

MANEJO DEL AGUA: PRINCIPIOS FUNDAMENTALES

Dr. Marcelo Calvache¹

¹ Universidad Central del Ecuador. Quito - Ecuador, Email: ipagrico@hoy.net

INTRODUCCION

Cualquier cultivo durante su ciclo consume una gran cantidad de agua, pero cerca del 98% de este volumen de agua solamente pasa por la planta y se pierde en la atmósfera por el proceso de transpiración. Este flujo de agua es sin embargo necesario para el desarrollo vegetativo de los cultivos por lo que se debe tratar de mantener el agua en el suelo en niveles óptimos para cada cultivo.

El lugar de almacenamiento del agua en la agricultura es el suelo, el mismo que provee a las plantas a medida de sus necesidades. Como la recarga natural de este reservorio no es continua (lluvia), el volumen disponible para las plantas es variable. Cuando las lluvias son intensas, la capacidad de almacenamiento de agua por el suelo puede ser superada y por lo tanto grandes cantidades de agua se pueden perder por escorrentía superficial o por percolación profunda.

Cuando la lluvia es muy escasa y poco frecuente, o en condiciones de invernadero, el suelo funciona como un reservorio de agua indispensable para el desarrollo vegetal. El agotamiento de esta reserva por un determinado cultivo exige una recarga artificial, la cual se produce mediante el riego.

Debido a estos factores, el manejo correcto del agua es un tópico de fundamental importancia. En regiones áridas o semiáridas, o en condiciones de invernadero, el manejo correcto del agua implica prácticas de riego que permitan una economía del agua y reduzcan los problemas por salinidad. En regiones de mucha precipitación, el problema fundamental es la lixiviación de nutrientes del suelo y el drenaje. En regiones donde la lluvia es suficiente, generalmente existen problemas en su distribución adecuada, lo que trae consigo problemas de falta de agua en determinados períodos del año. En estas áreas es muy importante lograr la mayor eficiencia posible en el uso del agua por los cultivos.

El manejo racional de agua implica el uso adecuado de este recurso con relación a la conservación de los otros factores del sistema suelo-planta-atmósfera. Esto significa mantener niveles adecuados de productividad de los cultivos, pero evitando la erosión del suelo y la contaminación de las aguas subterráneas. Para esto son necesarios una serie de conocimientos prácticos y principios fundamentales de física de suelos, los mismos que se pretenden discutir en este artículo.

EL AGUA EN EL SUELO

El suelo es un sistema heterogéneo, disperso, poroso y polifásico. Las tres fases de naturaleza ordinaria son: la fase sólida que constituye la matriz del suelo; fase líquida que consiste del agua del suelo, la cual contiene sustancias disueltas y se llama más correctamente solución del suelo; y la fase gaseosa que es la atmósfera del suelo.

Las proporciones relativas de las tres fases en el suelo varían continuamente y dependen de variables como clima, vegetación, y manejo. Este documento trata de las relaciones fundamentales entre la fase líquida (agua) y el suelo.

El suministro de agua al suelo, ya sea por riego, lluvia o flujos internos es indispensable para la germinación, crecimiento, desarrollo y producción de las plantas. El movimiento, contenido y disponibilidad del agua está determinado principalmente por las propiedades físicas del suelo, particularmente la textura, estructura, porosidad, profundidad y contenido de materia orgánica.

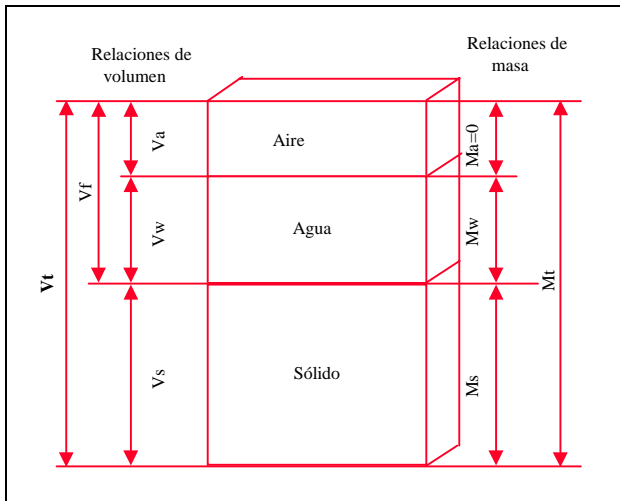


Figura 1. Representación esquemática de las tres fases del suelo.

Buena parte del manejo del riego esta fundamentado en conocer como el proceso de evaporación afecta en forma cuantitativa la disponibilidad del agua, lo que define el volumen de agua a usarse y la frecuencia de restitución al suelo.

Hay que recordar que la dinámica del agua se establece sobre un sistema más complejo: el sistema suelo-planta-atmósfera, y por lo tanto el agua en el suelo es solo una parte de esa dinámica.

Relaciones de volumen y masa de los constituyentes del suelo

Las relaciones principales de volumen y masa entre las tres fases del suelo se definen con algunos parámetros básicos, los cuales son útiles en la caracterización de la condición física del suelo. La Figura 1 es una representación esquemática de un suelo hipotético

mostrando las relaciones de volumen y de masa de las tres fases.

