3.4 <u>Ecuación de Holtan</u> .....	9
2.3.5 <u>Ecuación de Kostiakov</u> .....	10
2.4 FACTORES QUE AFECTAN LA INFILTRACIÓN.....	12
2.4.1 <u>Contenido inicial de agua y potencial matricial</u> .....	12
2.4.2 <u>Textura</u> .....	13
2.4.3 <u>Estructura</u> .....	13
2.4.4 <u>Manejos del suelo</u> .....	14
2.4.5 <u>Cubierta vegetal</u> .....	14
2.4.6 <u>Intensidad de lluvia</u> .....	14
2.4.7 <u>Pendiente</u> .....	15
2.4.8 <u>Temperatura</u> .....	15
2.4.9 <u>Salinidad del suelo</u> .....	15
2.4.10 <u>Materia orgánica</u> .....	15
2.5 MÉTODOS PARA MEDIR LA INFILTRACIÓN .....	16
2.5.1 <u>Infiltrómetros por inundación</u> .....	16
2.5.1.1 Tubo simple .....	16
2.5.1.2 Doble anillo concéntrico.....	17
2.5.2 <u>Infiltrómetros de simulación de lluvia</u> .....	18
2.6 DESCRIPCIÓN DE LOS SUELOS DE LA ZONA .....	19
2.7 EFECTO DE LOS DIFERENTES TIPOS DE SUELO SOBRE EL MOJADO DE LOS EMISORES .....	21
2.8 LA INFILTRACIÓN PARA EL DISEÑO DEL SISTEMA DE RIEGO .....	25
3. <u>MATERIALES Y MÉTODOS</u> .....	26
3.1 UBICACIÓN.....	26
3.2 CARACTERÍSTICAS DEL PREDIO .....	26

3.3 DESCRIPCIÓN DE LOS SUELOS ESTUDIADOS ....	27
3.5 MEDICIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFILTRACIÓN EN EL SUELO .....	31
3.5.1 <u>Característica del punto de muestreo</u> .....	32
3.5.2 <u>Procedimiento en la toma de datos de la infiltración</u> .....	33
3.5.3 <u>Modelo utilizado para el análisis de datos</u> .....	34
3.6 MUESTREO Y ANÁLISIS DEL SUELO PARA TEXTURA .....	34
3.7 DISEÑO DEL MUESTREO .....	34
3.8 ANÁLISIS ESTADÍSTICO .....	35
4. <u>RESULTADOS Y DISCUSIÓN</u> .....	36
4.1 ESTIMACIÓN DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN DE LOS SUELOS .....	36
4.1.1 <u>Distribución de la velocidad de infiltración básica dentro de cada suelo</u> .....	40
4.1.2 <u>Comparación de la velocidad de infiltración básica entre cada suelo</u> .....	42
4.2 VARIABILIDAD DE LA TEXTURA DE LOS SUELOS .....	44
4.3 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS VALORES DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN BÁSICA .....	47
4.4 RELACION ENTRE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN BÁSICA, EL CAUDAL DE LOS EMISORES Y LA SUPERFICIE DEL CHARCO MOJADO .....	48
5. <u>CONCLUSIONES</u> .....	53
6. <u>RESUMEN</u> .....	54
7. <u>SUMMARY</u> .....	55
8. <u>BIBLIOGRAFÍA</u> .....	56
9. <u>ANEXOS</u> .....	63

## LISTA DE CUADROS E ILUSTRACIONES

Cuadro No.	Página
1. Clasificación de la velocidad de infiltración. ....	4
2. Comparación de los métodos de infiltración.....	12
3. Rango de variación normal y valor promedio de la infiltración básica para diferentes texturas. ....	13
4. Velocidad de infiltración (mm.h-1) de suelos uruguayos. ....	20
5. Velocidad de infiltración (mm.h-1) con infiltrómetro de doble anillo. ....	20
6. Descripción del Brunosol Éutrico Típico, correspondiente al cuadro de producción SW06. ....	27
7. Descripción del Argisol Subéutrico Ócrico Típico, correspondiente al cuadro de producción SW07. ....	28
8. Descripción del Argisol Dístrico Ócrico, correspondiente al cuadro de producción SX02. ....	29
9. Estadística descriptiva de los parámetros(a, b, A y B) estimados del modelo de infiltración de Kostiakov y de la velocidad de infiltración básica (mm.h-1). ....	38
10. Prueba de Shapiro-Wilks, para la lb (mm. h-1) de los tres suelos Brunosol Éutrico, Argisol Dístrico y Argisol Subéutrico.....	43
11. Prueba de Shapiro-Wilks, para la raíz cuadrada de la lb (mm.h-1) de los tres suelos, Brunosol Eutrico, Argisol Distrito y Argisol Subeutrico. ....	43
12. Velocidad de infiltración básica de las medias transformadas entre el Brunosol Eutrico, Argisol Distrito y Argisol Subeutrico. ....	43
13. Contenido de arcilla, limo y arena de los tres suelos, Brunosol Éutrico Típico, Argisol Dístrico Ócrico y Argisol Subéutrico Ócrico.	44

14. Coeficientes de determinación ( $r^2$ ) de los parámetros estimados por el modelo de Kostiakov y el porcentaje de arena, limo y arcilla en cada suelo.....	45
15. Coeficientes de determinación Pearson, entre la textura del suelo y los parámetros de Kostiakov en todos los suelos.....	46
16. Estadística descriptiva del diámetro del charco en los tres tipos de suelos. ....	51
17. Porcentaje del diámetro del charco > 1m y la textura de los suelo	52

Figura No.

1. Perfil de humedad de infiltración.....	4
2. Esquema de los parámetros del modelo de Green y Ampt. ....	6
3. Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay .....	19
4. Radio del disco saturado, en función del tiempo de infiltración para dos suelos y dos caudales diferentes.....	22
5. Posición del frente de humedecimiento, en función de la infiltración acumulada en litros, para dos tipos de suelos y dos caudales diferentes. ....	23
6. Distribución de los suelos en el predio.....	26
7. Distribución de los suelos en la zona de muestreo y disposición de los cuadros de producción.....	30
8. Sistema de anillos concéntricos para medir infiltración. ....	31
9. Materiales utilizados en el muestreo de datos.....	32
10. Ubicación de los cilindros infiltrómetros. ....	33
11. Grilla de puntos, donde se tomaron las muestras de infiltración. ...	35
12. Velocidad de Infiltración media (mm.h-1) para el Brunosol Éútrico Típico, Argisol Dístrico Ócrico y Argisol Subéútrico Ócrico.	36

13. Velocidad de Infiltración acumulada media (mm) para el Brunosol Éútrico Típico, Argisol Díútrico Óúrico y Argisol Subéútrico Óúrico. ....	37
14. Histograma de la velocidad de infiltración básica (mm.h-1) en el Argisol Distrito Oúrico (n= 29).....	41
15. Histograma de la velocidad de infiltración básica (mm.h-1) en el Brunosol Eútrico Típico (n=31). ....	42
16. Histograma de la velocidad de infiltración básica (mm.h-1) en el Argisol Subéútrico Óúrico (n=32).....	42
17. Distribución espacial de los valores de la velocidad de infiltración básica. ....	47
18. Eúrrimiento superficial causado por un emisor de 2 l.h-1 en el Brunosol Éútrico Típico. ....	49
19. Encharcamiento causado por un emisor de 2 l.h-1 en el Brunosol Éútrico Típico.....	49
20. Díámetro del charco que se obtiene a partir de la lb (mm.h-1) para el Argisol Díútrico Óúrico (n= 29). ....	50
21. Díámetro del charco que se obtiene a partir de la lb (mm.h-1) para el Brunosol Éútrico Típico (n=31).....	50
22. Díámetro del charco que se obtiene a partir de la lb (mm.h-1) para el Argisol Subéútrico Óúrico (n=32). ....	51

## 1. INTRODUCCIÓN

La superficie total cítrica en Uruguay alcanza actualmente las 16.174 hectáreas. Donde el principal grupo cultivado son las naranjas, con un 50% del área efectiva, las mandarinas e híbridos ocupan el 38 % de la superficie y los limones un 11% (URUGUAY. MGAP. DIEA, 2014).

El riego en la citricultura es un factor que influye directamente en el rendimiento y la calidad de la fruta, ya que frecuentemente ocurren periodos de déficit hídrico en momentos críticos del desarrollo del cultivo. La superficie regada de cítricos alcanza algo más de 8.600 hectáreas, un 53% del área efectiva, la cual se ha ido incrementando año tras año (URUGUAY. MGAP. DIEA, 2013). En las nuevas plantaciones comerciales hoy en día difícilmente no se tiene en cuenta el riego al momento de la implantación de un monte. Donde la productividad en plantaciones con riego, genera un incremento en el rendimiento alrededor de un 35%, con respecto al secano y una reducción muy importante en la alternancia productiva (García y Castel 2005, Otero et al. 2009, URUGUAY. MGAP. DIEA 2013).

Dentro de los sistemas de riego, los sistemas localizados son los que tienen una mayor eficiencia en el uso del agua, con la posibilidad de automatización, facilidad de manejo y el óptimo uso del fertilizante mediante la fertirrigación.

La uniformización del sistema de riego, permite una distribución homogénea del agua, lo cual trae una mayor eficiencia del uso de los recursos, principalmente en la optimización, tanto en el aporte de agua, como también en el fertirriego. Por esto, conocer la capacidad de infiltración de los suelos y su distribución en el espacio, provee de una herramienta importante para el correcto diseño, planificación y uso de un sistema de riego.

Se plantea como objetivo de este trabajo, evaluar la variabilidad espacial de la velocidad de infiltración en tres cuadros de cítricos con diferentes tipos de suelos: Brunosol Éutrico Típico, Argisol Subéutrico Ócrico y Argisol Dístrico Ócrico. Y determinar la posibilidad que produzca escurrimiento superficial emisores de  $2 \text{ l.h}^{-1}$  en esos tipos de suelos.

## 2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 INFILTRACIÓN

La infiltración del suelo se define como el proceso en el cual el agua ingresa al suelo de forma vertical desde la superficie y se dirige hacia los horizontes internos, producto de agua proveniente de la lluvia, riego u otro fenómeno (Álvarez et al. s.f., Casanova 2005).

La velocidad de infiltración ( $I$ ) o también llamada infiltración instantánea, es la velocidad con que el agua atraviesa la superficie del suelo, al principio es alta y luego disminuye con el tiempo hasta quedar constante (Campos 1984, Ferrer y Villar 2005, Valverde 2007). La  $I$ , característica de cada suelo, determina la cantidad de agua que puede ingresar al suelo en función del tiempo. Cuando el volumen de agua por unidad de tiempo que recibe un suelo sobrepasa la capacidad de absorción del mismo, comienzan a aumentar los procesos de erosión y/o anegamiento, dependiendo de las características propias de cada suelo (Álvarez et al., s.f.).

La tasa de infiltración ( $T_i$ ) es la velocidad con que el agua atraviesa la superficie del suelo y es representada tanto en  $\text{cm.h}^{-1}$  como en  $\text{mm.h}^{-1}$ . Cuando la velocidad se torna constante, esta pasa a llamarse conductividad hidráulica ( $k$ ) (Casanova, 2005).

La capacidad de infiltración ( $C_i$ ) es la máxima velocidad en la que el agua puede ser absorbida por el suelo en determinadas condiciones de saturación del suelo (Campos, 1984). Según Morgan (1997) en suelo saturado, la  $C_i$  tiende a ser menor que la  $k$ , debido a que van quedando burbujas de aire atrapadas en la porosidad del suelo al irse humedeciendo.

Otra forma de expresar la infiltración, es a través de la infiltración acumulada ( $I_{\text{cum}}$ ), la cual representa la lámina de agua que se acumula en un periodo de tiempo determinado, esta va en aumento con el tiempo (Valverde, 2007).

En la mayor parte de los suelos, la velocidad de infiltración es alta al principio, a medida que avanza el frente de humedecimiento y decrece con el tiempo, hasta hacerse aproximadamente constante (Álvarez s.f., Valverde 2007). A partir del momento que la tasa de infiltración se hace constante se determina la velocidad de infiltración básica ( $I_b$ ), la cual se establece cuando la disminución en la velocidad de infiltración es del 10% en una hora (Valverde, 2007).

Según Valverde (2007) en el momento de diseñar un sistema de riego, principalmente en la selección de la pluviometría, y para determinar el tiempo de riego, es muy importante conocer la velocidad de infiltración de agua en el suelo y su variabilidad en el tiempo y el espacio. Por lo tanto llegar a calcular velocidad de infiltración básica en los sistemas de riego bajo presión, sirve para determinar la precipitación horaria a aplicar.

El movimiento del agua en los horizontes del suelo se produce por acción de la gravedad (Morgan, 1997) y por los gradientes de potencial de matriz del mismo. Al principio cuando el suelo está seco, el agua se mueve principalmente por el gradiente de potencial matricial y por la relación entre los macro y microporos. Una vez que el suelo se va humedeciendo el potencial gravitacional recobra más importancia (Payne, 1988). El agua es atraída por las partículas del suelo, a través de fuerzas capilares, estas son altas al inicio y van disminuyendo en la medida que desciende la velocidad de infiltración (Morgan, 1997). Ese volumen de agua que es atrapado por las partículas del suelo se acumula y pasa a estar disponibles para ser utilizadas por las plantas o también puede ser afectada por la evaporación o removida por el drenaje o la percolación (Valverde, 2007).

La variabilidad de la velocidad de infiltración se produce principalmente por las características geomorfológicas del suelo (Morgan, 2007) y por los cambios en el suelo como consecuencias de labores culturales o el accionar de agentes meteorológicos locales. En aquellos suelos donde la textura es más gruesa correspondientes a suelos arenosos o franco arenosos, la velocidad de infiltración es más alta que suelos con texturas más finas, de suelos arcillosos (Ferrer y Villar 2005, Morgan 2007). Según Morgan (1997) la capacidad de infiltración varía de  $200 \text{ mm.h}^{-1}$  en suelos arenosos de textura más gruesas a valores menores a los  $5 \text{ mm.h}^{-1}$  en suelos arcillosos. Esto se explica en gran medida por la relación entre los microporos o espacios interpartículas y los macroporos o grietas de mayor tamaño.

La velocidad de infiltración suele presentar una variabilidad local bastante alta debido a diferentes características que presenta el suelo, las cuales pueden ser compactación, estructura, contenido de humedad, vegetación, entre otros (Morgan, 1997).

De acuerdo a las características de nuestros suelos, se pueden emplear diferentes rangos de la velocidad de infiltración, expresados en el cuadro 1.

Cuadro 1. Clasificación de la velocidad de infiltración.

Infiltración (mm.h <sup>-1</sup> )	Interpretación
< 5	Lenta
5 – 15	Moderada
15 – 30	Rápida
> 30	Muy rápida

Fuente: adaptado de Bernardo (1993).

## 2.2 PERFIL DE HUMEDAD DEL SUELO

Dos autores Bodman y Coleman, citados por Hillel (1998) describen el perfil de humedecimiento que se lleva a cabo durante el proceso de infiltración. El mismo se divide en cuatro zonas: zona de saturación, zona de transmisión, zona de humedecimiento y frente húmedo (figura 1).

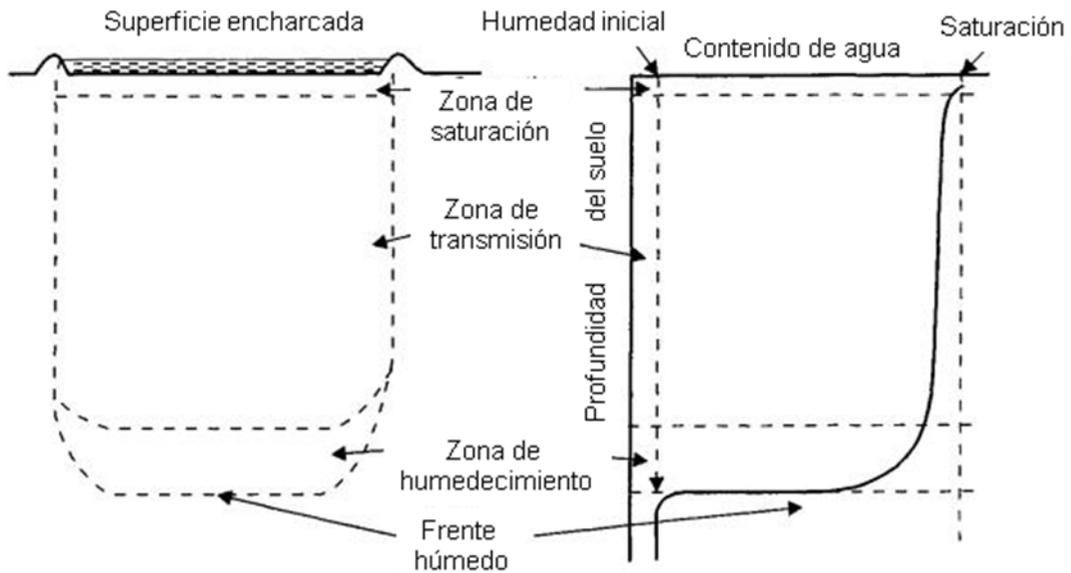


Figura 1. Perfil de humedad de infiltración según Hillel (1998).

En la zona de saturación, el suelo está totalmente saturado de agua, el espesor de esta zona no cambia con el tiempo. Por debajo de esta superficie se encuentra la zona de transmisión, la cual varía con el transcurso del tiempo, a medida que el agua se va infiltrando. Al final se encuentra la zona de humedecimiento y el frente húmedo, que es el límite entre el avance del agua y la humedad del suelo (Campos, 1984).

La velocidad de avance, al igual que el contenido de agua en las cuatro zonas se modifica, dado que dependen de los factores que intervienen en la infiltración (Campos, 1984).

## 2.3 ECUACIONES DE INFILTRACIÓN

Se han desarrollados varias ecuaciones para poder estimar la velocidad de infiltración en el suelo bajo condiciones controladas. Las ecuaciones que se utilizan son principalmente ecuaciones empíricas, obtenidas directamente de la medición de diferentes suelos y del ajuste de los valores de infiltración (Don Scott, 2000).

Para representar matemáticamente la curva de infiltración se han propuesto fórmulas empíricas, las cuales utilizan diferentes supuestos; estas fórmulas fueron propuestas por Green y Ampt, Kostiakov, Horton, Philip y Holtan, citados por Hillel (1998), Lal y Shukla (2004).

### 2.3.1 Ecuación de Green y Ampt

Es una ecuación simple que describe la infiltración de agua en el suelo (Don Scott 2000, Kirkham 2005). Los parámetros de esta ecuación pueden ser relacionados con las propiedades físicas del suelo (Kirkham, 2005). Para Karamouz et al. (2013) el modelo de Green y Ampt del año 1911, es dentro de los modelos disponibles de infiltración, el que tiene más base conceptual física.

Para desarrollar el modelo, Green y Ampt en el año 1911 asume que el agua al irse infiltrando a través del suelo genera un flujo pistón, dando como resultado dos zonas bien definidas, una saturada, por encima del frente de humedecimiento, y otra zona sin saturar, por debajo del frente de humedecimiento (Rawls et al., 1996), en el cual el suelo permanece con su contenido inicial de agua (Don Scott, 2000, Figura 2).



La succión efectiva en el frente de humedecimiento  $h_f$ , se conoce también como la tensión capilar efectiva o la succión potencial del frente de humedecimiento (Schröder 2000, Vieux 2004). El cambio del contenido de agua en el suelo  $\Delta\theta_v$ , es la diferencia entre la porosidad total  $\theta_e$ , y el volumen inicial de agua en el suelo  $\theta_i$  (Vieux, 2004).

Para Kirkham (2005) poder calcular de forma directa el  $h_f$  ha permitido que el modelo fuese utilizado en aplicaciones prácticas. Pero unos de los temas importantes en la aplicación de este modelo es la estimación de las características del suelo, como la conductividad hidráulica (Karamouz et al., 2013).