La masa de las fases es indicada en el lado derecho del diagrama: la masa del aire M_a ; la masa del agua M_w ; la masa de sólidos M_s ; y la masa total M_t . Los volúmenes de los mismos componentes son indicados en el lado izquierdo del diagrama: volumen del aire V_a ; volumen del agua V_w ; volumen de sólidos V_s ; volumen de poros $V_f = V_a + V_w$ y volumen total V_t .

Teniendo en cuenta estas condiciones se puede proceder al cálculo de diferentes parámetros que caracterizan las relaciones entre las fases del suelo y que son necesarios para el manejo del riego, como se detalla a continuación.

Densidad de sólidos o densidad de partículas (D_p)

Es la relación entre la masa del suelo seco (M_s) y el volumen ocupado por los sólidos del suelo (V_s).

$$D_p = M_s/V_s \quad (1)$$

En la mayoría de los suelos, la densidad media de partículas oscila entre 2.6 y 2.7 g/cc, siendo bastante confiable el valor de 2.65 g/cc.

Densidad aparente (D_a)

La densidad aparente expresa la relación entre la masa del suelo seca (105 °C por 24 horas) y el volumen total, incluyendo el espacio poroso.

$$D_a = M_s/V_t \quad (2)$$

Obviamente la D_a es más pequeña que la D_p . En suelos arenosos la D_a puede ser tan alta como 1.6 g/cc, en francos de alrededor de 1.2 g/cc y en suelos arcillosos cerca de 1 g/cc. En suelos de origen volcánico y en suelos orgánicos los valores pueden ser de 0.8 y 0.3 g/cc, respectivamente.

La densidad aparente se determina en muestras no disturbadas, preferiblemente a capacidad de campo, tomadas a la profundidad requerida con cilindros especiales de volumen conocido. Se llevan al laboratorio y se determina el peso de la masa de suelo seco.

Porosidad (f)

La porosidad es un índice de volumen relativo de poros en el suelo, en relación al volumen total.

$$f = V_f/V_t \quad (3)$$

Su valor oscila generalmente entre 0.3-0.6 cc/cc (30-60%). Los suelos de textura gruesa tienden a ser menos porosos que los suelos de textura fina, aunque el tamaño medio de los poros en el primer caso es mayor. Sin embargo, es posible encontrar suelos de textura gruesa con alta porosidad, si estos contienen suficiente materia orgánica. La porosidad también puede ser calculada por la relación siguiente:

$$f = (D_p - D_a)/D_p = 1 - (D_a/D_p) \quad (4)$$

Humedad gravimétrica (Hg)

La relación de masa de agua (M_w) y masa de partículas de suelo seco (M_s) se le conoce como contenido de agua gravimétrico. El término suelo seco es generalmente definido como un suelo sometido a una temperatura de 105 °C durante 24 horas. La humedad gravimétrica es expresada algunas veces como una fracción decimal (g de agua/ g de suelo), pero más frecuentemente como un porcentaje (%).

$$H_g = M_w/M_s \quad (5)$$

En un suelo mineral que está saturado, la H_g puede oscilar entre 25 y 60%, dependiendo de la densidad aparente. El contenido de agua a saturación generalmente es más alto en suelos arcillosos que en arenosos. En el caso de suelos orgánicos el contenido de agua a saturación en base a la masa puede exceder 100%.

Humedad volumétrica (Hv)

La relación entre el volumen de agua (V_w) y el volumen total del suelo (V_t) se le conoce como contenido volumétrico de agua o fracción volumétrica de agua en el suelo.

$$H_v = V_w/V_t \quad (6)$$

En suelos arenosos, el valor de H_v a saturación es del orden de 40-50%; y en suelos arcillosos de 60%. En este último caso, el volumen relativo de agua a saturación puede exceder la porosidad de suelo seco, debido a que los suelos arcillosos se hinchan, sobrehumedeciéndose.

El uso de la H_v para expresar el contenido de agua es más conveniente que la H_g , debido a que se puede usar directamente en el cálculo de flujos y cantidades de agua agregadas al suelo por riego o por lluvia, y en el cálculo de las cantidades extraídas del suelo por evapotranspiración o drenaje. También la H_v representa la profundidad de agua por unidad de profundidad de suelo (cm/cm).

La H_v puede ser fácilmente obtenida a partir de la H_g y la D_a , mediante la siguiente relación:

$$H_v = H_g(D_a/D_w) \quad (7)$$

donde D_w es la densidad del agua (M_w/V_w), aproximadamente igual a 1 g/cc.

Grado de saturación (s)

Este parámetro expresa el volumen de agua presente en el suelo con relación al volumen de poros. El índice s oscila desde 0 en suelos secos a 1 (100%) en suelos completamente saturados. Sin embargo, la saturación completa es difícil de obtener en condiciones de campo debido a que siempre puede quedar aire atrapado entre el agua y las partículas sólidas.

Porosidad llena de aire (fa).