### 2.3.2 Ecuación de Philip

Según Kirkham (2005), Philip en 1957 desarrollo una ecuación algebraica simple y físicamente bien fundada para determinar la infiltración vertical, bajo condiciones de encharcamiento.

Para Don Scott (2000) la ecuación tiene la ventaja de tener un fundamento físico ya que los parámetros tienen una significancia físicas; y según Kirkham (2005) esos parámetros derivan de propiedades hidráulicas del suelo. Se tienen que cumplir con unas condiciones para que el modelo sea validado, el suelo tiene que ser uniforme y homogéneo (Don Scott, 2000), aparte de estas condiciones no debe haber variaciones de temperatura (Gavande, 1968).

La ecuación de Philip del año 1957 puede escribirse de la siguiente forma (Kirkham, 2005):

$$I_{cum} = St^{0.5} + At$$

Donde:

$I_{cum}$  = Infiltración acumulada (mm)

t = Tiempo (h)

S = Sortividad ( $mm \cdot h^{-0.5}$ )

A = Constante de infiltración ( $mm \cdot h^{-1}$ )

La  $S$  representa la absorción de agua en el suelo como resultado del gradiente de potencial mátrico (Rodríguez-Vásquez et al., 2008). La  $A$  está relacionada con la tasa de infiltración luego de un tiempo de medición, la misma puede ser relacionada con la conductividad hidráulica (Don Scott, 2000), otros autores la han relacionado directamente con la conductividad hidráulica saturada (Rawls et al. 1996, Rodríguez-Vasquez et al. 2008, Orjuela-Mata et al. 2010), o como un parámetro de ajuste (Lima y Silans, 1999) o un factor de trasmisibilidad, que depende del contenido de agua inicial y del tipo de suelo (Gavande 1968, Haghghi et al. 2010).

Derivando respecto del tiempo se obtiene la ecuación de velocidad de infiltración  $I$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

$$I = 0,5.St^{0,5} + A$$

### 2.3.3 Ecuación de Horton

Horton (1940) estableció una expresión matemática, en el cual permite representar la curva de capacidad de infiltración del suelo. Este modelo empírico se basa en expresar la capacidad de infiltración en función del tiempo, con constantes empíricas y parámetros de suelo (Nave et al., 1994).

El declive de la infiltración con el tiempo puede ser presentado de la siguiente forma (Hillel, 1998):

$$I = I_f + (I_0 - I_b) e^{-Kt}$$

Donde:

$I$  = Velocidad de infiltración ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

$I_b$  = Velocidad de infiltración final ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

$I_0$  = Velocidad de infiltración inicial cuando  $t = 0$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

$k$  = constante positiva ( $1/\text{min}$ )

$t$  = Tiempo ( $\text{min}$ )

Para Nave et al. (1994), Don Scott (2000), Kirkham (2005)  $K$  es un parámetro de suelo que controla el decrecimiento de la velocidad de infiltración, en cambio para (Beven, 2012),  $K$  es un coeficiente empírico, que al igual que  $I_0$  y  $I_b$  dependen de los tipos de suelos y de antecedentes del estado de estos.

Si la precipitación excede la capacidad de infiltración, Horton (1940) propuso esta ecuación para describir la tendencia exponencial decreciente de la velocidad de infiltración. Y que el volumen de agua que se encuentra debajo de la superficie del suelo producto de la infiltración acumulada, es representado por el área debajo de la curva de infiltración (Don Scott, 2000).

#### 2.3.4 Ecuación de Holtan

Holtan (1961) desarrolló una ecuación de infiltración empírica donde la tasa de infiltración es proporcional a la capacidad sin llenar del agua retenida de los suelos (Haan et al., 1994). Por lo que al disminuir el almacenamiento disponible en el suelo, la capacidad de infiltración disminuye (Kirkham, 2005).

De la ecuación propuesta por Holtan (1961), Holtan et al. (1975) propuso la siguiente ecuación:

$$I = G.a.S_a^n + I_b$$

Donde:

$I$  = Velocidad de infiltración ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

$I_b$  = Velocidad de infiltración básica ( $\text{mm.h}^{-1}$ )

$S_a$  = Almacenamiento disponible en la capa superficial del suelo (mm)

$G$ ,  $n$  y  $a$  = Son coeficientes empíricos.

El  $S_a$  es el volumen de agua disponible en el horizonte "A" de un suelo agrícola (Holtan et al., 1975), representa la porosidad disponible en esa primera capa de suelo, la cual se obtiene a partir de la diferencia entre, la porosidad total  $\theta_e$  y el contenido inicial de agua  $\theta_i$ , por encima del horizonte "B" del suelo y la infiltración acumulada  $I_{cum}$  (Shukla, 2014).

$$S_a = ((\theta_e - \theta_i) - I_{cum})$$

El parámetro  $G$  es un índice del crecimiento de la planta, que depende de su madurez. El  $a$  es un índice de la porosidad en la superficie, que depende de la densidad de las raíces de las plantas (Holtan et al., 1975). Y el exponente  $n$ , establece la pendiente de la curva de la velocidad de infiltración, al comienzo de la infiltración (Shukla, 2014), se ha encontrado que su valor es 1,4 para muchos suelos (Lal y Shukla, 2004).

Para explicar el fenómeno de la infiltración, el modelo de Holtan tiene una base más física que el modelo de Horton (1940), pudiendo describir mejor a la infiltración, incluso durante periodos más corto de tiempo (Haan et al., 1994).

### 2.3.5 Ecuación de Kostiakov

Esta ecuación es muy utilizada para aplicarla en sistemas de riego y se adapta bastante bien a la curva característica de infiltración. Esto se produce porque es muy fácil adaptarlas a los datos experimentales tomados en periodos de tiempo cortos, de tan solo unas pocas horas, a su vez se adapta razonablemente bien a casi todos los tipos de suelo (Gavande, 1968).

Kostiakov propuso la siguiente ecuación en 1932, descrita por Morabito et al. (2008):

$$I = a \cdot t^b \quad \text{para } t \rightarrow \infty \quad I = 0$$

Donde:

$I$  = Velocidad de infiltración ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )

$t$  = Tiempo (h)

$a$  y  $b$  = Son coeficientes de ajuste

Los coeficientes de ajuste o también llamados parámetros,  $a$  y  $b$ , dependen del suelo y su condición física (Gavande, 1968). Los valores de estos coeficientes determinan el tipo de la curva de infiltración correspondiente a cada suelo (Álvarez et al., s.f.). “ $a$ ” representa la velocidad de infiltración a  $t = 1$  y “ $b$ ” es un exponente sin dimensión, siempre con valores entre 0 y -1. “ $t$ ” es el tiempo transcurrido desde el inicio de la infiltración, llamado también tiempo de oportunidad o tiempo de contacto del agua en el suelo (Morabito et al., 2008).

Según el valor de estos parámetros, se puede determinar, la velocidad de infiltración inicial y el régimen hídrico del suelo (Álvarez et al., s.f.).

Si le hacemos el integral a la ecuación anterior entre los límites  $t = 0$  y  $t$ , se determina la infiltración acumulada ( $I_{\text{cum}}$ ), utilizada por Franco y Houdin (2009):

$$I_{\text{cum}} = \int I = \int a \cdot t^b \cdot dt$$

$$I_{\text{cum}} = \frac{a \cdot t^{b+1}}{b+1} \quad \text{por lo tanto } A = \frac{a}{b+1} \quad \text{y } B = b+1 \quad \text{entonces } I_{\text{cum}} = A \cdot t^B$$

$I_{\text{cum}}$  = es la lamina de infiltración acumulada (mm) en un tiempo  $t$  (hora) desde el inicio, donde  $0 < B < 1$ .

Como se mencionó anteriormente la tasa infiltración es alta al principio y disminuye a lo largo del tiempo hasta hacerse constante. En este punto se admite que se ha alcanzado la velocidad de infiltración básica ( $I_b$ ). Se dice que se ha alcanzado la  $I_b$  cuando la disminución en la tasa de infiltración es del 10%. Bajo este supuesto, Franco y Houdin (2009) determinaron la siguiente ecuación:

$$I_b = a \cdot (-10 \cdot b)^b$$

$I_b$  = es la tasa de infiltración correspondiente, en el cual, la variación entre dos valores consecutivos de infiltración no sobrepasa el 10% ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ).

Los parámetros que se obtienen a partir de esta ecuación, son una herramienta importante para explicar la interacción entre las propiedades físicas del suelo y la capacidad de infiltración de agua en el suelo. Sirven también para establecer las diferencias entre diferentes suelos (Álvarez et al., s.f.).

Los parámetros pueden variar de cero a infinito, según (Álvarez et al., s.f.) hay cuatro casos extremos: si “a” es cero, la velocidad de infiltración es cero, esto sucedería si el suelo estuviera muy compactado o hubiera una napa de agua superficial. Otro caso sería que el “b” fuese cero, aquí la velocidad de infiltración sería igual a “a”, lo que llevaría a que el suelo no se llegara a saturar nunca y la velocidad de infiltración sea constante. En el caso que “a” tienda a infinito, la velocidad de infiltración tiende a infinito. Por último, si “b” tiende a infinito, la velocidad de infiltración tiende a cero. Estos dos últimos casos son pocos probables en nuestros suelos.

El parámetro “a” representa la velocidad de infiltración inicial (Álvarez et al. s.f., Gavande 1968), de manera que, cuanto mayor sea “a”, el suelo tiene la capacidad de infiltrar más agua (Álvarez et al., s.f.). Este parámetro depende de la estructura y del estado del suelo al momento de realizar la prueba de infiltración (Gavande, 1968), y está asociado a la presencia de macroporos, grietas o a cavidades hechas por las raíces, al igual que laboreo del suelo (Álvarez et al., s.f.).

El parámetro “b” muestra la disminución de la velocidad de infiltración en el tiempo, dependiendo de los cambios en la estructura al mojarse el suelo (Gavande, 1968), indicando el grado de saturación de agua con el tiempo, la cual se ve afectada por aquellas características del suelo que no es modificada con el laboreo (Álvarez et al., s.f.). El aumento de valor con el tiempo se explica por la disminución de la fuerza matriz en el suelo, mientras que el gradiente de la fuerza gravitatoria permanece constante (Morabito et al., 2008).

Por lo tanto para Álvarez et al. (s.f.) un suelos con un buen régimen hídrico presenta, una alta capacidad de infiltración (valores de “b” más bajos), y una alta velocidad de infiltración inicial (valores altos de “a”). Lo que hace que el suelo infiltre rápidamente y tarde en saturarse.

A modo de resumen se detallan los principales modelos que se utiliza para determinar la infiltración de suelo.

Cuadro 2. Comparación de los métodos de infiltración.

Parámetros	Green-Ampt (1911)	Philip (1957)	Kostiakov (1932)	Horton (1940)	Holtan (1961)
<b>Teoría</b>	Basado en propiedades físicas	Basado en propiedades físicas	Empírica	Empírica	Empírica
<b>Superficie encharcada</b>	Requiere	Requiere	No requiere	No requiere	No requiere
<b>Infiltración inicial</b>	Infinito	Infinito	Infinito	Finito	Finito
<b>A lo largo del tiempo</b>	Infiltración = conductividad hidráulica	Infiltración = conductividad hidráulica	Cero	Infiltración = conductividad hidráulica	Infiltración = conductividad hidráulica

Fuente: adaptado de Lal y Shukla (2004).

## 2.4 FACTORES QUE AFECTAN LA INFILTRACIÓN

La infiltración de agua en el suelo es afectada por muchas características que dependen tanto de las condiciones físicas del suelo como de condiciones atmosféricas, topográficas, incluso aquellas que afectan la superficie del terreno. Todos estos factores pueden estar interactuando en mayor o menor medida en los parámetros utilizados para medir la velocidad de infiltración, proporcionando que haya una alta variabilidad espacial como temporal. A continuación se presentan aquellos factores que afectan las condiciones de cada suelo.

### 2.4.1 Contenido inicial de agua y potencial matricial

El contenido inicial de agua en el suelo es un factor muy importante, ya que cuanto mayor sea este, menor será la tasa de infiltración inicial y más rápido ésta tasa de infiltración se torna constante. El gradiente del potencial matricial aumenta a medida que el suelo se va secando, esto se explica por el avance del frente de humedecimiento en el suelo (Don Scott, 2000).

### 2.4.2 Textura

El tipo de textura es un factor importante, que no solo afecta la infiltración, sino que también la conductividad hidráulica, esta es mayor en aquellos suelos de textura gruesa. Al igual que la conductividad hidráulica, la velocidad de infiltración es más alta en aquellos suelos de textura gruesa (Don Scott, 2000).

Cuadro 3. Rango de variación normal y valor promedio de la infiltración básica para diferentes texturas.

Textura del suelo	Rango de variación normal (mm.h <sup>-1</sup> )	Valor promedio (mm.h <sup>-1</sup> )
Arenoso	25 – 250	50
Franco Arenoso	12 – 75	25
Franco	7,5 – 20	12,5
Franco Arcilloso	2 – 15	7,5
Arcilloso Limoso	0,2 – 5	2,6
Arcilloso	0,1 - 1	0,5

Fuente: adaptado de Arrau del Canto (2009).

En aquellos suelos donde la textura en el perfil del suelo no es uniforme, y se dificulta el flujo normal del agua a través de los horizontes, la tasa de infiltración se reduce. También es importante la ubicación de horizontes menos permeables, ya que si se ubica en la superficie, llega a frenar el frente de humedecimiento y así reducir la velocidad de infiltración (Don Scott, 2000).

### 2.4.3 Estructura

Variaciones en la estructura del suelo, como en el número de agregados llegan a afectar el movimiento del agua, esto puede ser ocasionados por la estabilidad de los agregados en la superficie del suelo y el reordenamiento de las partículas del suelo (Don Scott, 2000).

Procesos de humedecimiento y secado de la superficie también llegan a afectar la estructura produciendo grietas, al igual que la presencia de pequeños roedores, lombrices e incluso canales formados por las raíces de plantas viejas, todo esto ocasiona que se incremente la infiltración (Don Scott, 2000).

La porosidad no capilar es posiblemente la característica del suelo que afecta más a la infiltración. En general el número, volumen y continuidad de macroporos determinan la infiltración inicial, porque el agua que ingresa a través de la superficie del suelo es facilitada por los poros (Duggal y Soni, 2005).

#### 2.4.4 Manejos del suelo

El manejo del suelo con herramientas de labranza, como arado de vertedera o cincel, tienden a incrementar la porosidad en la superficie del suelo aumentando la infiltración, con respecto de los suelos no laboreados (Don Scott, 2000).

#### 2.4.5 Cubierta vegetal

La velocidad de infiltración tiende a ser mayor en suelos con cobertura vegetal, que en suelos desnudos. Esto se explica, porque cuando llueve, en los suelos desnudos, se forman costras en la superficie, afectando la infiltración. Esas costras se forman en consecuencia de la rotura de los agregados producidos por las gotas de lluvia (Don Scott, 2000).

#### 2.4.6 Intensidad de lluvia

Una intensidad de lluvia superior a la capacidad de infiltración del suelo, llega a ocasionar escurrimiento superficial, al contrario, si la intensidad de lluvia es menor que la capacidad de infiltración, el agua atraviesa la superficie del suelo infiltrándose hacia los horizontes inferiores (Deodhar, 2009).

Una intensidad de lluvia más alta, contribuyen a la formación de costras en la superficie del suelo, en comparación a una bajas intensidad de lluvia. La tasa mínima de lluvia, en la que no produce encharcamientos o escurrimientos superficiales, es la máxima capacidad de infiltración de los suelos (Don Scott, 2000). Por lo tanto si la intensidad de lluvia es superior a la capacidad de infiltración, se producirá encharcamiento o escurrimiento superficial.

#### 2.4.7 Pendiente

La inclinación de la pendiente afecta la velocidad de infiltración, cuanto mayor es la inclinación de la pendiente, el agua producto de la precipitación tiende a escurrir, en vez de infiltrarse (Don Scott, 2000). Esto sucede porque la tasa de precipitación de agua es superior a la capacidad de infiltración del suelo, a su vez varía a lo largo de la pendiente (Randall y Sharon, 2005). Otra de las causas asociadas a la pendiente que incide en la capacidad de infiltración, son las características físicas del suelo. Según Don Scott (2000), pendientes más empinadas, en ocasiones suelen tener un mayor contenido de arcilla en los suelos, debido en parte a problemas de erosión previa, lo que ocasiona reducción en la velocidad de infiltración. Este hecho es observado por Terzaghi y Sganga (1998) en suelos del Uruguay, donde laderas con pendientes algo fuertes y un horizonte "B" con un alto porcentaje de arcilla, ocasiona que el agua, producto de la precipitación se elimine rápidamente por las capas subsuperficiales, llegando incluso a producir cárcavas.

#### 2.4.8 Temperatura

Cambios en la temperatura afectan la velocidad de infiltración, debido a que al aumentar la temperatura en el perfil del suelo, cambia la viscosidad y la densidad del agua, y también la tensión superficial, esto provoca que aumente la tasa de agua infiltrada en el suelo (Don Scott, 2000).

#### 2.4.9 Salinidad del suelo

Cuanta más alta es la salinidad del suelo, menor es la velocidad de infiltración, esto se produce por la dispersión y el agrandamiento de las arcillas (Don Scott, 2000).

#### 2.4.10 Materia orgánica

La materia orgánica del suelo tiene la capacidad de unirse a las partículas del suelo, formando agregados estables, lo que permite un aumento en la porosidad e infiltración (USDA, 2012).

Para Gurovich (1985), la presencia de materia orgánica en el suelo permite que el suelo tenga una buena estructura, manteniendo la porosidad por mucho tiempo, dependiendo del grado de descomposición en la cual se encuentre, permitiendo que la velocidad no se modifique. En aquellos suelos de textura arcillosa, con problemas de infiltración, el aumento del contenido de materia orgánica, aumentaría la infiltración.

La materia orgánica también proporciona un buen hábitat para la biomasa del suelo, como las lombrices de tierra. La biomasa proporciona un aumento de porosidad del suelo, creando galerías que comunican las capas superficiales del suelo con las capas subsuperficiales (USDA, 2012).

## 2.5 MÉTODOS PARA MEDIR LA INFILTRACIÓN

El instrumento utilizado para medir la entrada de agua al suelo, se llama infiltrómetro (SSSA, citado por Ferrer y Villar, 2005). Este es utilizado para representar la infiltración en condiciones reales (Ferrer y Villar, 2005). Los datos obtenidos a partir de los infiltrómetros, son aplicados a áreas pequeñas y uniformes (Campos, 1984).

Existen numerosos métodos para medir la infiltración, los más usados se pueden dividir en infiltrómetros del tipo inundación e infiltrómetros del tipo simulación de lluvia o aspersión (Campos 1984, Forsythe 1985, Duggal y Soni 2005, Deodhar 2009). Hay también otros métodos, como son los infiltrómetros de tensión, ensayos con lisímetros o en surcos.

### 2.5.1 Infiltrómetros por inundación

Dentro de los métodos por inundación, los infiltrómetros más usados son los del tipo de anillos o cilindros, los cuales se dividen en un tubo simple o dos cilindros concéntricos (Varshney, 1979).

#### 2.5.1.1 Tubo simple

Los infiltrómetros de tubo simple, están formados por una estructura de metal de aproximadamente 30 cm de diámetro, y unos 60 cm de largo, abierto a ambos lados. El mismo es introducido en el suelo unos 50cm y se le agrega agua hasta un nivel conocido. A medida que el nivel del agua comienza a bajar a una determinada tasa, se la va reponiendo, manteniendo el nivel original. Con el volumen de agua en los diferentes intervalos de tiempo, se obtiene la curva de capacidad de infiltración. La prueba culmina cuando la infiltración se hace

estable, es decir que la tasa no cambia en el tiempo (Duggal y Soni, 2005). Esto pueda llevar de dos a tres horas (Varshney, 1979).