Esta es una medida relativa del contenido de aire del suelo, y como tal es un criterio importante de aireación del suelo.

$$f_a = V_a/V_t \quad (8)$$

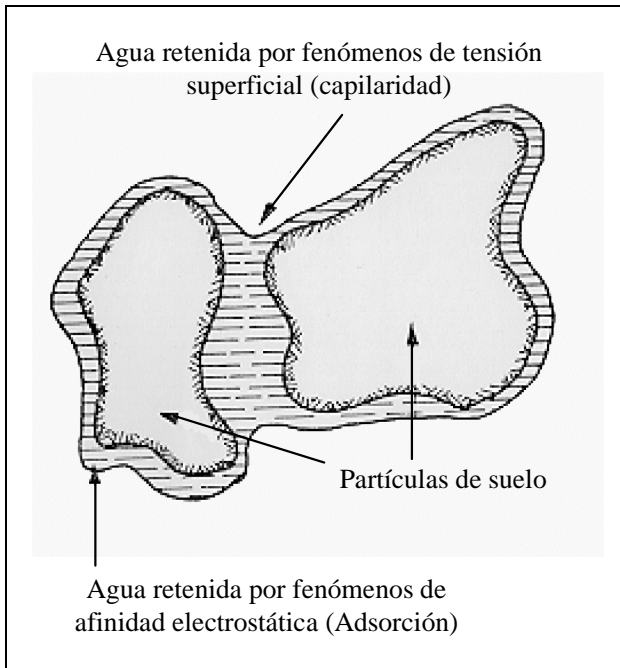


Figura 2. Fenómenos de adsorción y capilaridad.

Este índice está relacionado inversamente al grado de humedad volumétrica del suelo, esto es, $f_a = V_f - H_v$.

Retención y disponibilidad del agua en el suelo

Los suelos tienen diferente capacidad de retención de agua en función de sus características físicas - químicas. Los factores que afectan la retención del agua en el suelo son: estructura, porosidad, profundidad, topografía, inclinación, textura, presión, temperatura, matriz, densidad aparente, estratificación, cantidad de solutos, espesor de la película del agua e histéresis del agua del suelo.

Así por ejemplo, un suelo franco representativo, en un campo cultivado contiene aproximadamente 50% de partículas sólidas (arena, limo, arcilla y materia orgánica), 25% de aire, y 25% de agua, pero solamente la mitad de esa agua está disponible para las plantas, debido a los mecanismos de almacenamiento del agua en el suelo.

Fuerzas de retención del agua

El suelo es un reservorio de agua, sin embargo, existen escapes. Cuando se añade demasiada agua, el exceso drena hacia las capas profundas del suelo. La fuerza de atracción entre los átomos de hidrógeno del agua y átomos de oxígeno de las superficies minerales del suelo o de otras moléculas de agua sostienen el agua en el suelo contra la fuerza de gravedad. La atracción de átomos de hidrógeno del agua para átomos de oxígeno de minerales es llamada fuerza adhesiva. La fuerza de atracción de átomos de hidrógeno del agua para átomos de oxígeno de otras moléculas de agua es llamada fuerza cohesiva. Cuando estas fuerzas combinadas ocurren en gran número, se mantiene una película de agua de considerable grosor sobre la superficie de las partículas de suelo.

Debido a que las fuerzas que retienen el agua en el suelo son fuerzas de atracción superficial, entre mayor sea la superficie de las partículas coloidales del suelo (arcilla, materia orgánica), mayor es la cantidad de agua adsorbida (Figura 2).

Existe diferente nomenclatura para denominar la fuerza con que es retenida el agua (o la fuerza requerida para extraer el agua) del suelo. Las principales denominaciones son: succión, tensión, potencial de humedad y el más usado, potencial matricial. Este es un número negativo, debido a que se requiere de un trabajo para remover el agua de las partículas del suelo.

El potencial hídrico ó potencial total del suelo (Ψ_T) se puede expresar en bares, pascales, atmósferas o una escala logarítmica de la columna de agua en cm(pF).

$$1 \text{ bar} = 1000 \text{ mb} = \text{Pa};$$

$$1 \text{ atmósfera} = 1013 \text{ mb} = 1033 \text{ cm de H}_2\text{O}.$$

El potencial hídrico, o mejor dicho el potencial total de retención de agua (Ψ_T) se puede expresar también como la suma de sus componentes conocidos de la siguiente forma:

$$\Psi_T = \Psi_m + \Psi_g + \Psi_p + \Psi_o \quad (9)$$

de donde:

Ψ_m = potencial matricial, debido a la matriz del suelo, el mayor contribuyente a la fuerza total de retención.

Υ_g = potencial gravitacional o fuerza de gravedad.

Υ_p = potencial de presión, o fuerza debido al peso del agua. Su magnitud es pequeña.

Υ_o = el potencial osmótico, resulta de la concentración de sales y es apreciable en suelos salinos. Se presenta cuando existe membrana semipermeable en el sistema.

La textura del suelo

La textura se refiere a la proporción relativa de arena, limo y arcilla del suelo. La clasificación de estas partículas se hace de acuerdo a su tamaño. La arena constituyen partículas con diámetro de 0.05-2 mm, el limo de 0.05-0.002 mm y la arcilla menos de 0.002 mm. La mayoría de los suelos contienen una mezcla de arena, limo y arcilla. Si predomina la arena los suelos se denominan arenosos. Si es la arcilla el elemento predominante el suelo se denomina arcilloso. Los limos están comprendidos entre las arcillas y las arenas. Los suelos francos tienen textura media con cantidades prácticamente iguales de partículas de arena, limo y arcilla. La textura se expresa por medio de nombres de clases texturales que se encuentran en el triángulo de texturas (Figura 3).

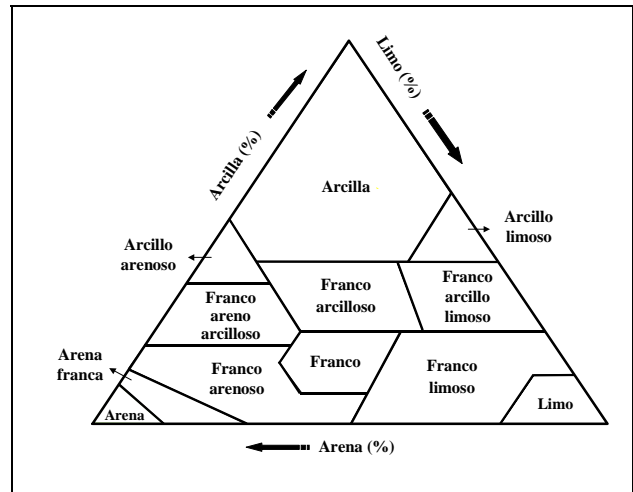


Figura 3. Triángulo de las texturas.

La textura es una importante propiedad del suelo, ya que afecta la cantidad de área superficial expuesta por el suelo y la cantidad y tamaño de poros. Al disminuir el tamaño de partículas, aumenta el total de área superficial disponible para la adsorción de agua y nutrientes, así como la cantidad y tamaño de poros que determinan la cantidad y velocidad del aire y del agua en el suelo. De esta forma, el movimiento, poder de retención y suministro del agua y la fertilidad, erosión y aireación del suelo están estrechamente relacionados con la textura.

Estructura y porosidad del suelo

La combinación de partículas fundamentales del suelo, formando mezclas o agregados produce la estructura del suelo. El grado de estructura que existe en un suelo afecta la cantidad y dimensiones de los poros, y por lo tanto tiene gran influencia sobre el movimiento del agua y la aireación del suelo. En consecuencia, la estructura se refiere a la naturaleza y grado de agregación de las partículas del suelo y la porosidad a la naturaleza y cantidad de espacio entre y dentro de estas partículas, es decir la fracción del volumen del suelo que esta ocupada por aire y agua.

Aunque existen varias clases de agregados reconocidas en la morfología de suelos, la estructura granular es la más importante en la producción de cultivos, ya que se considera que esta estructura es la más conveniente para fines agrícolas.

Una propiedad importante de la estructura del suelo es la capacidad que tienen los gránulos de retener su forma cuando se humedecen y de permitir el paso de agua a través del suelo. A esta propiedad se lo denomina estabilidad estructural. Los gránulos de suelo deben tener suficiente estabilidad para que permitan el libre paso del agua y la entrada de aire conforme sale el agua. Un suelo estructuralmente bueno se desmorona con facilidad y es fácil de arar cuando está seco y no se vuelve pegajoso cuando se humedece. Los principales tipos de estructura se presentan en la Figura 4.

El espacio poroso está formado por poros de diferente tamaño que comúnmente se clasifican en macroporos, mesoporos y microporos. En los macroporos el agua no se retiene, debido a la mayor fuerza de la gravedad con relación a la fuerza de retención. Esto da lugar al agua de percolación. La mayor cantidad de agua disponible para las plantas se encuentra en los mesoporos, retenida a una tensión de 0.1 a 5 atm. El agua en los microporos es retenida con tal fuerza que no es disponible para las plantas (10-15 atm).






TIPO DE ESTRUCTURA	DIAGRAMA
GRANULAR	
MIGAJOSA	
EN BLOQUES	
PRISMÁTICA	
LAMINAR	

Figura 4. Tipos de estructura del suelo.

Consecuentemente, la proporción ideal de poros en el suelo es aquella que permite una rápida evacuación del agua, aireación adecuada y suficiente capacidad de retención de agua.

Profundidad del suelo

La profundidad efectiva del suelo, es decir el volumen de suelo que puede ser explorado por las raíces de las plantas, es un criterio importante en la selección de tierras para riego. Los suelos superficiales requieren de riegos frecuentes para que los cultivos se desarrollen. Cuando se riegan suelos superficiales que están asentados en arenas y gravas, se suelen presentar pérdidas excesivas por percolación profunda.

Los suelos profundos, de textura media y estructura suelta ayudan a las plantas a desarrollar un sistema radical fuerte, permiten el almacenamiento de grandes cantidades de agua y favorecen así un crecimiento satisfactorio de las plantas durante períodos relativamente largos entre riegos. Sin embargo, pueden haber limitaciones como la presencia de capas arenosas

en el subsuelo, nivel freático alto, capas compactadas ó subsuelo rocoso (Figura 5).