#### 2.5.1.2 Doble anillo concéntrico

El infiltrómetro de doble anillo es comúnmente el más usado (Varshney, 1979). En oposición al tubo simple que tiene pérdida lateral de agua, los infiltrómetros el cual presentan un anillo exterior al de la prueba, pueden evitar en gran medida la pérdida lateral de agua (Deodhar, 2009). Está formado por un juego de dos anillos de metal, abiertos por ambos lados, con un diámetro de 30 cm y de 60 cm, y un largo mínimo de 25 cm. Luego que se introducen ambos anillos al suelo y se le agrega agua a un nivel determinado, el cual se mantiene constante con el tiempo (Varshney, 1979).

Se debe mantener el mismo nivel de agua en ambos compartimentos, para evitar la pérdida lateral de agua del anillo interior (Campos, 1984). Las medidas se hacen en el anillo interior y termina cuando la tasa de infiltración se hace constante (Varshney, 1979).

Dentro de las ventajas que presentan estos infiltrómetros, se encuentran la capacidad de aplicarse en pequeñas áreas, como también el simple funcionamiento y la utilización de bajo volúmenes de agua (Rawls et al., 1996).

En cambio según Deodhar (2009) se dejan de lado determinados factores:

- no es representado el efecto de las gotas de lluvia en el suelo,
- el ingreso del tubo o anillos proporciona una perturbación dentro del suelo,
- puede haber pérdida lateral de agua, aunque con el infiltrómetro de doble anillo disminuiría ese efecto en algún grado,
- el aire atrapado dentro del tubo o los anillos pueden escaparse lateralmente,
- no se toma en cuenta el efecto de la pendiente en el suelo,
- en suelos con presencia de roca, dificultaría el desarrollo de la prueba,
- la infiltración puede ser afectada con el tamaño del tubo o los anillos, dado que a menor diámetro, mayor es la tasa de infiltración.

### 2.5.2 Infiltrómetros de simulación de lluvia

Según Campos (1984), el método de simulación de lluvia, se desarrolla con el fin de evitar o amortiguar los defectos de los infiltrómetros tipo inundador, de modo que intenta reproducir mejor, de forma natural el proceso de infiltración de suelo. El resultado de la velocidad de infiltración de este método es más bajo que el que se obtienen con un infiltrómetro tipo inundador (Varshney, 1979).

En estos tipos de infiltrómetros el agua es aplicada en forma de gotas de lluvia con una serie de emisores, ubicados a 2 metros de la superficie. En el suelo se construye una parcela, de aproximadamente 2 m por 4 m. El agua que escurre de la parcela se va midiendo continuamente a lo largo del tiempo, obteniendo diferentes tasas de escurrimiento. Se evalúan bajo condiciones controladas, diferentes combinaciones de intensidad y duración de lluvia (Varshney, 1979).

Una de las ventajas que presenta este método es que se puede obtener la tasa de infiltración contemplando el efecto que produce las gotas de lluvia en la superficie del suelo, la topografía y la presencia de rocas superficiales. También se tiene un mayor control de los datos obtenidos, logrando recolectar una gran cantidad de datos, en diferentes situaciones en corto tiempo (Rawls et al., 1996).

Dentro de las desventajas, estos tipos de infiltrómetros de simulación de lluvia, son equipos que tienen altos costos de construcción y uso, a su vez el resultado puede verse distorsionado en presencia de plantas, arbustos o agujeros (Rawls et al., 1996). Según afirma Varshney (1979) la intensidad de lluvia tiene que ser mayor que la capacidad de infiltración de los suelos para que se pueda alcanzar un valor de velocidad de infiltración. Por lo tanto en suelos con alta capacidad de infiltración, se requieren altos volúmenes de agua.

## 2.6 DESCRIPCIÓN DE LOS SUELOS DE LA ZONA

Entre los factores inherentes que afectan la infiltración del suelo, la textura del suelo (porcentaje de arena, limo y arcilla) es el factor principal que interviene en la variación de la infiltración (USDA, 2012).

Los suelos ubicados en el área de estudio pertenecen a la unidad Chapicuy (Ch) de la carta a escala 1:1.000.000.

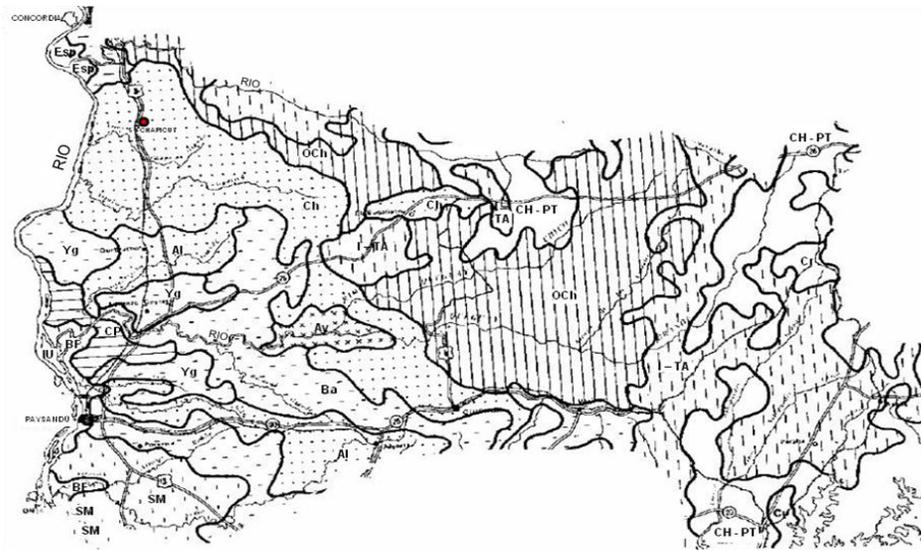


Figura 3. Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay (Fuente: URUGUAY. MAP. DSF, 1976).

Los suelos más representativos de esta unidad son los Brunosoles Subéutrico Típicos en ocasiones Lúvicos, (Fr Fr/Ar). La descripción del perfil en el área de estudio para este tipo de suelo según CONEAT es de un suelo de textura franco arenosa pesada, de color pardo muy oscuro, con presencia de cantos. También se pueden encontrar Argisoles Subéutricos Ócricos Típicos (Ar) como suelos asociados a los anteriores, siendo su textura franco arenosa de color pardo rojizo oscuro, con presencia de cantos (URUGUAY. MAP. CONEAT, 1979). Otros suelo asociados pueden ser Planosoles Dístricos Ócricos.

Hay varios trabajos en nuestro país que han determinado la capacidad de infiltración de los suelo, tanto con infiltrómetros de doble anillo, como infiltrómetros de simulación de lluvia. En el cuadro 4 se presentan datos de velocidad de infiltración correspondiente a trabajo realizado por Terzaghi y Sganga (1998).

Cuadro 4. Velocidad de infiltración ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) de suelos uruguayos.

Unidad de Suelo	Tipo de suelo	Velocidad de infiltración ( $\text{mm.h}^{-1}$ )
TI-Rd	Brunosol Subéutrico Típico	1,2
TI-Rd	Argisol Éutrico Lúvico	1,2
To	Brunosol Éutrico Lúvico	6,3
EP-LB	Brunosol Éutrico Típico	10
To	Argisol Subéutrico Ócrico	10
TI-Rd	Brunosol Subéutrico Típico	20
Ch	Brunosol Subéutrico Típico	42,5
To	Brunosol Éutrico Lúvico	42,5
TI-Rd	Brunosol Subéutrico Típico	51,5
To	Brunosol Subéutrico Típico	68,8

TI-Rd: Tala-Rodriguez; To: Toledo; EP-LB: Ecilda Pauller-Las Brujas; Ch: Chapicuy  
 Fuente: adaptado de Terzaghi y Sganga (1998).

Cuadro 5. Velocidad de infiltración ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) con infiltrómetro de doble anillo.

Unidad de suelo	Tipo de suelo	Velocidad de infiltración ( $\text{mm.h}^{-1}$ )
TI-Rd	Brunosol Subéutrico	1
SC	Argisol Subéutrico Melánico	1
	Brunosol Subéutrico	1
TI-Rd	Brunosol Éutrico	1
TI-Rd	Brunosol Subéutrico	4
CñN	Brunosol Subéutrico	4
SG-G	Brunosol Subéutrico	4
CñN	Brunosol Éutrico	4
CC	Brunosol Subéutrico	6
To	Brunosol Subéutrico	6
EP-LB	Brunosol Éutrico	7
St	Argisol Dístrico Ócrico	23
Af	Argisol Subéutrico Melánico	23
EP-LB	Brunosol Éutrico	53

TI-Rd: Tala-Rodriguez; To: Toledo; EP-LB: Ecilda Pauller-Las Brujas; SC: San Carlos; CñN: Cañada Nieto; SG-G: San Gabriel-Guaycurú; CC: Cuchilla de Corralito; St: Salto; Af: Alferes.  
 Fuente: adaptado de Vítora et al. (2000).

En estos trabajos realizados con infiltrómetro de doble anillo por Terzaghi y Sganga (1998) como los hechos por VÍctora et al. (2000) se presentaron datos de velocidad de infiltración para unidades de suelo de Uruguay. Para Terzaghi y Sganga (1998) la gran variabilidad que existe, tanto en las condiciones de muestreo como en los resultados, llevan a que se tenga cautela al momento de analizar este parámetro. En el trabajo presentado por VÍctora et al. (2000) con infiltrómetro de doble anillo se observan variaciones importantes en las repeticiones, así también una disparidad con el método de simulación de lluvia.

## 2.7 EFECTO DE LOS DIFERENTES TIPOS DE SUELO SOBRE EL MOJADO DE LOS EMISORES

En la mayoría de los sistemas de riego localizado por goteo, el emisor está colocado sobre la superficie del suelo, de manera que, el área en cual tiene lugar la infiltración es muy pequeña en comparación a la superficie total (Bresler, 1977).

La alta variabilidad espacial de las propiedades físicas de los suelos, afectan la distribución del agua por debajo del gotero. Debido a estas variaciones en el patrón de humedecimiento del suelo, se generan dificultades al momento de diseñar el sistema de riego, tanto en la selección del caudal de los emisores, como el tiempo de riego y la distancia entre los emisores (García et al., 2005).

La pérdida de agua por fuera del sistema radical, genera una disminución en la eficiencia del sistema de riego y problemas de escurrimiento superficial o percolación a aguas subterráneas, por eso es importante conocer la forma y el dimensionamiento del bulbo húmedo formado a partir del emisor (García et al., 2005).

García et al. (2008) realizaron un estudio sobre el diámetro del bulbo mojado por un emisor en dos suelos del Uruguay, un Brunosol Éútrico y un suelo arenoso. Ellos encontraron que en emisores de  $2 \text{ l.h}^{-1}$ , el diámetro de mojado del bulbo no supera los 0,60 m, luego de 7 horas de riego, para ambos suelos. También afirmaron que un aumento en las horas de riego ocasiona un incremento en la superficie mojada, asimismo pérdida de agua por percolación. A su vez el uso de dos líneas de gotero mejora el área mojada, siempre y cuando las mismas estén relativamente cerca, a 0,5 m de distancia. Estos datos fueron confirmados por Hayashi<sup>1</sup> en un trabajo posterior.

---

<sup>1</sup> Hayashi, R. s.f. Descripción y cuantificación de los bulbos húmedos en suelos de textura contrastantes, con diferentes patrones de aplicación del agua de riego localizado (en prensa).

### 2.7.1 Tamaño del charco formado por el emisor

A pesar que la descarga de la fuente de goteo es muy baja, el agua incide sobre una superficie del suelo muy reducida, provocando un pequeño charco (Pizarro, 1990). Para Bresler (1977) cualquier análisis entre el caudal de los emisores y las condiciones de la superficie del suelo, debe de hacerse en relación al área horizontal en la cual se lleva a cabo la infiltración del agua.

A través de ese charco formado en la proximidad de la fuente de goteo, el agua se infiltra en el suelo formando un área inicialmente muy pequeña, la cual se hace más grande a medida que pasa el tiempo (Bresler 1977, Pizarro 1990).

La zona saturada o charco es el único lugar donde el agua puede infiltrarse en la superficie del suelo (Bresler, 1977) debajo del gotero. Aunque su conformación puede ser asimétrica, debido entre otras causas, al microrelieve o a la orientación del emisor, la cual debe estar completamente vertical (Cepeda, 2008). Brandt (1971) determinó que se podía calcular el radio de ese charco, en función del tiempo, tomando a esa zona saturada como un círculo.

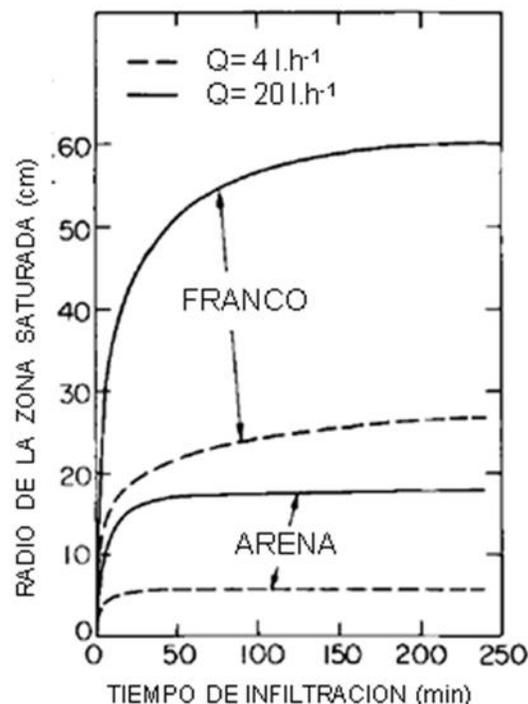


Figura 4. Radio del disco saturado, en función del tiempo de infiltración para dos suelos y dos caudales diferentes (Bresler, 1977).

Bresler (1977) observó que ese charco, con forma de disco saturado, presenta un radio inicialmente muy pequeño, que va creciendo a medida que pasa el tiempo a una tasa decreciente, hasta estabilizarse (Figura 4). Arbat (2003) atribuye este hecho, a que, inicialmente el caudal proporcionado por el emisor supera la velocidad de infiltración del suelo, lo que permite que aumente el área del charco hasta alcanzar su tamaño final, cuando la pluviometría se iguala con la velocidad de infiltración.

Por lo que el tamaño final del charco, está determinado por el caudal del emisor, tipo de suelo y condición de la superficie (Pizarro, 1990). De modo que, cuanto mayor sea el caudal de emisión, se necesita más área saturada de suelo para igualarse a la velocidad de infiltración final (Bresler 1977, Arbat 2003). Además de verse afectado el componente horizontal del suelo, un aumento en la pluviometría del emisor, disminuye en profundidad el suelo mojado (Bresler, 1977, Figura 5).

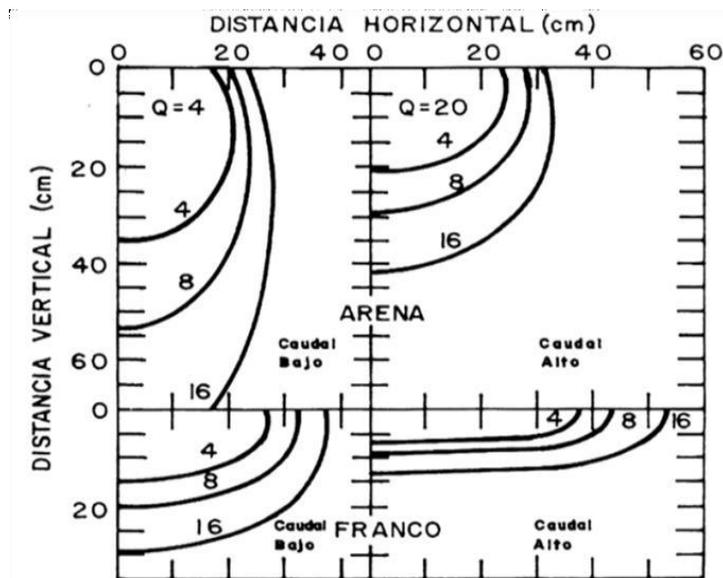


Figura 5. Posición del frente de humedecimiento, en función de la infiltración acumulada en litros, para dos tipos de suelos y dos caudales diferentes (Bresler, 1977).

El tamaño final del charco depende también de aquellos factores del suelo que determinen la capacidad de infiltración de cada suelo, como es la conductividad hidráulica saturada (Bresler, 1977), calculada también como tasa de infiltración final (Cepeda, 2008) o velocidad de infiltración básica.

De la ecuación propuesta por Brandt (1971) se puede estimar el tamaño final de la zona saturada, cuando se alcanza la capacidad de infiltración del suelo, con un caudal determinado:

$$A = \frac{Q}{I_b}$$
$$d = 2 \sqrt{\frac{Q}{I_b \cdot \pi}}$$

Donde:

- A = Área de la zona saturada o charco (m<sup>2</sup>)
- Q = Caudal del emisor (l.h<sup>-1</sup>)
- I<sub>b</sub> = Velocidad de Infiltración básica (mm.h<sup>-1</sup>)
- d = Diámetro del disco saturado (m)

Varios autores han determinado las dimensiones de la zona saturada, con diferentes caudales y en diferentes suelos. Bresler (1977) obtuvo diámetros de 0,1 m con emisores de 4 l.h<sup>-1</sup> en suelos arenosos y 0,6 m en suelos francos. Arbat (2003) en un suelo franco llegó a un diámetro de charco de 0,30 m para emisores de 2 l.h<sup>-1</sup> y 0,40 m para emisores de 4 l.h<sup>-1</sup>. Cepeda (2008) determino que el área inundada varía en relación al caudal aplicado y la textura del suelo. Obteniendo en un suelo franco, un diámetro de 0,11 m para un caudal de 2,3 l.h<sup>-1</sup> y 0,16 m para un caudal de 4,8 l.h<sup>-1</sup>; en el caso de un suelo franco limo arcilloso, obtuvo un diámetro de 0,12 m para un caudal de 2 l.h<sup>-1</sup> y 0,21 m para un caudal de 4,6 l.h<sup>-1</sup> y en el caso de un suelo franco arcilloso, obtuvo un diámetro de 0,28 m para un caudal de 3,6 l.h<sup>-1</sup> y 0,33 m para un caudal de 4,8 l.h<sup>-1</sup>. Determinando que, a caudales mayores se obtienen mayores áreas inundadas y que el aumento en el porcentaje de arcilla en el suelo, determina un mayor diámetro final del charco.

Hayashi<sup>1</sup>, midió el diámetro de los charcos formados a partir de diferentes caudales, en dos suelos de Uruguay, determinando que en un suelo arenoso, caudales menores a 2 l.h<sup>-1</sup> no lograron formar charco, en cambio con caudales mayores a 2 l.h<sup>-1</sup> se logró un diámetro de 0,07 m. Para el suelo franco arcilloso, el caudal de 2 l.h<sup>-1</sup> logró un diámetro 0,125 m y con un caudal mayor de 4 l.h<sup>-1</sup> el diámetro alcanzó 0,15 m.

## 2.8 LA INFILTRACIÓN PARA EL DISEÑO DEL SISTEMA DE RIEGO

Para determinar el diseño y una buena gestión del riego en los sistemas de producción agrícola, el proceso de infiltración constituye unos de los parámetros básicos para un adecuado funcionamiento del sistema (Orjuela-Matta, 2012).

Llegar a determinar la variabilidad de la infiltración, que asume una distribución homogénea en las características del suelo, conduce entre otras acciones a reevaluar el manejo de los sistemas de riego convencionales. De acuerdo a esto, se pueden planificar y gestionar de forma localizada el uso del agua en los sistemas de riego, a partir de modelos espaciales basándose en las características del suelo y necesidades de los cultivos (Orjuela-Matta, 2012).