El volumen de agua realmente absorbido por las plantas es prácticamente similar para suelos superficiales y profundos. Sin embargo, se requiere mas agua durante el crecimiento para regar el cultivo en un suelo superficial que la que se necesita para el mismo cultivo en un suelo profundo. Esto se debe fundamentalmente a las pérdidas ocurridas durante el mayor número de riegos en suelos superficiales.

Mientras una profundidad de 150 cm es ideal en un suelo bien drenado, la experiencia ha demostrado que muchos cultivos anuales y perennes producen excelentes rendimientos con profundidades efectivas de suelo bien drenadas de 90 cm. Con un buen manejo del cultivo y del riego, la mayoría de los cultivos dan buenos rendimientos con profundidades del suelo de apenas 50 cm. Una profundidad del suelo de 90 cm es frecuentemente considerada como el mínimo para un nivel de producción alto, con un manejo aceptable del cultivo.

Clases de agua en el suelo

Las partículas del suelo están rodeadas de poros de diferentes tamaños, donde se deposita el agua y el aire. Cuando se aplica suficiente agua a un suelo, sea por medio natural o artificial, todos los poros se llenan de agua. En ese momento existen en el suelo tres clases de agua: agua gravitacional o libre, agua disponible o capilar y agua higroscópica o no disponible (Figura 6).

El agua gravitacional es aquella que drena libremente del suelo debido a la fuerza de gravedad. Ocupa un límite por encima de la capacidad de campo, por lo que en presencia de suelos bien drenados, esta agua drena sin

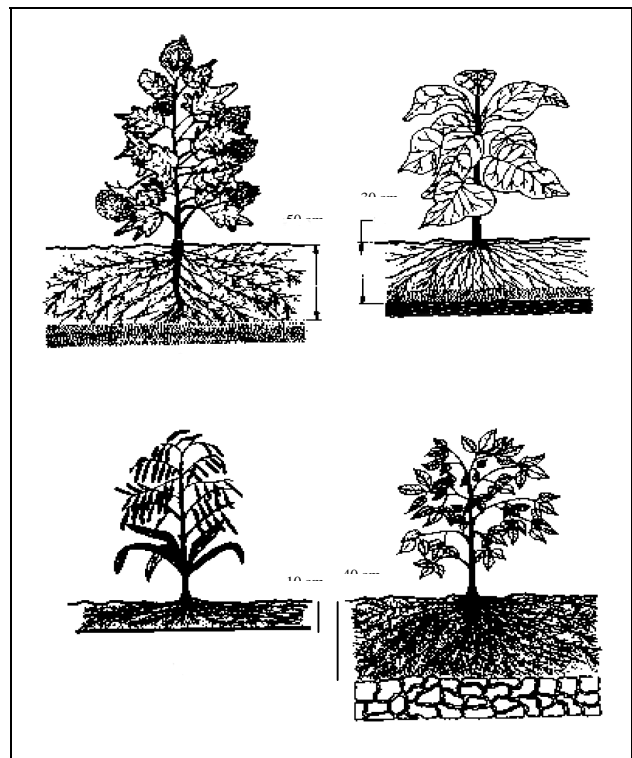


Figura 5. Profundidad efectiva del suelo.

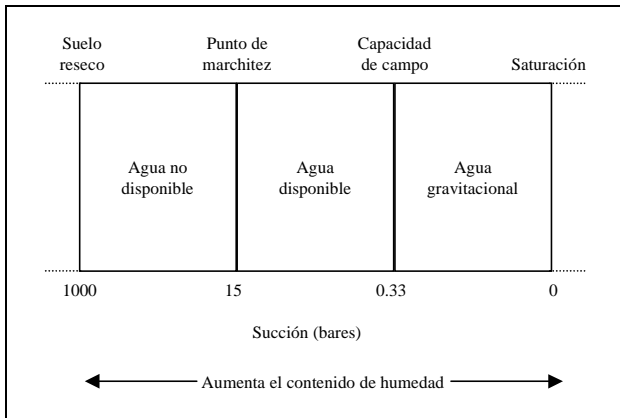


Figura 6. Clases de agua del suelo.

causar daño directo a las plantas. El límite superior corresponde al estado de saturación, en el cual el agua ocupa toda la porosidad.

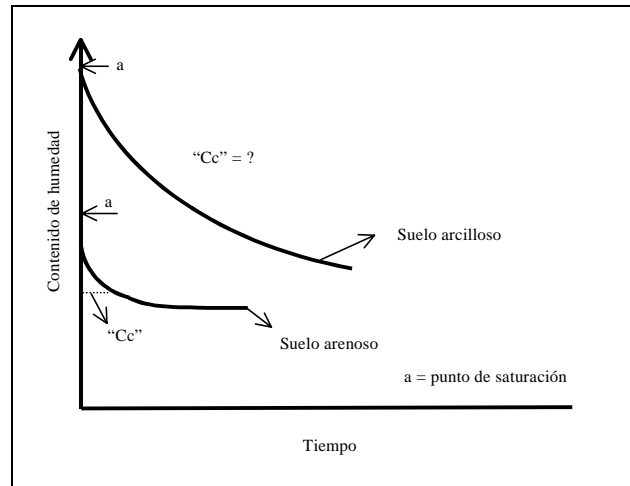


Figura 7. Conceptos de capacidad de campo, punto de marchitez y saturación del suelo.

Esta agua es la principal causante de la pérdida de nutrientes y otras sustancias por lixiviación. Además, tiene influencia directa sobre la presencia y profundidad de la capa freática del suelo. Aunque el agua gravitacional permanece períodos cortos en suelos bien drenados, puede ser disponible para las plantas, si durante ese tiempo el suelo tiene una aireación adecuada.

El agua higroscópica es aquella retenida con una fuerza superior a la capacidad de las plantas para extraer agua del suelo (punto de marchitez), por esa razón no interesa como fuente de humedad para los cultivos.

El agua disponible es la porción de agua almacenada en el suelo que puede ser absorbida por las raíces de las plantas para su crecimiento, desarrollo y producción. Se define como la parte de la humedad total retenida entre la capacidad de campo y el punto de marchitez.

El agotamiento de la humedad del suelo no es lineal, sino exponencial. A medida que disminuye la humedad, aumenta el esfuerzo o succión que necesita realizar la planta para extraer agua, por ese motivo algunos autores dividen la reserva hídrica del suelo en fácilmente aprovechable y difícilmente disponible (cierre progresivo de estomas debido al déficit hídrico).

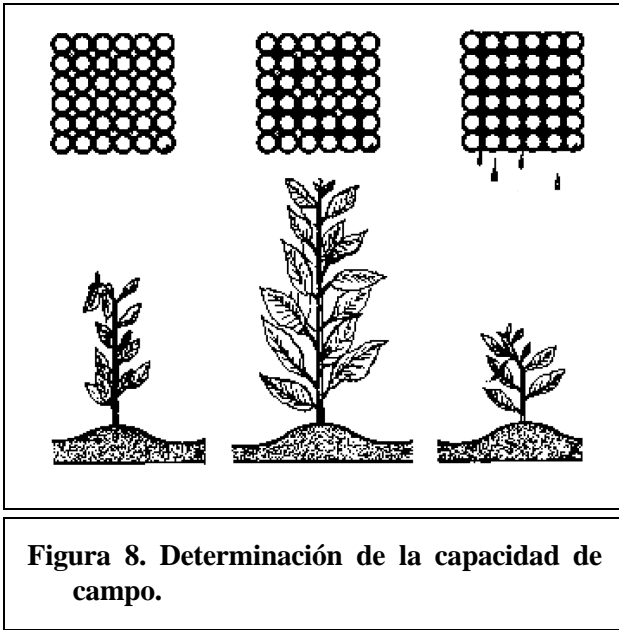
La humedad del suelo es dinámica y varía en el tiempo y en el espacio en respuesta a las fuerzas del agua (capilar, gravitacional, adsorción), debidas a percolación, evaporación, irrigación, lluvia, temperatura y el uso por las plantas.

Para fines agrícolas es necesario conocer, no solamente el estado actual de humedad del suelo, sino también los límites superior e inferior dentro de las cuales la planta puede absorber agua, para así poder planificar y diseñar en forma apropiada la cantidad de agua que debe aplicarse para suplir la deficiencia. Estos límites corresponden, aproximadamente a lo que se denomina capacidad de campo y punto de marchitez (Figura 7).

Capacidad de campo

La capacidad de campo puede definirse como la cantidad máxima de agua que un suelo puede retener o almacenar, bajo condiciones de humedecimiento total seguido de drenaje libre (gravitacional).

En el campo, los suelos alcanzan esta condición solo momentáneamente. Esto se debe a que mientras el exceso de agua está aún drenando lentamente en las capas más profundas del suelo, parte del agua disponible de las capas superficiales esta siendo evaporada desde el suelo o transpirada por las plantas. Determinar cuando el perfil tiene una "capacidad de campo promedio" es difícil, especialmente en suelos arcillosos.



La determinación de la capacidad de campo in situ se realiza delimitando, con bordes de madera o tierra de 20 cm para facilitar la filtración del agua, una área de muestreo de 1 m², en uno o varios sitios representativos del terreno. Posteriormente se humedece el suelo en forma progresiva hasta saturación, y se cubre con algún material impermeable como plástico para evitar la evaporación.

El tiempo que transcurre entre la aplicación de agua y el momento en que se alcanza la capacidad de campo depende del tipo de suelo, principalmente su textura y varía de un día para suelos arenosos a cuatro días para suelos arcillosos. Para suelos arcillosos se puede empezar el muestreo 48 horas después de saturados, en francos 24 horas después y en arenosos 12 horas, después de alcanzado la saturación. Los intervalos de muestreo pueden ser de 12 horas para suelos arcillosos, 6 horas para francos y 3 horas para arenosos.

Figura 8. Determinación de la capacidad de campo.