Por lo tanto al identificar aquellos sectores del suelo donde existe mayor o menor déficit de agua, tomando en cuenta las características del suelo, se puede optimizar el uso del agua, como también la frecuencia de riego, logrando una disminución en los costos de producción, con el mejor aprovechamiento del agua, evitando problemas de percolación o escurrimiento superficial (Orjuela-Matta, 2012).

Tener la posibilidad de controlar el volumen de agua aplicado y su distribución, mediante la regulación de la descarga de goteo, de acuerdo con las propiedades hidráulicas de cualquier suelo en particular, es de interés práctico en el diseño de sistemas de riego a campo (Bresler, 1977).

### 3. MATERIALES Y MÉTODOS

#### 3.1 UBICACIÓN

El trabajo de campo se llevó a cabo en el establecimiento citrícola de MILAGRO S. A. Quinta 1, ubicado en la localidad de Chapicuy, departamento de Paysandú, sobre ruta 3, km 456,5.

#### 3.2 CARACTERÍSTICAS DEL PREDIO

En base a la descripción e interpretación de los perfiles de suelos (URUGUAY. MAP. DSF, 1976) de las diferentes unidades de mapeo, se seleccionaron tres tipos de suelo representativos de la zona: a) Brunosol Éutrico Típico asociado a Argisoles e Inceptisoles (canto rodado), de textura franca, con una fertilidad natural media baja; b) Argisol Dístrico Ócrico Típico, de textura franco y franco arenoso, con fertilidad media baja con cantos en el perfil y c) Argisol Subéutrico Ócrico, de textura franco arcillosa, de color negro, con fertilidad natural alta.

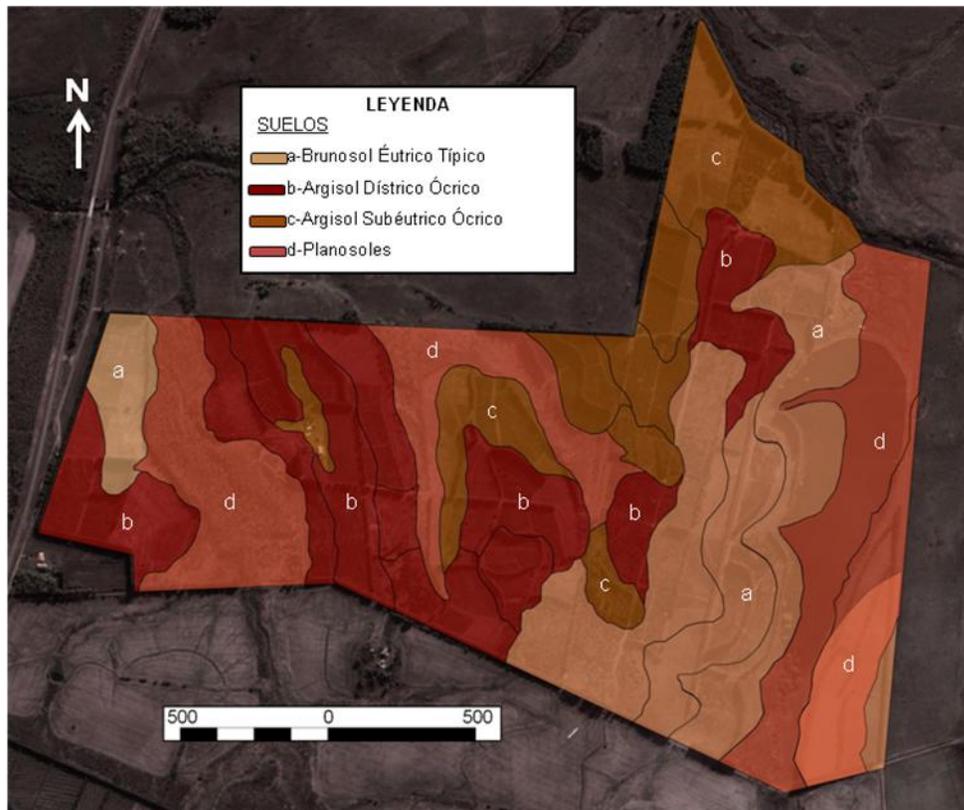


Figura 6. Distribución de los suelos en el predio (URUGUAY. MAP. DSF, 1976).

### 3.3 DESCRIPCIÓN DE LOS SUELOS ESTUDIADOS

Cuadro 6. Descripción del Brunosol Éútrico Típico, correspondiente al cuadro de producción SW06.

Horizontes	Descripción
A <sub>11</sub> 0–18 cm	Pardo oscuro; franco arenoso; bloques subangulares y bloques angulares, pequeños y medios, débiles y moderados; raíces abundantes; transición gradual.
A <sub>12</sub> 18–32 cm	Pardo muy oscuro; franco arenoso a franco arcillo arenoso; bloques subangulares y angulares, medios, débiles y moderados; raíces abundante, transición gradual.
A <sub>3</sub> 32–38 cm	Pardo oscuro; franco arcillo arenoso; bloques subangulares y angulares medianos, moderada; raíces abundante, transición gradual.
B <sub>1</sub> 38–50 cm	Pardo oscuro, franco arcilloso arenoso; bloques subangulares medianos y grandes, moderada; raíces abundantes; transición clara.
IIB <sub>2</sub> 50–63 cm	Pardo rojizo oscuro; franco arcilloso arenoso; bloques angulares medianos y grandes, moderados y fuerte; raíces comunes; transición difusa.
IIB <sub>31</sub> 63–83 cm	Pardo rojiza oscuro; franco arcilloso arenoso; bloques angulares medianos y grandes, débiles; raíces pocas; transición difusa.
IIB <sub>32</sub> 83–103cm	Pardo rojizo oscuro; franco arenoso; bloques sub angulares, grandes y débiles; raíces pocas; transición difusa.
IIC 103 – 115cm	Rojo; franco arenoso a arenoso franco.

Cuadro 7. Descripción del Argisol Subéutrico Ócrico Típico, correspondiente al cuadro de producción SW07.

Horizontes	Descripción
A <sub>11</sub> 0–38 cm	Pardo muy oscuro; franco arcillo arenoso; bloques subangulares, medios, débiles; friables; raíces abundantes; transición gradual.
B <sub>1</sub> 38–46 cm	Pardo muy oscuro; franco arcillo arenoso; bloques subangulares, medios, moderados; firme, débilmente plástico, débilmente pegajoso; raíces abundante; transición gradual.
B <sub>21</sub> 4–55 cm	Pardo grisáceo muy oscuro; moteado abundante; arcillo arenoso; bloques angulares, medios, moderados; películas de arcilla medias; firme, plástico, pegajoso; raíces abundante.
B <sub>22</sub> 55–77 cm	Pardo grisáceo oscuro; arcilloso arenoso; bloques angulares grandes, fuerte; películas de arcilla medias; firme, plástico, pegajoso; raíces comunes; transición clara.
B <sub>3</sub> 77–95 cm	Pardo rojizo; franco arcillo arenoso; bloques angulares grandes, fuerte; películas de arcilla; firme, plástico, pegajoso; raíces comunes; transición gradual.
C <sub>1</sub> 95–120 cm	Rojo; franco arcilloso arenoso; bloques angulares grandes moderados; raíces pocas; transición clara.
C <sub>2ca</sub> 120–140 cm	Rojo; franco arcillo arenoso.

Cuadro 8. Descripción del Argisol Dístrico Ócrico, correspondiente al cuadro de producción SX02.

Horizontes	Descripción
A <sub>1</sub> 0–45 cm	Pardo rojizo; arenoso franco; bloques subangulares débiles; raíces abundantes; transición difusa.
A <sub>2</sub> 55–55 cm	Pardo rojizo oscuro; franco arenoso; bloques subangulares débiles; raíces comunes; transición gradual a difusa.
B <sub>1</sub> 55–65 cm	Pardo rojizo oscuro; arcilloso arenoso limoso con presencia de cantos rodados; bloques angulares medios; raíces comunes; transición gradual a difusa.
B <sub>2</sub> 65–82 cm	Pardo rojizo oscuro; arcilloso arenoso; bloques angulares medios a débiles; películas de arcilla, delgadas; transición clara.
B <sub>31</sub> 82–104 cm	Rojo oscuro a pardo rojizo oscuro; franco arcilloso arenoso; bloque angulares medios a débiles; películas de arcilla; raíces escasas; transición clara.
B <sub>32</sub> 104–129 cm	Rojo oscuro; franco arcilloso arenoso; bloques angulares medios; raíces escasas; transición clara;
B <sub>33</sub> 129–145 cm	Rojo a rojo oscuro; arcilloso arenoso; bloques angulares medios; transición clara.
C + 145 cm	Rojo oscuro; arcilloso franco.

### 3.4 SELECCIÓN DE LA ZONA DE MUESTREO

En cada suelo se seleccionó un cuadro de producción, conforme a la similitud entre ellos. Tomando en cuenta que las variedades y portainjertos, al igual que las medidas de manejo de la plantación, como también del suelo y del riego sean similares.



Figura 7. Distribución de los suelos en la zona de muestreo (URUGUAY. MAP. DSF, 1976) y disposición de los cuadros de producción.

El cuadro (SW06) que está instalado sobre el Brunosol Éutrico Típico, esta plantado con mandarina Satsuma Owari (*Citrus unshiu*), injertadas sobre Trifolia (*Poncirus trifoliata*), desde el año 1987, con un marco de plantación de 6 x 4 metros, una pendiente promedio de 2,5% y tiene una superficie de 3,1 ha; el segundo cuadro (SX02) que esta sobre el Argisol Dístico Ócrico esta plantado con mandarina Satsuma Owari y Okitsu (*Citrus unshiu*), injertadas sobre Trifolia (*Poncirus trifoliata*), desde el año 1987, con un marco de plantación de 6 x 3 metros, una pendiente promedio de 2% y tiene una superficie de 1,8 ha; y el tercer cuadro (SW07) instalado sobre Argisol Subéutrico Ócrico esta plantado con mandarina Satsuma Owari (*Citrus unshiu*), injertadas sobre Trifolia (*Poncirus trifoliata*), desde el año 1987, con un marco de plantación de 6 x 3, una pendiente entre 2 – 5% y una superficie de 0,9 ha.

Las filas no presentan acamellonado, el manejo de las malezas es con herbicida y entre filas con pasteras.

El sistema de riego es localizado en los tres cuadros de producción, con doble cinta de goteo, separados un metro entre cintas, con una distancia entre goteros de un metro y el caudal por goteo de  $2 \text{ l.h}^{-1}$ .

Desde su plantación hasta el año 2009, los cuadros contaban con una sola cinta de goteo por fila, con una distancia entre goteros de un metro y un caudal de  $4 \text{ l.h}^{-1}$ .

### 3.5 MEDICIÓN Y ANÁLISIS DE LA INFILTRACIÓN EN EL SUELO

La infiltración se estimó en cada punto seleccionado mediante el método del doble anillo concéntrico (Forsythe, 1985). Se utilizaron tres juegos de anillos simultáneamente, con los anillos interiores de diámetro 30 cm y el exterior de 50 cm. Las mediciones se hicieron en un lapso de tiempo de 180 minutos, los primeros registros fueron cada 1, 2, 3 minutos y posteriormente al disminuir la velocidad de infiltración, las medidas se hacían cada 10, 15, y 30 minutos. La carga de agua fue variable, evitando que la diferencia de lectura no supere los 7,5 cm.

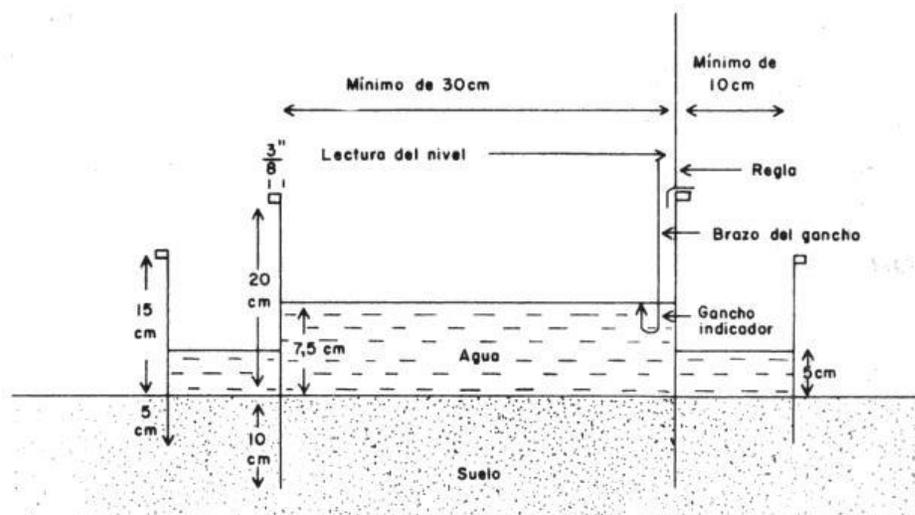


Figura 8. Sistema de anillos concéntricos para medir infiltración (Forsythe, 1985).

### 3.5.1 Característica del punto de muestreo

Los anillos concéntricos se ubicaron en la fila de plantación, equidistante de dos árboles consecutivos, entre las líneas de goteros. Una vez delimitada el área, se extrajo aquellos materiales que puedan estar incidiendo en la colocación de los anillos, como también en la toma de datos.



Figura 9. Materiales utilizados en el muestreo de datos.

En cada suelo (cuadro de producción) se realizaron aproximadamente unas 30 muestras de infiltración, y todas las mediciones se hicieron en 5 días en cada grupo de suelo.

No se midió el contenido de agua en el suelo, pero no hubo lluvias durante el período de medición y no se regó los cuadros desde los días previos a las mediciones hasta la finalización de las mismas. Por lo tanto se asumió que no habría diferencias en la velocidad de infiltración con respecto a esta variable.

### 3.5.2 Procedimiento en la toma de datos de la infiltración

Una vez que se seleccionó el punto de muestreo, se colocó el anillo exterior y sobre este una placa de acero con una banda de goma por encima para amortiguar los golpes. Se niveló el anillo, procurando que ingrese perpendicular a la superficie del suelo. Luego se golpeó con un martillo de acero, introduciéndolo unos 10 o 15 cm de la superficie del suelo. Una vez que fue introducido el anillo exterior se hizo lo mismo con el anillo interior. Con los dos anillos ya incrustado en la superficie del suelo, se cubre toda el área del cilindro interior con un nylon fino y flexible, evitando que se forme compactación una vez introducida el agua. Luego se introduce agua el anillo interior y se mide la altura inicial antes de quitar el nylon, inmediatamente después se llena el compartimento entre los dos anillos y se retira el nylon para comenzar a tomar las medidas, para esto se utilizó un cronómetro y una planilla en la cual se iban agregando los valores a su debido tiempo.



Figura 10. Ubicación de los cilindros infiltrómetros.

### 3.5.3 Modelo utilizado para el análisis de datos

La infiltración de cada suelo se ajustó mediante el modelo de Kostiakov del año 1932. Para este ajuste, una vez obtenidos los datos de campo, se llevó a una planilla electrónica, en el cual se calculó la infiltración en  $\text{mm.h}^{-1}$  en función del tiempo (1). Luego se determinó el logaritmo del tiempo acumulado y el logaritmo de la lámina de infiltración acumulada (mm) (2). A partir de estos datos se ajustó la ecuación de Kostiakov, de la cual se extrajeron los respectivos parámetros (a, b, A y B). Para la obtención de la Velocidad de infiltración básica ( $I_b$ ) (3) se utilizaron los valores de a y b de la ecuación de Kostiakov.

$$I (\text{mm.h}^{-1}) = a \cdot t^b \quad (1)$$

$$I_{\text{cum}} (\text{mm}) = A \cdot t^B \quad (2)$$

$$I_b (\text{mm.h}^{-1}) = a \cdot (-10 \cdot b)^b \quad (3)$$

### 3.6 MUESTREO Y ANÁLISIS DEL SUELO PARA TEXTURA

Se tomaron muestras de suelo en cada uno de los puntos de muestreo donde se habían realizado las mediciones de infiltración, a 0 – 20 y de 20 – 40 cm profundidad, para determinar el contenido granulométrico, con el fin de estudiar la relación que existe entre el contenido de arcilla, limo y arena y la velocidad de infiltración.

Las muestras se obtuvieron mediante un taladro tipo holandés. Se extrajeron aproximadamente 0,5 kg. por muestra; las cuales fueron colocadas en bolsas y etiquetada. El análisis granulométrico se hizo mediante el método USDA (1972).

### 3.7 DISEÑO DEL MUESTREO

A los efectos de realizar un número suficiente de medidas de infiltración que sea representativa del cuadro de producción, se diseñó una grilla de aproximadamente 30 puntos en cada cuadro, con los puntos los mas equidistantes entre sí, que el diseño del cuadro lo permitiera. El punto seleccionado para la medición estaba en la línea de plantación de los arboles, equidistantes entre dos árboles consecutivos.

Los puntos fueron georreferenciados con un GPS Garmin eTrex, usando coordenadas geográficas en la proyección y WSG84 como modelo geodésico.



Figura 11. Grilla de puntos, donde se tomaron las muestras de infiltración.

### 3.8 ANÁLISIS ESTADÍSTICO

Los datos de cada una de las 92 mediciones de infiltración fueron analizadas mediante estadística descriptiva en la cual se obtuvo el promedio, mediana, asimetría, curtosis, máximos, mínimos, desvío estándar, y coeficiente de variación, como medida indicadora de la magnitud de la variabilidad. Las frecuencias de distribución de estos valores testeados frente a la función de distribución normal, mediante las pruebas de Shapiro-Wilks, con nivel de significación menor o igual a 1%.

La prueba de normalidad de todos los parámetros fueron analizados mediante el programa InfoStat (Di Rienzo et al., 2011).

## 4. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

### 4.1 ESTIMACIÓN DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN DE LOS SUELOS

Se realizaron un total de 92 evaluaciones a campo de la velocidad de infiltración, correspondientes a los tres suelos estudiados 32 muestras en el Argisol Subéutrico Ócrico (SW07), 29 muestras en el Argisol Dístrico Ócrico (SX02) y 31 muestras en el Brunosol Éutrico Típico (SW06).

El mejor ajuste de la velocidad de infiltración de los datos de campo fue con el modelo de funciones potenciales inversas, de la ecuación de Kostiakov. En la figura 9 se presenta el promedio de la velocidad de infiltración para cada suelo estudiado.

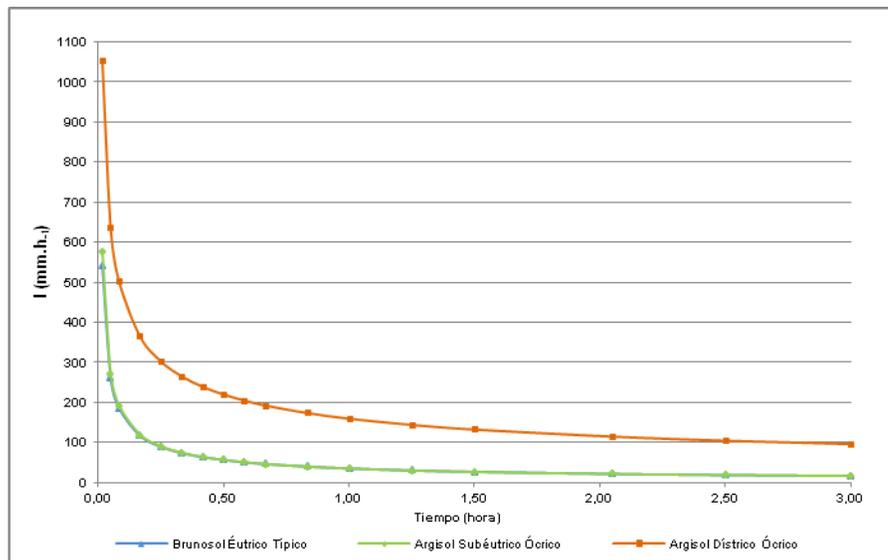


Figura 12. Velocidad de Infiltración media ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) para el Brunosol Éutrico Típico, Argisol Dístrico Ócrico y Argisol Subéutrico Ócrico.

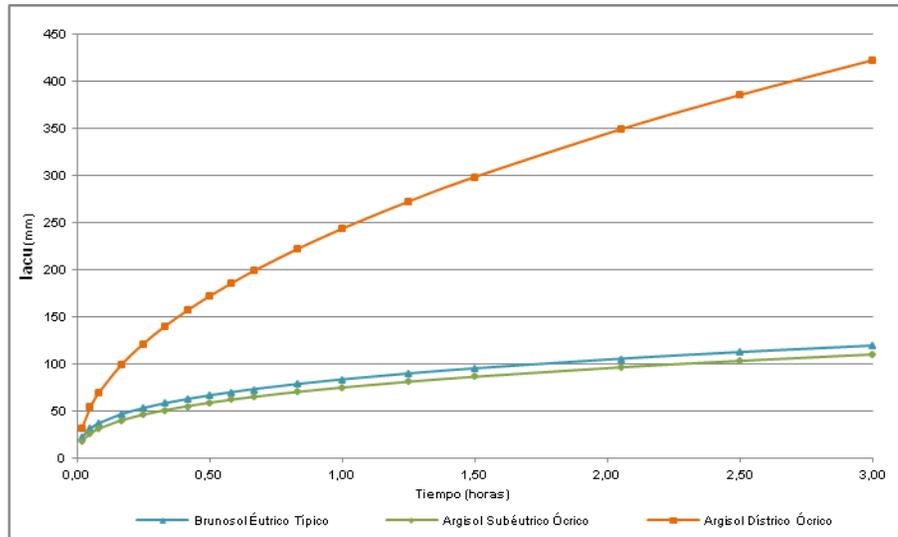


Figura 13. Velocidad de Infiltración acumulada media (mm) para el Brunosol Éútrico Típico, Argisol Dístico Ócrico y Argisol Subéútrico Ócrico.

Los valores registrados de la velocidad de infiltración ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) fueron altamente dispersos respecto a los valores medios para cada suelo. La velocidad de infiltración fue relativamente alta al comienzo de las medidas, evidenciando un bajo contenido de humedad del suelo, que van disminuyendo paulatinamente a medida que pasa el tiempo, hasta hacerse constante, correspondiendo a lo reportado por Iriarte et al. (2000), Orjuela-Matta et al. (2010). Al observar el comportamiento de los suelos, se puede diferenciar, por un lado, el Argisol Dístico Ócrico, con una velocidad de infiltración inicial alta, al igual que la velocidad de infiltración básica, en comparación con el Brunosol Éútricos Típico y el Argisol Subéútrico Ócricos, ambos de comportamiento muy similar (Figura 9).

Al calcular la velocidad de infiltración acumulada promedio (mm) para cada suelo (Figura 10), se observa un comportamiento similar al ocurrido con la velocidad de infiltración instantánea, el Argisol Dístico Ócrico adquiere una mayor capacidad de absorción de agua que los otros dos suelos, de prácticamente igual comportamiento.

De modo que el Argisol Dístico Ócrico tiene una mayor capacidad de infiltración inicial, con un punto de saturación bajo, siendo potencialmente menos susceptible a problemas de escurrimiento superficial ante lluvias muy intensas. Por lo contrario el Brunosol Éútricos Típico y el Argisol Subéútrico Ócricos alcanzan más rápido la capacidad de infiltración final, el cual podría ocasionar encharcamiento, drenaje superficial, hasta problemas de erosión.

Cuadro 9. Estadística descriptiva de los parámetros(a, b, A y B) estimados del modelo de infiltración de Kostiakov y de la velocidad de infiltración básica ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

		n	Media	D.E.	Curt.	Asim.	Mediana	Max	Min	C.V.
<b>Brunosol Éútrico</b>	a	31	36,04	30,67	1,26	1,25	35,08	119,07	2,58	85,11
<b>Argisol Dútrico</b>	a	29	160,15	162,06	0,52	1,26	90,71	554,72	1,04	101,20
<b>Argisol Subeútrico</b>	a	32	35,32	30,42	0,95	1,31	25,28	112,90	2,02	86,13
<b>Brunosol Eútrico</b>	b	31	-0,66	0,25	1,16	-1,11	-0,64	-0,28	-1,27	37,89
<b>Argisol Dútrico</b>	b	29	-0,46	0,27	6,00	-2,20	-0,38	-0,14	-1,44	58,54
<b>Argisol Subeútrico</b>	b	32	-0,68	0,27	1,10	-0,89	-0,65	-0,29	-1,47	38,89
<b>Brunosol Eútrico</b>	A	31	83,42	50,08	0,13	0,88	76,22	204,65	21,50	60,11
<b>Argisol Dútrico</b>	A	29	243,56	218,04	0,56	1,21	149,27	805,93	16,32	89,52
<b>Argisol Subeútrico</b>	A	32	75,46	42,58	0,49	1,02	61,78	184,85	27,73	55,52
<b>Brunosol Eútrico</b>	B	31	0,32	0,11	-1,17	0,09	0,32	0,51	0,15	33,18
<b>Argisol Dútrico</b>	B	29	0,50	0,18	0,53	-0,92	0,53	0,73	0,06	35,59
<b>Argisol Subeútrico</b>	B	32	0,35	0,11	-0,16	0,28	0,32	0,60	0,12	31,64
<b>Brunosol Eútrico</b>	lb	31	15,81	18,51	2,81	1,78	9,75	69,11	0,10	117,11
<b>Argisol Dútrico</b>	lb	29	107,00	119,12	0,29	1,24	56,00	376,82	0,02	111,32
<b>Argisol Subeútrico</b>	lb	32	16,72	22,12	2,84	1,88	7,56	83,25	0,04	132,28

a, b, A y B= Parámetros de Kostiakov; lb= Velocidad de Infiltración Básica; n= número de muestra; D.E.= Desvío Estándar; Curt.= Curtosis; Asim.= Asimetría; Max= Máximo; Min= Mínimo; C.V.=Coeficiente Variación.

En el cuadro 9 se presenta el análisis estadístico de los parámetros a y b del modelo de Kostiakov para la velocidad de infiltración instantánea ( $\text{mm.h}^{-1}$ ), los parámetros A y B de la infiltración acumulada (mm) y la velocidad de infiltración básica ( $l_b$ ) ( $\text{mm.h}^{-1}$ ). Al comparar las medias de los parámetros estimados a y b del modelo de Kostiakov, el valor del parámetro a del Argisol Dútrico Ótrico (160,15) es aproximadamente cuatro veces y media más alta que el valor del Argisol Subeútrico Ótrico (35,32) y del Brunosol Éútrico Típico (36,04), lo que evidencia el comportamiento distinto de la velocidad de infiltración inicial, debido a las condiciones del horizonte superficial del suelo (Kunst et al., 2003). Según Álvarez et al. (s.f.), Gavande (1968) está asociado a la estructura, presencia de macroporos, grietas o cavidades, determinadas por el desarrollo radicular.

Para el parámetro  $b$ , los valores medios del Argisol Subéutrico Ócrico (0,68) y del Brunosol Éutrico Típico (0,66) son superiores al Argisol Dístrico Ócrico (0,46), éste parámetro es asociado a las propiedades intrínsecas del suelo (Kunst et al., 2003), que explica la forma en la cual se reduce la velocidad de infiltración en el tiempo (Gavande, 1968). Para Gavande (1968), suelos con valores de  $b$  superiores a 0,6 hasta valores próximos a 1, presentan una estructura muy estable, y a partir de 1, el flujo del agua en el suelo se mueve en dos o tres dimensiones en vez de una, asociadas a infiltraciones muy bajas. Como se muestra en el cuadro 1, 2 y 3 de anexo, en los tres suelos bajo estudio, se hallaron algunos valores puntuales del parámetro  $b$  de Kostiakov superiores a 1, similar a algunas pruebas realizadas por Iriarte et al. (2000), Iroumé y Schäfer (2000), Rodríguez-Vásquez et al. (2008). En estos suelos, los valores se asociaron a velocidades de infiltración básicas menores a  $0,5 \text{ mm.h}^{-1}$ .

Según lo observado, los valores encontrados para la media y mediana, son en general diferentes, evidenciando una distribución asimétrica de los datos. En el caso de  $a$  y  $b$  para el Argisol Subéutrico Ócrico y el Brunosol Éutrico Típico los valores de la media y mediana son similares, pero presentan valores de asimetría y curtosis muy distantes de cero, lo que sugiere que estos parámetros no ajustarían bien a una distribución normal. En cambio el parámetro  $B$  en el Argisol Subéutrico Ócrico y el Brunosol Éutrico Típico, indica un comportamiento simétrico de los datos, con medias y medianas similares y valores de asimetría y curtosis cercanos a cero.

Según Carvalho et al. (1999), el coeficiente de variación (CV) se utiliza como indicador para observar la variación espacial, en nuestro caso de la velocidad de infiltración. Warrick y Nielsen, citados por Carvalho et al. (1999), Rodríguez-Vásquez et al. (2008), Da Silva et al. (2010) propusieron un criterio para clasificar el CV de las propiedades del suelo, donde plantea como variabilidad baja cuando el CV es menor a 12%, como variabilidad media cuando el CV está entre 12 y 60% y como variabilidad alta, para CV mayores de 60%. De acuerdo a este criterio, los parámetros  $b$  y  $B$  mostraron una variabilidad media, y excepto el Argisol Subéutrico Ócrico (55,52%) los parámetros  $a$  y  $A$  mostraron una variabilidad alta de las muestras. Estos datos concuerdan con los encontrados por Rodríguez-Vásquez et al. (2008) en un suelo de texturas franco limosas y franco arcillosas.

La  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) se tomó como indicador para evaluar la variabilidad espacial dentro de cada suelo y entre cada suelo. En el cuadro 9 se observan valores de media y mediana en los tres tipos de suelo: en caso del Argisol Subéutrico Ócrico valores de 16,72 y 7,56, en el Argisol Dístrico Ócrico valores de 107 y 56 y en el Brunosol Éutrico Típico valores de 15,81 y 9,75 respectivamente. Esta diferencia entre la media y la mediana sugiere una alta variación dentro de cada suelo, afirmado por un alto valor en el coeficiente de variación (CV) en los tres suelos: en el caso del Argisol Subéutrico Ócrico el valor es de 132,28%, en el Argisol Dístrico Ócrico de 111,32% y en el Brunosol Éutrico Típico es de 117,11%. A su vez, presentan coeficientes de asimetría altos y positivos, al igual que los valores de curtosis, del Argisol Subéutrico Ócrico (2,84) y del Brunosol Éutrico Típico (2,81), indicando un sesgo en la distribución de los datos.

Estos datos sugieren, que existe una alta variabilidad espacial de la velocidad de infiltración dentro de cada suelo. De modo que caracterizar un suelo, analizando una muestra o el promedio de muchas muestras, no es un dato preciso para comparar el comportamiento de la velocidad de infiltración en los suelos estudiados.

Esa alta variabilidad de la velocidad de infiltración que presentan los suelos estudiados, concuerda con lo expresado por Terzaghi y Sganga (1998), Víctora et al. (2000), en trabajos realizados en suelos de Uruguay. Víctora et al. (2000) obtuvieron valores entre 1 y 23  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  para un Argisol Subéutrico, de 23  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  para un Argisol Dístrico Ócricos y de 1 a 53  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  para Brunosoles Éutricos. En otro trabajo realizado por Terzaghi y Sganga (1998) en Brunosoles Éutricos y Subéutricos de textura limo arcillosa obtuvieron valores entre 6,3 y 20  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , en Brunosoles Subéutricos de textura arenoso franco un valor de de 42,5  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  y en Argisoles Éutricos y Subéutricos Ócrico de textura limoso arcilloso y limoso respectivamente, valores de 1,2 y 10  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ .

#### 4.1.1 Distribución de la velocidad de infiltración básica dentro de cada suelo

Al observar la distribución de frecuencias de las mediciones en cada suelo (Figura 11, 12 y 13), se evidencia la alta dispersión de la velocidad de infiltración básica ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ), presentando una distribución asimétrica positiva hacia la derecha, en los tres suelos.

Si se compara la distribución de la  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) de las muestras en cada suelo, el Argisol Dístrico Ócrico tiene aproximadamente el 24% de la muestras con valores menores a  $15 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , mientras que en el Argisol Subéútrico Ócrico y el Brunosol Éútrico Típico, son más del 60% de las muestras. Prácticamente el total de las muestras del Argisol Subéútrico Ócrico y el Brunosol Éútrico Típico, no superan la mitad del total de muestra del Argisol Dístrico Ócrico. Demostrando el comportamiento diferente de cada suelo.

Por otro lado, dentro de cada suelo se llegan a distinguir zonas de comportamiento similar, por ejemplo, el Argisol Dístrico Ócrico se puede separar en cinco franjas de infiltración, menores a  $15 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , entre  $15$  y  $75 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , entre  $105$  y  $135 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , entre  $210$  y  $270 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  y entre  $345$  y  $390 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . En el Brunosol Éútrico Típico se distinguen tres franjas de infiltración, menores que  $6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , de  $6$  a  $18 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  y de  $21$  a  $36 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Y por último en el Argisol Subéútrico Ócrico, tres franjas, menores a  $6 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ , de  $6$  a  $15 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  y de  $18$  a  $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$ . Llegar a determinar estas zonas, es importante, no solo para saber la dispersión de los datos, sino que también para estudiar los factores que interactúan, y así establecer zonas de riego.

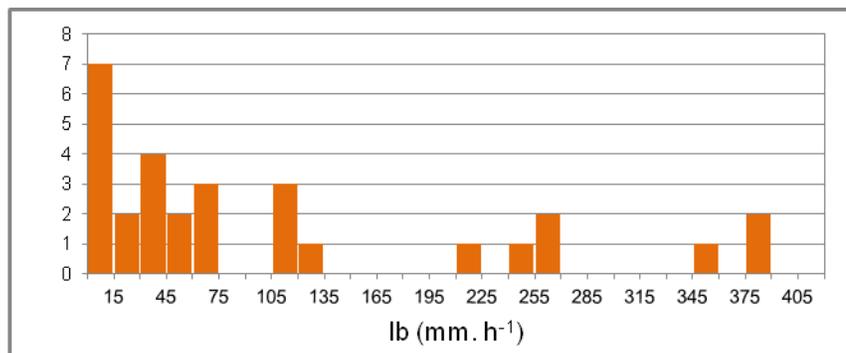


Figura 14. Histograma de la velocidad de infiltración básica ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) en el Argisol Distrito Ocrico ( $n= 29$ ).

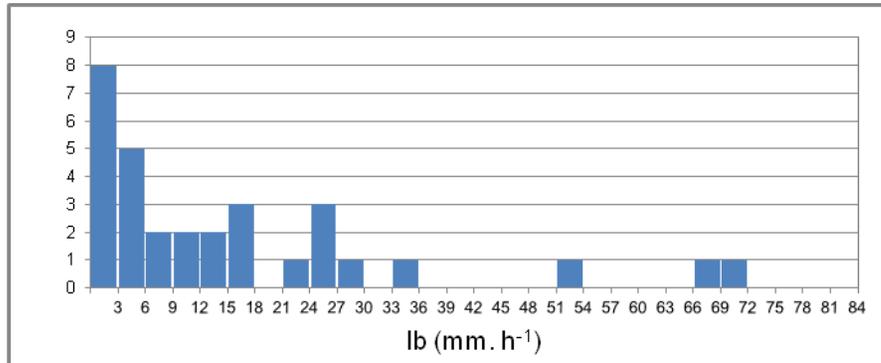


Figura 15. Histograma de la velocidad de infiltración básica ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) en el Brunosol Eutrico Típico ( $n=31$ ).

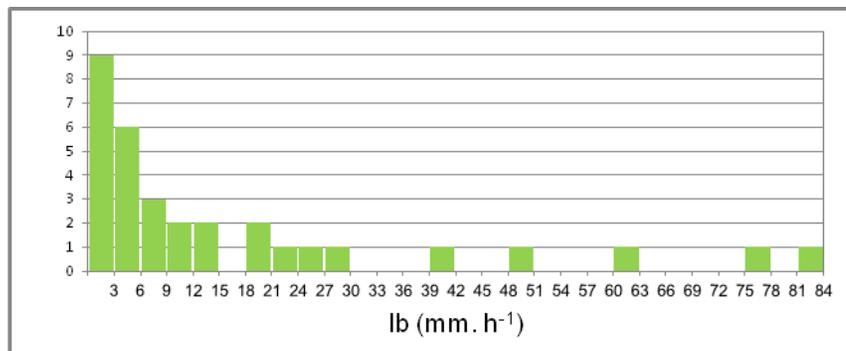


Figura 16. Histograma de la velocidad de infiltración básica ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) en el Argisol Subéutrico Ócrico ( $n=32$ ).

#### 4.1.2 Comparación de la velocidad de infiltración básica entre cada suelo

Para llegar a diferenciar el comportamiento que existe entre los suelos, tomando en cuenta la alta variabilidad de la velocidad de infiltración básica dentro de cada suelo, se analizaron los datos, mediante la prueba de Shapiro-Wilks, para determinar si los mismos presentaban distribución normal, y así poder comparar las medias (cuadro 10). Siendo la hipótesis nula, que la población está distribuida normalmente, si el p-valor es menor a alfa ( $p < 0,05$ ). Por lo tanto se rechaza la hipótesis nula, determinando que los datos no presentan una distribución normal.

Cuadro 10. Prueba de Shapiro-Wilks, para la  $lb$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) de los tres suelos Brunosol Éútrico, Argisol Dístrico y Argisol Subéútrico.

	n	Media	D. E.	W	p (una cola)
<b>Brunosol Eútrico</b>	31	15,81	18,51	0,76	<0,0001
<b>Argisol Dístrico</b>	29	107,00	119,12	0,77	<0,0001
<b>Argisol Subeútrico</b>	32	16,72	22,12	0,72	<0,0001

n= número de muestra; D.E.= Desvío Estándar.

A modo de normalizar los datos y así poder comparar las medias, se transformaron los valores a su raíz cuadrada. La prueba de Shapiro-Wilks realizada al nuevo grupo de datos transformados muestra que ahora si éstos tienen distribución normal y por lo tanto pueden ser comparados por los test clásicos estadísticos (cuadro 11). El suelo Brunosol Eútrico Típico y el Argisol Dístrico Ócrico presentaron un p-valor mayor a alfa ( $p>0,05$ ) y el Argisol Subéútrico Ócrico presento un p-valor mayor a alfa ( $p>0,01$ ).

Cuadro 11. Prueba de Shapiro-Wilks, para la raíz cuadrada de la  $lb$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) de los tres suelos, Brunosol Eútrico, Argisol Dístrico y Argisol Subeútrico.

	n	Media	D. E.	W	p (una cola)
<b>Brunosol Eútrico</b>	31	3,35	2,17	0,94	0,08
<b>Argisol Dístrico</b>	29	8,70	5,70	0,93	0,07
<b>Argisol Subeútrico</b>	32	3,34	2,39	0,91	0,01

n= número de muestra; D.E.= Desvío Estándar.

El Brunosol Eútrico Típico y el Argisol Subéútrico Ócrico tienen similares  $lb$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ), mientras que el Argisol Dístrico Ócrico tiene una  $lb$  ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) significativamente mayor que los dos anteriores (cuadro 12).

Cuadro 12. Velocidad de infiltración básica de las medias transformadas entre el Brunosol Eútrico, Argisol Dístrico y Argisol Subeútrico.