El contenido de humedad se determina por el método gravimétrico, con tensiómetros o con la sonda de neutrones. Posteriormente se hace un gráfico ubicando el contenido de humedad en las ordenadas y el tiempo en las abscisas. Con este gráfico es posible determinar el porcentaje de humedad correspondiente a la capacidad de campo de cada estrato definido, la cual se obtiene en el momento en que la curva se estabiliza (Figura 8).

La determinación de la capacidad de campo en el laboratorio se realiza saturando muestras no disturbadas, obtenidas a la profundidad deseada, las cuales se someten a una succión entre 0.1 y 0.3 bares (0.1 bar para suelos arenosos y 0.3 bares para suelos arcillosos). Esas muestras se pesan, luego se secan en estufa a 105 °C y se vuelven a pesar, obteniéndose el porcentaje de humedad gravimétrica de acuerdo a la siguiente ecuación.

$$Cc = ((Psh - Pss) / Pss) \times 100 \quad (10)$$

donde

Cc = capacidad de campo (cm/cm).

Da = Densidad aparente (g/cc)

Psh = peso de la muestra de suelo húmedo (g), a 0.1 - 0.3 bares.

Pss = peso de la muestra de suelo seco (g), a 105°C.

Punto de marchitez

El punto de marchitez, a veces llamado punto de marchitez permanente, se define como el límite inferior de humedad aprovechable para las plantas. Por debajo de este umbral, las fuerzas de succión de las células de las raíces son insuficientes para extraer el agua retenida por el suelo.

En un día seco y soleado, una planta como el maíz, puede transpirar excesivamente y marchitarse temporalmente, aun cuando la humedad del suelo sea la retenida a una tensión de 1 a 2 bares (agua realmente disponible). Sin embargo, la planta se recuperará fácilmente durante la noche cuando las pérdidas por transpiración son mucho menores. En contraste con esta marchitez temporal, el punto de marchitez indica la baja disponibilidad de humedad; en tales condiciones las plantas marchitas no se recuperan, a menos que se agregue agua al suelo.

Las plantas de diferentes especies y aun de diferentes variedades y cultivares tienen distinta capacidad para extraer agua del suelo y para resistir deficiencias hídricas. Por esta razón, la succión de 15 bares, considerada generalmente como punto de marchitez, es un promedio de poca rigurosidad técnica y científica.

Tradicionalmente la determinación del punto de marchitez en el laboratorio se ha realizado en forma similar a la indicada para la capacidad de campo, solo que en este caso las muestras son sometidas a una succión de 15 bares. Como se indicó en el párrafo anterior, este valor es solamente un indicador general del límite inferior de humedad del suelo a la que planta puede extraer agua.

Un método más costoso, pero más exacto de determinar el punto de marchitez es el denominado biológico. Aquí las plantas se siembran en macetas con suelo no disturbado y se dejan crecer hasta una altura adecuada (fin de la etapa juvenil). Posteriormente se suspende el suministro de agua y se deja secar el suelo hasta que las plantas marchitas no se recuperen cuando se someten a una atmósfera saturada de vapor de agua. Entonces se toman muestras de ese suelo y se determina el contenido de humedad volumétrica (cm/cm).

El método anterior presenta limitaciones con cultivos perennes por lo que un método alternativo para determinar el punto de marchitez es efectuar observaciones directas en el campo, en parcelas destinadas a ese fin. Este método tiene la ventaja, a pesar de ser más cualitativo, de considerar toda la interrelación suelo-planta-atmósfera. En todo caso para fines de manejo de riego, el agricultor nunca debe esperar a que sus cultivos estén en punto de marchitez para hacer la aplicación de riego.

Cálculo de la disponibilidad agua en el suelo

El contenido de humedad del suelo sobre la base del peso (gravimétrica) puede ser transformado, como se indicó antes a la forma volumétrica, con lo que resulta de mayor utilidad agrícola. El volumen de agua es usado para determinar la cantidad que contiene o almacena un suelo, cuanta agua de riego se necesita aplicar y hasta que profundidad una lluvia o irrigación humedece el suelo. El volumen (V) de agua disponible acumulada en una determinada área (a) se calcula de la siguiente forma:

$$V = AD \cdot a \quad (11)$$

V = volúmen de água (m³)
a = área de riego (m²)
AD = agua disponible (m.)

Conociendo el contenido volumétrico de agua en el suelo a capacidad de campo y en el punto de marchitez, se calcula, para una profundidad dada, la cantidad de agua disponible para las plantas que se puede almacenar en esa capa de suelo, como se indica a continuación.

$$AD = (Cc - Pm/100) \cdot Pf \quad (12)$$

AD = agua disponible (mm)
Cc = humedad volumétrica a capacidad de campo (%)
Pm = humedad volumétrica en punto de marchitez (%)
Pf = profundidad de la capa del suelo (mm)

De igual manera, el almacenamiento actual de agua del suelo disponible para las plantas, a una profundidad determinada y en un momento dado, se calcula por la siguiente expresión:

$$ADa = (Cc - Ha/100) \cdot Pf \quad (13)$$

ADa = agua disponible actual (mm)
Cc = humedad volumétrica a capacidad de campo (%)
Ha = humedad volumétrica actual del suelo (%)
Pf = profundidad de la capa de suelo (mm)