Suelos	n	Media	
Brunosol Eútrico	31	3,35	A
Argisol Subeútrico	32	3,34	A
Argisol Dístrico	29	8,70	B

Medias en la columna seguidas de distinta letra son significativamente diferentes por el Test de Tukey ( $p<0.01$ ).

## 4.2 VARIABILIDAD DE LA TEXTURA DE LOS SUELOS

En cada uno de los puntos de muestreo de la velocidad de infiltración, se extrajeron dos muestras del suelo, a 0 – 20 cm y a 20 – 40 cm de profundidad, las cuales fueron analizadas y se determinó el porcentaje de arcilla, limo y arena; como forma de estudiar la variabilidad del componente granulométrico de los suelos, para determinar su relación con los parámetros de Kostiakov (a, A, b, B) y con la velocidad de infiltración básica.

Cuadro 13. Contenido de arcilla, limo y arena de los tres suelos, Brunosol Éútrico Típico, Argisol Díútrico Óútrico y Argisol Subéútrico Óútrico.

Tipo de Suelo	Prof (cm)	Variable	n	Media	Mediana	Curtosis	Asimetría	C.V.%	W
<b>Brunosol Éútrico</b>	0 - 20	Arcilla %	31	12,6	12,54	3,59	1,48	24,45	Ns
	0 - 20	Limo %	31	9,06	7,72	2,94	1,45	46,09	Ns
	0 - 20	Arena %	31	78,34	80,70	2,13	-1,53	7,71	Ns
<b>Brunosol Éútrico</b>	20 - 40	Arcilla %	31	16,36	15,24	-0,48	0,32	23,10	**
	20 - 40	Limo %	31	9,92	8,69	2,37	1,73	39,94	Ns
	20 - 40	Arena %	31	73,72	75,69	0,86	-1,11	7,52	*
<b>Argisol Subéútrico</b>	0 - 20	Arcilla %	32	14,12	15,04	-1,45	-0,16	31,78	Ns
	0 - 20	Limo %	32	10,69	9,64	5,38	2,08	38,22	Ns
	0 - 20	Arena %	32	75,19	73,80	-0,40	0,21	7,78	**
<b>Argisol Subéútrico</b>	20 - 40	Arcilla %	30	18,06	19,16	-1,12	-0,34	30,82	*
	20 - 40	Limo %	30	11,64	10,56	4,80	2,23	41,57	Ns
	20 - 40	Arena %	30	70,3	70,33	0,41	-0,39	10,75	**
<b>Argisol Díútrico</b>	0 - 20	Arcilla %	29	10,72	9,83	1,85	1,35	41,00	Ns
	0 - 20	Limo %	29	7,84	7,43	2,73	1,24	37,33	Ns
	0 - 20	Arena %	29	81,44	82,70	1,56	-1,20	6,54	*
<b>Argisol Díútrico</b>	20 - 40	Arcilla %	29	14,89	15,24	-0,45	0,23	30,79	**
	20 - 40	Limo %	29	8,14	7,32	5,83	1,99	43,13	Ns
	20 - 40	Arena %	29	76,97	77,29	0,26	-0,71	8,42	**

W= Prueba de Shapiro-Wilks (\* p<0,05), (\*\* p<0,01); Ns.= no significativo

Según la clasificación textural media (USDA, 1993), el Brunosol Éútrico Típico y el Argisol Subéútrico Óútrico son suelos franco arenosos, en cambio el Argisol Díútrico Óútrico, es un suelo arenoso franco a franco arenoso. El porcentaje de arcilla y limo de la primera capa del suelo (0 – 20 cm) es menor que la segunda capa de suelo (20 – 40 cm), comportamiento similar al descrito por Talaat (2009). La fracción de arena es sensiblemente superior en la capa superior y mayor en el Argisol Díútrico Óútrico que en el Brunosol Éútrico Típico y el Argisol Subéútrico Óútrico, lo que llevaría a explicar la diferencia en la capacidad de infiltración inicial de los suelos.

La distribución de los datos presenta un comportamiento heterogéneo, donde valores de asimetría y curtosis cercanos a cero, y el p-valor, verifican la distribución normal de datos. En general, en la primera capa del suelo (0 – 20 cm) presenta un comportamiento asimétrico, excepto para el valor de arena del Argisol Subéutrico Ócrico. El porcentaje de limo no tiene una distribución normal en los datos, con valores de asimetría y curtosis muy altos y positivos. El porcentaje de arcilla y arena en la segunda capa del suelo (20 – 40 cm) presenta una distribución normal en los tres suelos, con una curtosis negativa y una asimetría positiva para los valores de arcilla y curtosis positiva y asimetría negativa para los valores de arena. Estos resultados difieren a los detallados por Ramírez – López (2008), Talaat (2009), donde la asimetría y curtosis en la primera capa de suelo, era cercanos a cero.

Cuadro 14. Coeficientes de determinación ( $r^2$ ) de los parámetros estimados por el modelo de Kostiakov y el porcentaje de arena, limo y arcilla en cada suelo.

SUELOS	TEXTURA	a	b	A	B	Ib
<b>Brunosol Éutrico Ócrico 0 - 20</b>	% Arcilla	0,088	0,091	0,023	0,148	0,102
	% Limo	0,005	0,006	0,045	0,003	0,00004
	% Arena	0,011	0,043	0,0048	0,054	0,028
<b>Brunosol Éutrico Ócrico 20 - 40</b>	% Arcilla	0,39	0,47	0,268	0,605	0,354
	% Limo	0,01	0,000002	0,08	0,0003	0,0003
	% Arena	0,13	0,219	0,023	0,0285	0,175
<b>Argisol Dístrico Ócrico 0 - 20</b>	% Arcilla	0,091	0,197	0,029	0,282	0,103
	% Limo	0,01	0,054	0,089	0,017	0,003
	% Arena	0,091	0,253	0,096	0,249	0,082
<b>Argisol Dístrico Ócrico 20 - 40</b>	% Arcilla	0,203	0,314	0,123	0,392	0,187
	% Limo	0,026	0,014	0,013	0,061	0,013
	% Arena	0,189	0,239	0,11	0,384	0,153
<b>Argisol Subéutrico Ócrico 0 - 20</b>	% Arcilla	0,111	0,263	0,085	0,232	0,134
	% Limo	0,108	0,003	0,117	0,025	0,083
	% Arena	0,208	0,153	0,184	0,234	0,212
<b>Argisol Subéutrico Ócrico 20 - 40</b>	% Arcilla	0,174	0,253	0,133	0,244	0,203
	% Limo	0,13	0,002	0,12	0,081	0,119
	% Arena	0,241	0,146	0,199	0,254	0,256

a, b, A y B= Parametros de Kostiakov; Ib= Velocidad de Infiltración Básica.

Como se observa en el cuadro los coeficientes de determinación entre la textura del suelo y los parámetros de Kostiakov es muy baja en casi todos los casos y para las dos profundidades. En general, en los primeros 20 cm del perfil del suelo se obtiene un  $r^2 < 0,282$ , mientras que entre los 20 y 40 cm del perfil, la correlación es mayor, llegando a un  $r^2 = 0,605$ , donde los valores más altos se dan en relación al porcentaje de arcilla del horizonte.

Dadas las situaciones en las cuales se realizaron las muestras, con iguales condiciones de humedad y manejo del terreno, la textura del suelo es uno de los factores que más influyen en la variabilidad de la velocidad de infiltración, pero no explica por sí sola esta variabilidad. Da Silva (2010), en un suelo de textura franca, no obtiene una correlación significativa entre las propiedades física y la infiltración. En cambio Orjuela-Matta et al. (2010) el contenido de arena y arcilla en el suelo determinan el comportamiento de la velocidad de infiltración. También hay otros factores que pueden estar interactuando, como son, grietas y pendiente (Cerdea y García-Fayos, 1995), la presencia de raíces en el perfil del suelo (Zapata-Sierra y Manzano-Agugliaro, 2008) y el contenido de materia orgánica (Landini et al., 2007).

Cuadro 15. Coeficientes de determinación Pearson, entre la textura del suelo y los parámetros de Kostiakov en todos los suelos.

PROFUNDIDAD	TEXTURA	a	b	A	B	Ib
0 - 20	% Arcilla	-0,36	-0,49	-0,33	-0,52	-0,38
	% Limo	-0,24	-0,18	-0,25	-0,20	-0,23
	% Arena	0,40	0,45	0,37	0,47	0,40
20 – 40	% Arcilla	-0,24	-0,34	-0,25	-0,28	-0,20
	% Limo	-0,13	-0,03	-0,10	-0,05	-0,14
	% Arena	0,24	0,25	0,23	0,22	0,23

a, b, A y B= Parametros de Kostiakov; Ib= Velocidad de Infiltración Básica.

En cuadro 15 se observa que el contenido de arcilla y de limo mostró una relación inversa con los parámetros del modelo de Kostiakov (a, b, A y B) y la velocidad de infiltración básica (Ib) para las dos profundidades (0 – 20 y 20 – 40). Lo opuesto se produjo con el contenido de arena, donde la correlación es directa. Este comportamiento fue similar al presentado por Da Silva (2010), pero algo diferente a lo expuesto por Rodríguez-Vásquez et al. (2008), donde el limo presentaba una correlación directa. Según Talaat (2009), la correlación entre en contenido de arcilla y la velocidad de infiltración se considera negativa y muy significativa, debido a que la capa de arcilla impide que el agua descienda rápidamente, por la cantidad de macroporos.

#### 4.3 DISTRIBUCIÓN ESPACIAL DE LOS VALORES DE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN BÁSICA

En la figura 16, se representan los puntos de muestreo sobre cada suelo, en donde se observa fácilmente los valores de la  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ). Con círculos más grandes velocidad de infiltración más alta, y a medida que los círculos se hacen más chicos, la  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) es menor. Se aprecia cómo se diferencian diferentes zonas dentro de cada cuadro. Representando la alta variabilidad espacial y su distribución geográfica en cada cuadro y entre los cuadros, demostrando que el comportamiento del suelo, frente a la necesidad de agua es diferente y muy variables en superficies supuestamente homogéneas

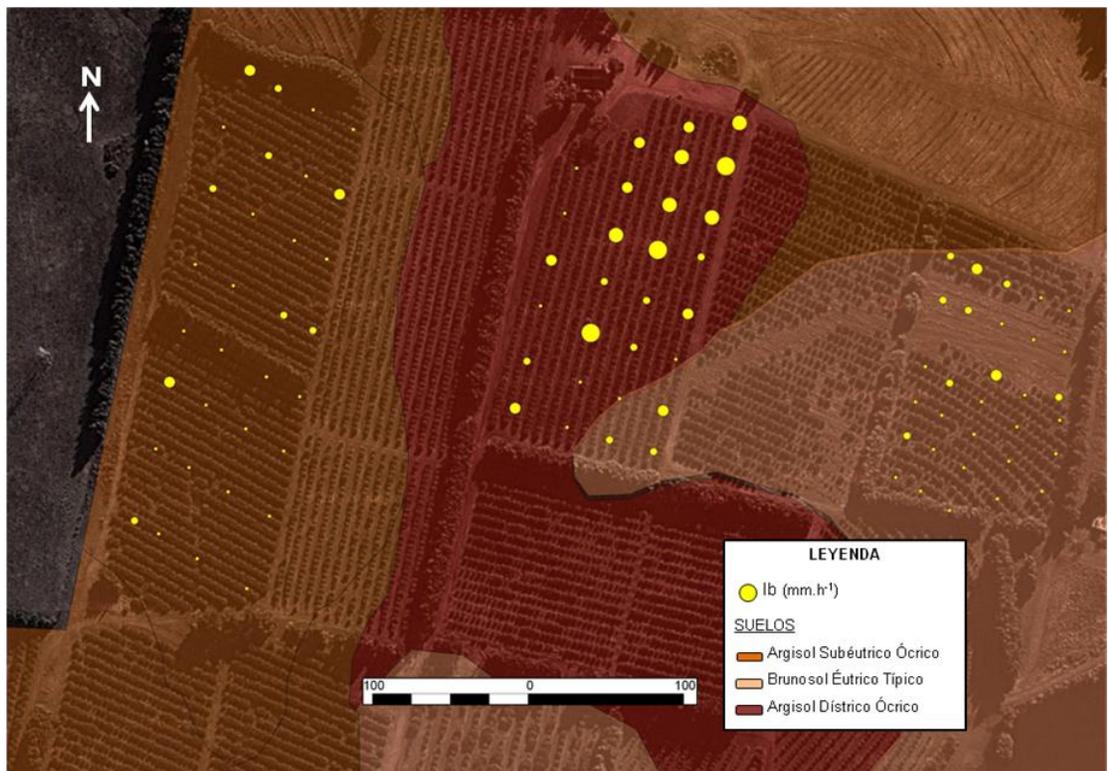


Figura 17. Distribución espacial de los valores de la velocidad de infiltración básica.

#### 4.4 RELACIÓN ENTRE LA VELOCIDAD DE INFILTRACIÓN BÁSICA, EL CAUDAL DE LOS EMISORES Y LA SUPERFICIE DEL CHARCO MOJADO

Para la selección del caudal, como la distancia entre los emisores en un sistema de riego localizado, es importante tomar en cuenta las condiciones del suelo que están afectando el flujo de agua sobre la superficie. Teniendo como objetivo cubrir las demandas del cultivo, evitando pérdidas de agua por escurrimiento superficial o percolación a aguas subterráneas, más allá que las necesarias para el lavado de sales (Arbat, 2003).

Brandt (1971), Bresler (1977), observaron que durante el riego por goteo, en general, una zona radial de agua encharcada, se desarrolla en la proximidad de la fuente de goteo. Determinaron su área, inicialmente muy pequeña, que se hace más grande a medida que pasa el tiempo. A través de esa área, el agua proveniente del emisor es capaz de infiltrarse. Cepeda (2008) evaluó las variables de la ecuación de Brandt (1971), observando una muy buena correlación entre el radio de la superficie encharcada y la velocidad de infiltración del suelo.

Se planteó como objetivo, determinar la posibilidad que haya escurrimiento superficial, partiendo de que, variaciones en la velocidad de infiltración del suelo, modifican el tamaño del charco durante el riego. Para este análisis se determinó que:

- el tamaño final del charco, depende de la velocidad de infiltración básica del suelo  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ), para un caudal determinado  $Q$  ( $\text{l}\cdot\text{h}^{-1}$ ),
- diámetros de charcos superiores a 1 m, tienen la posibilidad de producir escurrimiento superficial. Para un sistema de riego localizado, con doble línea de goteros de  $2 \text{ l}\cdot\text{h}^{-1}$ , a una distancia entre emisores de 1 m.

Aunque la zona inundada en general presenta una forma asimétrica (Cepeda 2008, Hayashi 2014), dependiendo del microrelieve donde se encuentre ubicado el gotero, se estableció que, charcos con diámetros  $> 1$  m se llegan a unir, aumentando el volumen de agua sobre la superficie del suelo, para luego escurrirse y formar encharcamientos (Figura 18 y 19).



Figura 18. Esguerrimiento superficial causado por un emisor de  $2 \text{ l.h}^{-1}$  en el Brunosol Éútrico Típico.



Figura 19. Encharcamiento causado por un emisor de  $2 \text{ l.h}^{-1}$  en el Brunosol Éútrico Típico.

En las figura 20, 21 y 22 está representado el diámetro de lo charco que se logra con emisores de  $2 \text{ l.h}^{-1}$ , a partir de la  $I_b$  obtenida en los puntos de muestreo para los tres tipos de suelo. Se observó que existen zonas donde el diámetro del charco sería mayor a un metro, representando por el 6,9% de los puntos muestreados del Argisol Dístrico Ócrico, el 28,1% Argisol Subéútrico Ócrico y el 19,4% Brunosol Éútrico Típico. Lo que daría la posibilidad de que haya pérdida de agua por esguerrimiento superficial.

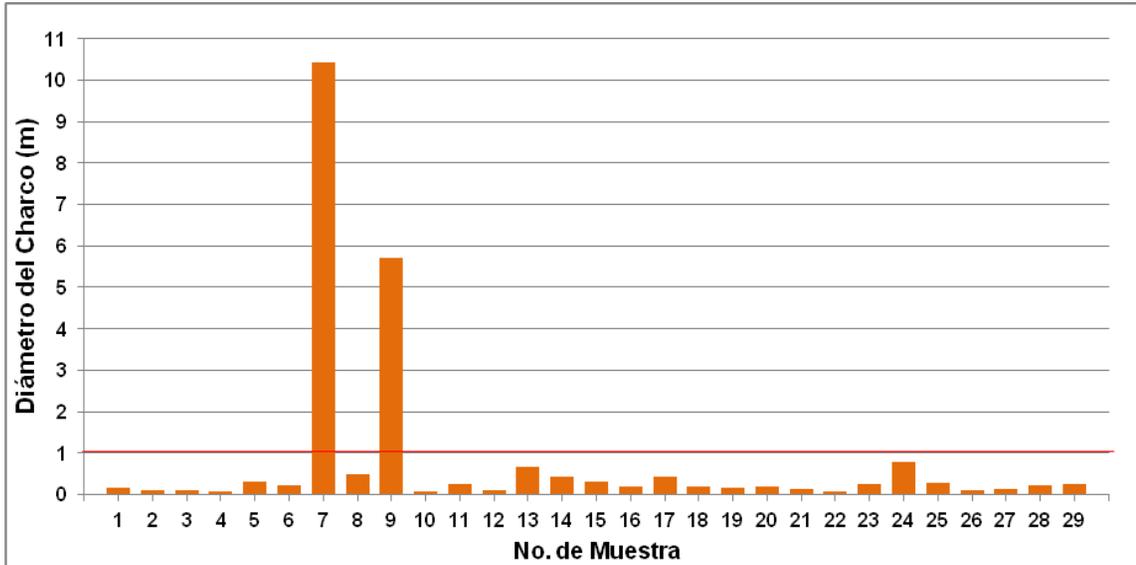


Figura 20. Diámetro del charco que se obtiene a partir de la lb ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) para el Argisol Dístico Ócrico (n= 29).

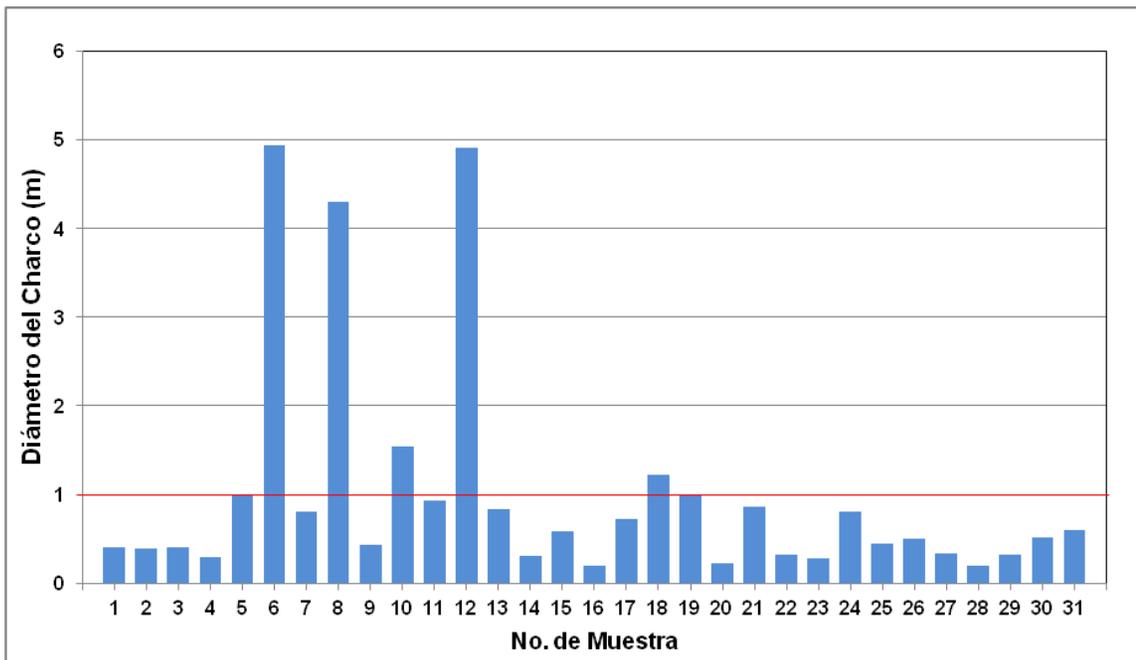


Figura 21. Diámetro del charco que se obtiene a partir de la lb ( $\text{mm.h}^{-1}$ ) para el Brunosol Éútrico Típico (n=31).

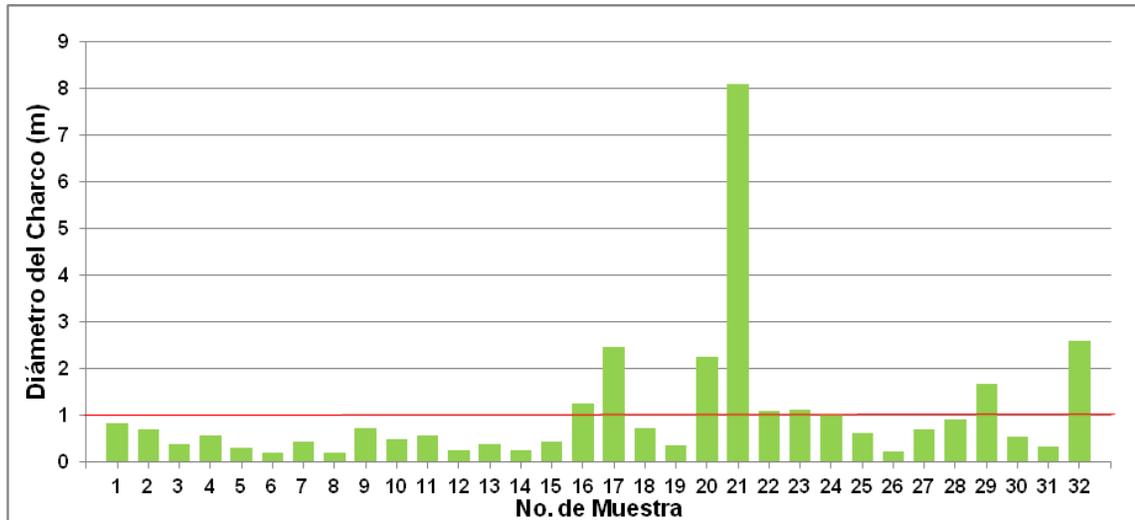


Figura 22. Diámetro del charco que se obtiene a partir de la  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) para el Argisol Subéutrico Ócrico ( $n=32$ ).

El diámetro del charco presentó una alta variabilidad, al igual que la  $I_b$  ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ) de los suelo, lo que determina que tanto para la selección del caudal, como la distancia entre los emisores, el promedio de los datos no sería un buen indicador (cuadro 16).

Cuadro 16. Estadística descriptiva del diámetro del charco en los tres tipos de suelos.

	n	Media	Mediana	D. E.	Min	Max	C.V.
<b>Brunosol Eutrico</b>	31	0,99	0,51	1,28	0,19	4,94	130
<b>Argisol Districo</b>	29	0,79	0,21	2,12	0,08	10,42	268
<b>Argisol Subeutrico</b>	32	1,01	0,58	1,44	0,17	8,10	143

Según la bibliografía consultada, es de esperar que en suelos con mayor contenido de arcilla, el diámetro del charco sea superior y aumente la posibilidad de haber escurrimiento superficial. En el cuadro 16 se observa como el porcentaje de diámetro de charco por encima de un metro aumenta, a mayor contenido de arcilla promedio en los primeros 20 cm del suelo.

Cuadro 17. Porcentaje del diámetro del charco > 1m y la textura de los suelos de 0 – 20 cm

	% Diámetro charco > 1m	% Arcilla	% Limo	% Arena	Clase Textural
<b>Brunosol Éútrico</b>	19,4	13	9	78	Franco Arenosa
<b>Argisol Dístricos</b>	28,1	14	11	75	Franco Arenosa
<b>Argisol Subéútrico</b>	6,9	11	8	81	Arenoso Franco

Como el caudal de los emisores es proporcional a tamaño del charco, una reducción en la velocidad de descarga del gotero, significa una disminución en el área inundada por el emisor. Por lo tanto, pasar de emisores de 4 l.h<sup>-1</sup> separados a un metro en una hilera por fila, a emisores de 2 l.h<sup>-1</sup> separados a un metro en dos hileras por fila, no solo significó una mayor distribución del agua en la superficie, sino que también una reducción en la posibilidad de que haya escurrimiento superficial, pesando de 41,9 % a 19,4 % en el Brunosol Éútrico Típico, de 40,6 % a 28,1 % en el Argisol Dístrico Ócrico y de 10,3 % a 6,9 %.

## 5. CONCLUSIONES

En los tres suelos estudiados del Uruguay, Argisol Dístrico Ócrico, Brunosol Éútrico Típico y Argisol Subéútrico Ócrico, la velocidad de infiltración presentó una alta variabilidad.

Aunque la velocidad de infiltración del Argisol Dístrico Ócrico, en general fue superior a la del Brunosol Éútrico Típico y el Argisol Subéútrico Ócrico, tomar en cuenta una muestra o el promedio de muchas muestras para determinar la velocidad de infiltración en estos suelos, es altamente riesgoso si no se conoce su distribución espacial en el terreno.

Dentro de cada suelo se lograron identificar zonas de infiltración, lo que indica que la velocidad de infiltración no está determinada principalmente por el tipo de suelo, sino por aquellos factores que inciden en la variabilidad de la velocidad de infiltración.

La variabilidad espacial de la textura de los suelos afecta la velocidad de infiltración, pero no explica por sí misma la alta variabilidad de la velocidad de infiltración básica.

El tamaño del charco obtenido con emisores de  $2 \text{ l.h}^{-1}$ , a partir de la velocidad de infiltración básica del suelo, determinó que hay posibilidad de haya escurrimiento superficial, dependiendo entre otros factores del contenido de arena y arcilla del suelo.

Emisores de  $2 \text{ l.h}^{-1}$  en doble línea de goteo, no solo mejora la distribución del agua en la superficie del suelo, sino que también disminuye la posibilidad de escurrimiento superficial.

Es importante seguir con esta línea de investigación, evaluando aquellos factores que inciden en la variabilidad de la velocidad de infiltración básica, afirmados por mapas topográficos, a través de la geoestadística, lo cual serían una herramienta importante que proporcionan información útil para el diseño y gestión de áreas de riego, acompañado una correcta selección de los emisores, tomando en cuenta el caudal y las hora de riego logran una alta eficiencia de aplicación y una distribución uniforme, evitando el escurrimiento superficial y percolación profunda, utilizando los requerimientos de agua necesario. Contribuyendo al ahorro de agua y energía, como también la disminución de problemas ambientales causado por el mal manejo del recurso agua.

## 6. RESUMEN

La infiltración del agua en el suelo es uno de los factores básicos para estimar la intensidad de riego de acuerdo a los requerimientos de las plantas, y así evitar problemas de escurrimiento superficial y degradación de suelo. Se plantea como objetivo, determinar la variabilidad espacial de la infiltración, y su relación con la textura del suelo y el caudal de los emisores. El trabajo se realizó en tres suelos: Brunosol Éútrico Típico, Argisol Subéútrico Ócrico y Argisol Dístrico Ócrico, ubicados cada uno, en un cuadro plantado con cítricos (*Citrus unshiu*), bajo un sistema de riego por goteo. Se diseñó una malla por cuadro de aproximadamente 30 puntos equidistantes entre sí, en el cual se obtuvieron los valores de infiltración y se tomaron las muestras de suelo entre 0 – 20 y 20 – 40 cm de profundidad, determinando el contenido de arena, limo y arcilla para cada punto de muestreo. Se ajustaron las curvas experimentales al modelo empírico de Kostiakov y se obtuvo la velocidad de infiltración básica ( $I_b$ ). La infiltración se determinó mediante un infiltrómetro de anillos concéntricos. El análisis se efectuó mediante estadística descriptiva, y se realizó la prueba de normalidad, con el fin de conocer la dispersión y el comportamiento de los datos. La velocidad de infiltración básica presentó una alta variabilidad dentro de cada suelo, con un coeficiente de variación (CV) entre 111 y 132%. Excepto la arcilla de 20 – 40 cm, los datos de textura no se aproximaron a la distribución normal y el grado de correlación con la velocidad de infiltración básica fue muy bajo. El diámetro del charco obtenido a partir de la velocidad de infiltración del suelo, evidencia la posibilidad de que haya escurrimiento superficial. La utilización de emisores de  $2 \text{ l.h}^{-1}$  en doble línea de goteo, no solo mejora la distribución del agua en el suelo sino que también, disminuye el escurrimiento superficial.

Palabras clave: Infiltración; Citrus; Suelos; Riego por goteo.

## 7. SUMMARY

Water infiltration in soil is one of the basic factors to estimate the intensity of irrigation according to plant requirements, thus avoiding problems of surface runoff and soil degradation. Therefore seeks to determine the spatial variability of infiltration, and its relationship with soil texture and flow of the emitters. The study was conducted in three soils: Eutric Brunosol Typical, Argisol Subeutric Ochric and Argisol Dystric Ochric, each located in a frame garden planted with citrus (*Citrus unshiu*) under a drip irrigation system. It was designed a mesh per frame of approximately 30 points equidistant from each other, in which the values of infiltration obtained and the samples of soil were taken from 0- 20 and 20 to 40 cm. depth, determining the content of sand, silt and clay for each sampling point. The experimental curves were adjusted to the empirical model of Kostiakov and was obtained the basic infiltration rate. The infiltration was determined by a concentric ring infiltrometers. The analysis was performed using descriptive statistics and normality test was performed in order to know the dispersion and behavior of the data. The basic infiltration rate showed high variability within each floor, with a coefficient of variation (CV) between 111 and 132%. Except clay 20 - 40 cm, the texture data is not approximated to a normal distribution and the degree of correlation with the basic infiltration rate was very low. The diameter of the puddle obtained from the soil infiltration rates, evidenced the possibility of runoff. The use of transmitters  $2 \text{ lh}^{-1}$  in a doble drop line, not only improves the distribution of water in the soil but also decreases surface runoff.

Keywords: Infiltration; Citrus; Soils; Drip irrigation.

## 8. BIBLIOGRAFÍA

1. ÁLVAREZ, A.; SASTRE, S.; GUITIÉRREZ, A.; CARRAL, P. s.f. Tendencias observadas en el estudio de curvas de infiltración de suelos. Madrid, Universidad Autónoma de Madrid. Facultad de Ciencias. Departamento de Química Agrícola, Geología y Geoquímica. 8 p.
2. ARBAT, G.; BARRAGÁN, J.; PUIG, J.; POCH, R.; RAMÍREZ, F. 2003. Evaluación de los modelos numéricos de flujo de agua en el suelo hydrus-2D y simdas en riego localizado. In: Álvarez Benedí, J.; Marinero, P. eds. Estudios de la zona no saturada del suelo. Valladolid, Instituto Tecnológico Agrario de Castilla y León. cap. 6, 279–288.
3. ARRAU DEL CANTO, L. 2009. Los suelos y su relación con el riego. Santiago, Universidad de Chile. 12 p.
4. BERNARDO, P.E. 1993. El riego, principios y prácticas. 2<sup>a</sup>. ed. Valencia, España, Universidad Politécnica de Valencia. Servicio de Publicaciones. 401 p.
5. BEVEN, K.J. 2012. Rainfall-runoff modeling; the primer. 2<sup>nd</sup>. ed. Chichester, UK, Wiley-Blackwell. 457 p.
6. 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. 35: 675 – 684.
7. BRESLER, E. 1977. Trickle-drip irrigation; principles and applications to soil-water management. Advances in Agronomy. 29: 344 - 393.
8. CAMPOS ARANDA, D. F. 1998. Procesos del ciclo hidrológico. 3<sup>a</sup>. ed. San Luis Potosí, México, Universidad Autónoma de San Luis Potosí. Facultad de Ingeniería. 493 p.
9. CARVALHO, J.J.; AZEVEDO, C.A.V.; GOMES, E.M.; HENRIQUE, J.; NETO, J.D. 1999. Efeito das variações espaço-temporais dos parâmetros de kostiakov-lewis na infiltração acumulada. Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental. 3 (3): 268-275.
10. CASANOVA, E. 2005. Introducción a la ciencia del suelo. 2<sup>a</sup>. ed. Caracas, Venezuela, Universidad Central de Venezuela. Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico. 482 p.

11. CEPEDA, J. 2008. Modelo de Bresler y Dasberg para la infiltración de goteo. Revista de Topografía Azimut. 2: 91-102.
12. CERDÁ, A.; GARCÍA-FAYOS, P. 1995. Relaciones entre las pérdidas de agua, suelo y semillas en zonas acarcavadas, Influencia de la pendiente. Cuadernos Investigación Geográfica. 20(21): 47-63.
13. DA SILVA MARTINS, A. L.; DE MOURA, E. G.; TAMAYO, J. H. C. 2010. Variabilidad espacial de la infiltración y su relación con algunas propiedades físicas. Ingeniería e Investigación. 30(2): 116-123.
14. DEODHAR, M. J. 2009. Elementary engineering hydrology. Dehli, India, Pearson Education. 397 p.
15. DI RIENZO, J.A.; CASANOVES, F.; BALZARINI, M.G.; GONZÁLEZ, L.; TABLADA, M.; ROBLEDO, C.W. 2011. Grupo InfoStat. (en línea). Córdoba, Argentina, Universidad Nacional de Córdoba. Facultad de Ciencias Agrarias. s.p. Consultado ago. 2013. Disponible en <http://www.infostat.com.ar>
16. DON SCOTT, H. 2000. Soil physics; agricultural and invironmental applications. Ames, Iowa State University Press. 421 p.
17. DUGGAL, K. N.; SONI, J.P. 2005. Elements of water resources engineering. 2<sup>nd</sup>. ed. Dehli, India, New Age. 588 p.
18. FERRER, F.; VILLAR, J.M. 2005. Técnicas de medida y control del agua en el suelo. In: Olalla Mañas, F.M.S. ed. Agua y agronomía. Madrid, Mundi-Prensa. pp. 23-86.
19. FORSYTHE, W. 1985. Física de suelos; manual de laboratorio. San José, Costa Rica, Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. 212 p.
20. FRANCO, R.; HOUDIN, R. 2009. Variabilidad espacial de la infiltración de agua en un suelo del Departamento Central del Paraguay. In: Simposio Paraguayo de Manejo y Conservación de Suelos (1°, 2009, Hohenau). Trabajos presentados. Obligado, Paraguay, Facultad de Ciencias Agrarias. Departamento de ingeniería Agrícola p. 122.

21. GARCÍA PETILLO, M.; CASTEL, J.R. 2004. The response of Valencia orange trees to irrigation in Uruguay. Spanish Journal of Agricultural Research. 2 (3): 429-443.
22. \_\_\_\_\_.; PUPPO, L.; HAYASHI, R.; MORALES, P. 2005. Desarrollo del bulbo húmedo bajo riego localizado en suelos estratificados del Uruguay. (en línea). In: Congreso Internacional de Riego y Drenaje Cuba-Riego (2º., 2005, La Habana, Cuba). Trabajos presentados. La Habana, Red Riegos, CYTED/AECID. s.p. Consultado mar. 2014. Disponible en [http://ceer.isa.utl.pt/cyted/cuba\\_riego/sesions/M\\_Garcia\\_doc.pdf](http://ceer.isa.utl.pt/cyted/cuba_riego/sesions/M_Garcia_doc.pdf)
23. \_\_\_\_\_.; \_\_\_\_\_.; \_\_\_\_\_. 2008. Curso de riego y drenaje; guía de clase. Montevideo, Facultad de Agronomía. 271 p.
24. GAVANDE, S.A.1968. Introducción a la física de suelos. Turrialba, Costa Rica, Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas. 205 p.
25. GUROVICH, L. 1985. Fundamentos y diseño de sistemas de riego. San José, Costa Rica, Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. 433 p.
26. HAAN, C.T.; BARFIELD, B.J.; HAYES, J.C. 1994. Design hydrology and sedimentology for small catchments. San Diego, California, Academic Press. 588 p.
27. HAGHIGHI, F.; GORJI, M.; SHORAFI, M.; SARMADIAN, F.; MOHAMMADI, M. H. 2010. Evaluation of some infiltration models and hydraulic parameters. Spanish Journal of Agricultural Research. 8(1): 210-217.
28. HILLEL, D. 1998. Environmental soil physics. New York, USA, Academic Press. 771 p.
29. HOLTAN, H.; STILTNER, G.; HENSEN, W.; LOPEZ, N. 1975. USDA HL-74 Revised model of watershed hydrology. US. Department of Agriculture. Technical Bulletin no. 1518. 99 p.
30. IRIARTE, A.; SIMÓN, M.; GARCÍA, I.; BARAHONA, E.; ORTÍZ, I. 2000. Propiedades hídricas de los suelos de olivar mediante simulación de lluvia. Edafología. 7(2): 67-74.

31. IROUMÉ, A.; SCHÄFER, M. 2000. Variabilidad espacial y temporal de la infiltración en una cuenca experimental en la cordillera de los Andes. *Agro Sur*. 28(2): 1-9.
32. KARAMOUZ, M.; NAZIF, S.; FALAHI, M. 2013. *Hydrology and hydroclimatology; principles and applications*. Boca Raton, FL, CRC. 716 p.
33. KUNST, C.; LEDESMA, R.; BASAN, M.; ANGELLA, G.; PRIETO, D.; GODOY, J. 2003. Rolado de fachinales e infiltración de agua en el suelo en el Chaco occidental (Argentina). *Revista de Investigaciones Agropecuarias*. 32(3): 105-122.
34. LAL, R.; SHUKLA, M.K. 2004. *Principles of soil physics*. New York, Marcel Dekker. 716 p.
35. LANDINI, A. M.; MARTÍNEZ, D.; DÍAS, H.; SOZA, E.; AGNES, D.; SAINATO, C. 2007. Modelos de infiltración y funciones de pedotransferencia aplicados a suelos de distinta textura. *Ciencia del Suelo*. 25(2): 123-131.
36. LANDON, J.R.1984. *Booker tropical soil manual; a handbook for soil survey and agricultural land evaluation in the tropics and subtropics*. New York, Longman Scientific and Technical. 450 p.
37. LIMA, C.A.G.; SILANS, A. P. de. 1999. Variabilidade espacial da infiltração de água no solo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*. 34(12): 2311-2320.
38. MORÁBITO, J.; SALATINO, S.; ANGELLA, G.; PRIETO, D. 2008. Evaluación de campo al riego de los agricultores: casos prácticos y ventajas para la difusión de la tecnología apropiada; asesoramiento a los regantes para la modernización de los regadíos y su ambientalidad. (en línea). In: *Jornadas sobre Ambiente y Riegos; Modernización y Ambientalidad (2008, La Antigua, Guatemala)*. Memorias. Guatemala, Red Riegos, CYTED/AECID. s.p. Consultado jul. 2013. Disponible en <http://ceer.isa.utl.pt/cyted/>
39. MORGAN, R.P.C. 1997. *Erosión y conservación del suelo*. 2ª. ed. Madrid, España, Mundi-Prensa. 343 p.
40. MOYA, J.A. 2009. *Riego localizado y fertirrigación*. 4ª. ed. Madrid, Mundi-Prensa. 575 p.

41. NAVE, M.; PEDRANI, A.; VICH, A.; MARIANI, A. 1994. Ajuste del modelo de Horton mediante datos de infiltración obtenidos en el piedemonte mendocino. *Latin American Journal of Natural Resources*. 3: 133-140.
42. ORJUELA-MATTA, H.M.; RUBIANO SANABRIA, Y.; CAMACHO-TAMAYO, J.H. 2010. Comportamiento de la infiltración en un Oxisol. *U.D.C.A Actualidad y Divulgación Científica*. 13(2): 3-39.
43. \_\_\_\_\_.; \_\_\_\_\_.; \_\_\_\_\_. 2012. Spatial analysis of infiltration in an oxisol of the Eastern plains of Colombia. *Chilean Journal of Agricultural Research*. 72(3): 404-410.
44. OTERO, A.; GOÑI, C.; CASTAÑO, J.P. 2009. Condiciones climáticas en el ciclo productivo. *In: Reduciendo Incertidumbres; el Riego en la Productividad de los Cítricos (2009, Salto)*. Avances de investigación. Montevideo, INIA. pp. 2-13 (Actividades de Difusión no. 576).
45. PAYNE, D. 1988. The behavior of water in soil. *In: Wild, A. ed. Russell's soil conditions and plant growth*. 11th. ed. London, Longman. pp. 315-337.
46. PIZARRO, F. 1990. Riegos localizados de alta frecuencia; goteo, microaspersión, exudación. 2ª. ed. Madrid, Mundi-Prensa. 471 p.
47. RAMÍREZ-LÓPEZ, L.; REINA-SÁNCHEZ, A.; CAMACHO-TAMAYO, G.H. 2008. Variabilidad espacial de atributos físicos de un Typic Haplustox de los llanos orientales de Colombia. *Engenharia Agrícola (Jaboticabal)*. 28(1): 55-63.
48. RANDALL, S.; SHARON, A. 2005. Soils; genesis and geomorphology. Cambridge, Cambridge University Press. 817 p.
49. RAWLS, W.J.; GOLDMAN, D.; VAN MULLEN, J.A.; WARD, T.J. 1996. Infiltration. *In: ASCE (American Society of Civil Engineers). Hydrology handbook*. 2<sup>nd</sup>. ed. New York, USA, Task Committee on Hydrology Handbook Management Group D. pp. 75-124. (Manuals and Reports on Engineering Practice no. 28).
50. RODRÍGUEZ-VÁSQUEZ, A.F.; ARISTIZÁBAL-CASTILLO, A.M.; CAMACHO-TAMAYO, J.H. 2008. Variabilidad espacial de los modelos de infiltración de Philip y Kostikov en un suelo Ándico. *Engenharia Agrícola*. 28(1): 64-75.

51. SCHRÖDER, A. 2000. Wepp, eurosem, e-2d; results of applications at the plot scale. In: Schmidt, J. ed. Soil erosion; application of physically based models. Berlin, Germany, Springer-Verlag. pp. 199-250.
52. SHUKLA, M. 2014. Soil physics; an introduction. Boca Raton, FL, CRC. 478 p.
53. TALAAT, A.M. 2009. Assessment of infiltration rate parameters for water management in reclaimed area. Research Journal of Agriculture and Biological Sciences. 5(3): 223-234.
54. TERZAGHI, A.; SGANGA, J.C. 1998. Características físicas de los principales suelos agrícolas de Canelones y Montevideo, su interpretación agronómica. 2ª. ed. Montevideo, Uruguay, Ministerio de Ganadería Agricultura y Pesca. 61 p. (Boletín Técnico no. 8).
55. UNITED STATES DEPARTMENT OF AGRICULTURE (USDA). 1972. Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soils samples. Washington, D.C., Soil Conservation Service. 63 p. (Soil Survey Report no. 1).
56. \_\_\_\_\_. 1993. Soil survey manual. Washington, D.C., USDA. Natural Resources Conservation Service. Soil Survey Division Staff. 437 p. (USDA Handbook no. 18).
57. \_\_\_\_\_. 2012. Soil infiltration; soil quality kit; guides for educators. (en línea). Washington, D. C., USDA. Natural Resources Conservation Service. 6 p. Consultado sep. 2013. Disponible en [http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE\\_DOCUMENTS/nrcs142p2\\_05\\_1576.pdf](http://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_05_1576.pdf).
58. URUGUAY. MINISTERIO DE AGRICULTURA Y PESCA. COMISION NACIONAL DE ESTUDIO AGROECONÓMICO DE LA TIERRA. 1979. Índice de productividad de suelos; grupos CONEAT. (en línea). Montevideo. s.p. Consultado set. 2013. Disponible en <http://www.prenader.gub.uy/coneat>
59. \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. DIRECCIÓN DE SUELOS Y FERTILIZANTES. 1976. Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay. Montevideo. Escala 1:1.000.000.

60. \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. 1979. Carta de reconocimiento de suelos del Uruguay; descripciones, datos físicos y químicos de los suelos dominantes. Montevideo. t. 3, pt. 1, 140 p.
61. \_\_\_\_\_. MINISTERIO DE GANADERÍA, AGRICULTURA Y PESCA. DIRECCIÓN DE ESTADÍSTICAS AGROPECUARIAS. 2013. Encuesta citrícola 2013. Montevideo. 28 p. (Serie de Encuestas no. 311).
62. \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. \_\_\_\_\_. 2014. Encuesta citrícola primavera 2013. Montevideo. 2 p.
63. VALVERDE, J. 2007. Riego y drenaje. San José, Costa Rica, Universidad Estatal a Distancia (EUNED). 224 p.
64. VARSHNEY, R.S. 1979. Engineering hydrology. 2<sup>nd</sup>. ed. Roorkee, India, Nem Chand and Bros. 917 p.
65. VICTORA, C.D.; KACEVAS, A.; FIORI, H. 2000. Caracterización de suelos por erodabilidad e infiltración con técnicas de lluvia simulada. Proyecto No. 45. In: Seminario Investigación Aplicada (2000, Las Brujas, Canelones, UY). Trabajos presentados. Montevideo, Uruguay, INIA. s.p.
66. VIEUX, B. 2004. Distributed hydrologic modeling using GIS. 2<sup>nd</sup>. ed. Dordrecht, The Netherlands, Kluwer. 289 p.
67. ZAPATA-SIERRA, A.; MANZANO-AGUGLIARO, F. 2008. Influencia de seis especies arbóreas en la infiltración de agua en el suelo. Agrociencia. 42(7): 835-845.

## 9. ANEXOS

### 1. Valores de los parámetros del modelo de Kostiakov en cada punto de muestreo, para el Argisol Dístico Ócrico

No. de MUESTRA	a	b	r <sup>2</sup>	A	B	r <sup>2</sup>	lb (mm.h <sup>-1</sup> )	d (m)
14	166,06	-0,339	0,6901	243,53	0,6252	0,993	109,78	0,15
15	430,6	-0,373	0,822	613,36	0,6951	0,9959	263,53	0,10
16	309,97	-0,247	0,8769	430,59	0,6032	0,9844	247,93	0,10
17	463,91	-0,24	0,7676	581,75	0,7279	0,9976	376,00	0,08
18	49,981	-0,401	0,7874	86,834	0,4415	0,9769	28,64	0,30
19	90,705	-0,431	0,9362	149,27	0,5382	0,9961	48,32	0,23
20	1,0961	-1,441	0,9474	26,054	0,0717	0,8999	0,02	10,42
21	27,244	-0,562	0,9141	65,606	0,3365	0,9863	10,33	0,50
22	1,0378	-1,084	0,8997	16,318	0,0614	0,9501	0,08	5,70
23	554,72	-0,361	0,9527	805,93	0,689	0,9986	348,99	0,09
24	79,747	-0,48	0,613	159,35	0,4395	0,9853	37,56	0,26
25	321,4	-0,25	0,6544	423,65	0,6931	0,9963	255,60	0,10
26	18,22	-0,636	0,9306	55,917	0,2587	0,9799	5,62	0,67
27	33,87	-0,557	0,8379	79,996	0,348	0,9878	13,01	0,44
28	47,647	-0,415	0,9003	82,166	0,4842	0,9892	26,40	0,31
29	63,703	-0,135	0,7373	78,729	0,6486	0,9758	61,17	0,20
30	31,173	-0,518	0,8823	68,202	0,3605	0,982	13,30	0,44
31	91,296	-0,313	0,9084	141,03	0,5313	0,9727	63,88	0,20
32	241,35	-0,491	0,7613	449,22	0,6485	0,9728	110,49	0,15
33	117,03	-0,382	0,9168	182,56	0,5477	0,9939	70,14	0,19
34	197,18	-0,375	0,7951	305,45	0,6326	0,999	120,12	0,15
35	522,83	-0,299	0,888	718,19	0,7203	0,9971	376,82	0,08
36	65,869	-0,339	0,7492	120,27	0,4179	0,9673	43,55	0,24
37	17,448	-0,731	0,8675	46,171	0,3267	0,9892	4,08	0,79
38	130,47	-0,715	0,9322	321,19	0,4615	0,9694	31,97	0,28
39	265,73	-0,222	0,9525	342,65	0,6557	0,9899	222,61	0,11
40	134,22	-0,205	0,6863	179,73	0,6062	0,981	115,85	0,15
41	90,445	-0,368	0,929	145,13	0,5118	0,9879	56,00	0,21
42	79,355	-0,44	0,9341	144,39	0,4523	0,9864	41,35	0,25
<b>Prom.</b>	<b>160,15</b>	<b>-0,46</b>		<b>243,56</b>	<b>0,50</b>		<b>107,00</b>	<b>0,79</b>
<b>Des. Est.</b>	<b>162,06</b>	<b>0,27</b>		<b>218,04</b>	<b>0,18</b>		<b>119,12</b>	<b>2,12</b>
<b>Curtosis</b>	<b>0,52</b>	<b>6,00</b>		<b>0,56</b>	<b>0,53</b>		<b>0,29</b>	<b>16,88</b>
<b>Asimetría</b>	<b>1,26</b>	<b>-2,20</b>		<b>1,21</b>	<b>-0,92</b>		<b>1,24</b>	<b>4,07</b>
<b>Mediana</b>	<b>90,71</b>	<b>-0,38</b>		<b>149,27</b>	<b>0,53</b>		<b>56,00</b>	<b>0,21</b>
<b>Máximo</b>	<b>554,72</b>	<b>-0,14</b>		<b>805,93</b>	<b>0,73</b>		<b>376,82</b>	<b>10,42</b>
<b>Mínimo</b>	<b>1,04</b>	<b>-1,44</b>		<b>16,32</b>	<b>0,06</b>		<b>0,02</b>	<b>0,08</b>
<b>CV</b>	<b>101,2</b>	<b>58,54</b>		<b>89,52</b>	<b>35,59</b>		<b>111,32</b>	<b>268,25</b>

2. Valores de los parámetros del modelo de Kostiakov en cada punto de muestreo, para el Brunosol Éutrico Típico

No. de MUESTRA	a	b	r <sup>2</sup>	A	B	r <sup>2</sup>	lb (mm.h <sup>-1</sup> )	d (m)
1	38,66	-0,55	0,9227	90,521	0,345	0,9867	15,14	0,41
2	40,347	-0,52	0,9306	96,22	0,3141	0,9754	17,12	0,39
3	45,509	-0,609	0,9131	97,692	0,4476	0,9979	15,14	0,41
4	37,477	-0,275	0,7082	59,919	0,4578	0,9573	28,38	0,30
5	8,4508	-0,642	0,8068	33,635	0,1843	0,9626	2,56	1,00
6	2,6421	-1,201	0,9182	24,162	0,1491	0,9424	0,13	4,94
7	11,315	-0,594	0,7113	43,346	0,1926	0,9556	3,93	0,81
8	3,0787	-1,235	0,9405	25,84	0,174	0,925	0,14	4,29
9	35,078	-0,541	0,9476	76,217	0,3862	0,9946	14,07	0,43
10	9,6175	-0,969	0,965	46,31	0,2239	0,9753	1,06	1,55
11	11,85	-0,711	0,862	42,665	0,2398	0,9913	2,94	0,93
12	2,5761	-1,261	0,9783	21,501	0,1853	0,9343	0,11	4,91
13	14,585	-0,706	0,9066	42,013	0,3288	0,9966	3,67	0,83
14	68,106	-0,559	0,8702	133,26	0,5076	0,9987	26,02	0,31
15	13,969	-0,428	0,9085	46,089	0,2014	0,9185	7,50	0,58
16	119,07	-0,407	0,9069	202,09	0,4751	0,9876	67,25	0,19
17	16,3	-0,648	0,8626	43,935	0,3188	0,9896	4,86	0,72
18	12,36	-0,9	0,971	48,529	0,2775	0,9862	1,71	1,22
19	11,343	-0,739	0,8924	41,19	0,2438	0,9939	2,59	0,99
20	80,482	-0,338	0,8763	132,83	0,499	0,9732	53,32	0,22
21	16,327	-0,771	0,9212	53,372	0,2867	0,9911	3,38	0,87
22	64,239	-0,55	0,9545	129,45	0,4433	0,9978	25,15	0,32
23	78,054	-0,516	0,9021	146,09	0,4783	0,998	33,47	0,28
24	17,963	-0,756	0,9685	49,565	0,3866	0,99	3,89	0,81
25	44,849	-0,66	0,9134	109,91	0,3818	0,9934	12,91	0,44
26	39,414	-0,695	0,9865	118,92	0,2843	0,9967	10,24	0,50
27	42,017	-0,429	0,8578	88,45	0,3543	0,9681	22,50	0,34
28	113,72	-0,376	0,9306	204,65	0,4233	0,9671	69,11	0,19
29	50,785	-0,467	0,8925	107,03	0,361	0,9749	24,73	0,32
30	38,636	-0,705	0,9664	149,81	0,2072	0,991	9,75	0,51
31	28,382	-0,701	0,9646	80,762	0,314	0,9989	7,25	0,59
<b>Prom.</b>	<b>36,04</b>	<b>-0,66</b>		<b>83,42</b>	<b>0,32</b>		<b>15,81</b>	<b>0,99</b>
<b>Des. Est.</b>	<b>30,67</b>	<b>0,25</b>		<b>50,08</b>	<b>0,11</b>		<b>18,51</b>	<b>1,28</b>
<b>Curtosis</b>	<b>1,26</b>	<b>1,03</b>		<b>0,13</b>	<b>-1,17</b>		<b>2,81</b>	<b>5,70</b>
<b>Asimetría</b>	<b>1,25</b>	<b>-1,11</b>		<b>0,88</b>	<b>0,09</b>		<b>1,78</b>	<b>2,59</b>
<b>Mediana</b>	<b>35,08</b>	<b>-0,64</b>		<b>76,22</b>	<b>0,32</b>		<b>9,75</b>	<b>0,51</b>
<b>Máximo</b>	<b>119,07</b>	<b>-0,275</b>		<b>204,65</b>	<b>0,5076</b>		<b>69,11</b>	<b>4,94</b>
<b>Mínimo</b>	<b>2,58</b>	<b>-1,26</b>		<b>21,50</b>	<b>0,15</b>		<b>0,11</b>	<b>0,19</b>
<b>CV</b>	<b>85,11</b>	<b>37,89</b>		<b>60,11</b>	<b>33,18</b>		<b>117,11</b>	<b>130,12</b>

3. Valores de los parámetros del modelo de Kostiakov en cada punto de muestreo, para el Argisol Subéutrico Ócrico

No. de MUESTRA	a	b	r <sup>2</sup>	A	B	r <sup>2</sup>	Ib (mm.h <sup>-1</sup> )	d (m)
33	18,37	-0,76	0,9562	56,256	0,3099	0,9953	3,93	0,80
34	18,198	-0,649	0,9711	44,741	0,3715	0,9994	5,41	0,69
35	44,686	-0,502	0,9266	85,143	0,469	0,9979	19,88	0,36
36	28,172	-0,642	0,9708	96,059	0,2263	0,9838	8,54	0,55
37	51,724	-0,4	0,9382	92,997	0,4341	0,9792	29,71	0,29
38	108,21	-0,314	0,9047	156,49	0,5951	0,9942	75,55	0,18
39	27,361	-0,463	0,8906	62,751	0,319	0,9623	13,46	0,43
40	112,9	-0,288	0,7281	184,85	0,4432	0,9563	83,25	0,17
41	16,98	-0,646	0,9333	53,181	0,2682	0,9864	5,09	0,71
42	27,065	-0,526	0,9784	59,076	0,3812	0,9899	11,30	0,47
43	25,987	-0,631	0,911	62,987	0,3803	0,9975	8,13	0,56
44	69,413	-0,379	0,7876	139,18	0,3568	0,9554	41,89	0,25
45	56,462	-0,621	0,8111	134,84	0,3876	0,9966	18,17	0,37
46	79,988	-0,378	0,9442	123,13x	0,5642	0,9964	48,39	0,23
47	47,312	-0,653	0,954	111,82	0,4367	0,9953	13,89	0,43
48	11,335	-0,886	0,8584	51,039	0,2075	0,9972	1,64	1,25
49	5,7196	-1,087	0,903	30,126	0,2436	0,9702	0,43	2,44
50	22,462	-0,743	0,8768	67,797	0,2931	0,9977	5,06	0,71
51	46,487	-0,48	0,7908	89,964	0,3928	0,9752	21,89	0,34
52	6,0958	-1,052	0,926	33,361	0,2208	0,9666	0,50	2,23
53	2,02	-1,47	0,944	33,432	0,116	0,8936	0,04	8,10
54	15,846	-0,905	0,9506	59,528	0,2645	0,9888	2,16	1,09
55	9,2835	-0,743	0,8889	27,729	0,2894	0,9923	2,09	1,10
56	13,107	-0,791	0,8581	40,557	0,3145	0,9957	2,55	1,00
57	24,569	-0,664	0,8321	53,264	0,3146	0,9808	6,99	0,60
58	99,908	-0,372	0,7003	165,01	0,4578	0,9717	61,29	0,20
59	24,311	-0,75	0,928	67,607	0,3279	0,9981	5,36	0,69
60	19,155	-0,84	0,9132	61,776	0,3047	0,9921	3,21	0,89
61	8,672	-0,983	0,9062	34,653	0,2933	0,9787	0,92	1,67
62	26,543	-0,586	0,774	52,738	0,5189	0,9877	9,42	0,52
63	56,667	-0,512	0,83	99,58	0,4838	0,9918	24,56	0,32
64	5,32	-1,1	0,9362	30,828	0,201	0,9739	0,38	2,59
<b>Prom.</b>	<b>35,32</b>	<b>-0,68</b>		<b>75,46</b>	<b>0,35</b>		<b>16,72</b>	<b>1,01</b>
<b>Des. Est.</b>	<b>30,42</b>	<b>0,27</b>		<b>42,58</b>	<b>0,11</b>		<b>22,12</b>	<b>1,44</b>
<b>Curtois</b>	<b>0,95</b>	<b>1,10</b>		<b>0,49</b>	<b>-0,16</b>		<b>2,84</b>	<b>19,69</b>
<b>Asimetría</b>	<b>1,31</b>	<b>-0,89</b>		<b>1,02</b>	<b>0,28</b>		<b>1,88</b>	<b>4,13</b>
<b>Mediana</b>	<b>25,28</b>	<b>-0,65</b>		<b>61,78</b>	<b>0,32</b>		<b>7,56</b>	<b>0,58</b>
<b>Máximo</b>	<b>112,90</b>	<b>-0,288</b>		<b>184,85</b>	<b>0,5951</b>		<b>83,25</b>	<b>8,10</b>
<b>Mínimo</b>	<b>2,02</b>	<b>-1,47</b>		<b>27,73</b>	<b>0,12</b>		<b>0,04</b>	<b>0,17</b>
<b>CV</b>	<b>86,13</b>	<b>38,89</b>		<b>55,52</b>	<b>31,64</b>		<b>132,28</b>	<b>143,27</b>