Efecto de la textura y la materia orgánica sobre la capacidad de retención de agua del suelo

La textura del suelo y el contenido de materia orgánica son importantes en determinar la cantidad de agua que los suelos pueden almacenar. Un aumento en el contenido de arcillas y materia orgánica incrementa la capacidad

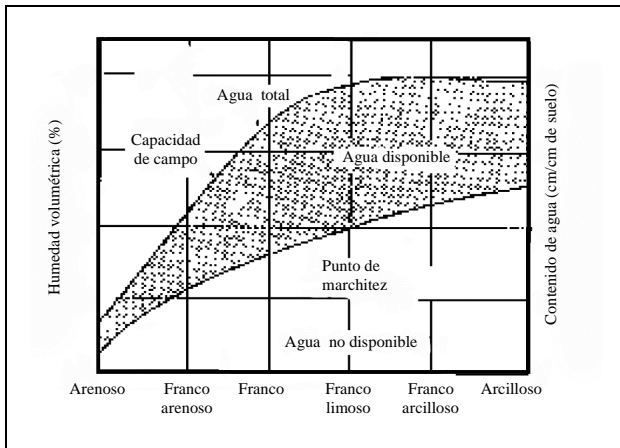


Figura 9. Influencia de la textura del suelo en la disponibilidad de agua.

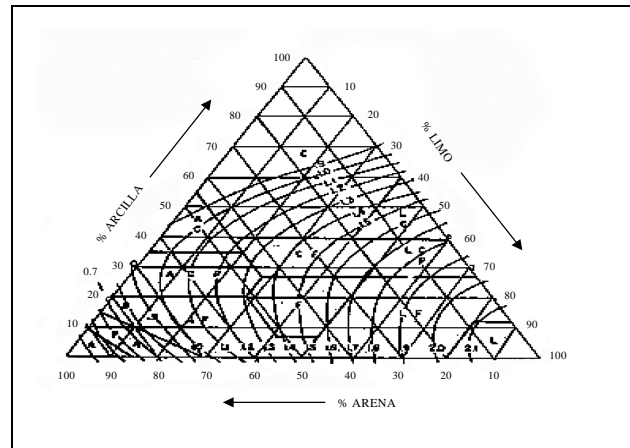


Figura 10. Triángulo de textura con líneas de isohumedad.

total de retención de agua. La gran área superficial de estos componentes, ocasiona que una buena cantidad de agua sea retenida fuertemente a las superficies de adhesión.

En la Figura 9 se presenta la variación de la capacidad máxima de retención de agua disponible para diferentes tipos de suelo. Nótese que para la mayoría de suelos agrícolas la relación entre la capacidad de campo y punto de marchitez es de aproximadamente dos. Por lo tanto, si se conoce cualquiera de las dos, el otro puede ser estimado aunque sea bruscamente para trabajos que no requieren mucho detalle. En todo caso la figura representa una guía útil en ausencia de información más detallada.

A manera de ejemplo, si se toma en la figura anterior un suelo franco arenoso, se puede observar que la capacidad de campo corresponde a 21% (humedad volumétrica) y el punto de marchitez a 11%. Esto significa que 10% constituirá el porcentaje de agua útil, esto es 10 mm de agua por 10 cm de suelo, ó 60 mm de agua para una profundidad de 60 cm.

La capacidad de retención de agua de los suelos se puede calcular sobre la base de la textura, materia orgánica y profundidad, utilizando el procedimiento elaborado por Dumenil y Fenton, citados por Henao. Este método consiste en utilizar el triángulo de texturas del suelo, sobre la cual se han dibujado las líneas de isohumedad (Figura 10). Las líneas de isohumedad contienen la cantidad de agua retenida por el suelo, expresada en mm por cm de suelo.

Los datos se obtienen buscando en la Figura 10 la línea de retención de humedad que cruza la clase textural. Este punto indica cuantos mm de agua se pueden retener por cm de profundidad. Luego este dato se corrige por el porcentaje de materia orgánica y se multiplica por la profundidad efectiva del suelo.

El agotamiento del agua disponible para las plantas también esta en función de la textura. La Figura 11 presenta las curvas de agotamiento para varios tipos de suelos representativos. Así por ejemplo, para un suelo franco, aproximadamente el 50% de agua disponible ha sido agotada cuando la tensión es de un bar. Los suelos de textura gruesa retienen menos de 50% de agua a esa misma tensión y los de textura fina retienen más.

Medición del contenido y potencial del agua en el suelo

La cantidad variable de agua en una unidad de masa o volumen del suelo y el estado de energía del agua en el suelo son factores importantes que afectan el crecimiento y producción de las plantas.

La fracción por masa o volumen de agua en el suelo puede ser caracterizada en términos de humedad del suelo. La condición físico - química o estado del agua en el suelo es caracterizada en términos de energía libre por unidad de masa, llamado potencial. De los varios componentes de este potencial es el mátrico el que caracteriza la tenacidad con la cual es sostenida el agua por la matriz del suelo.

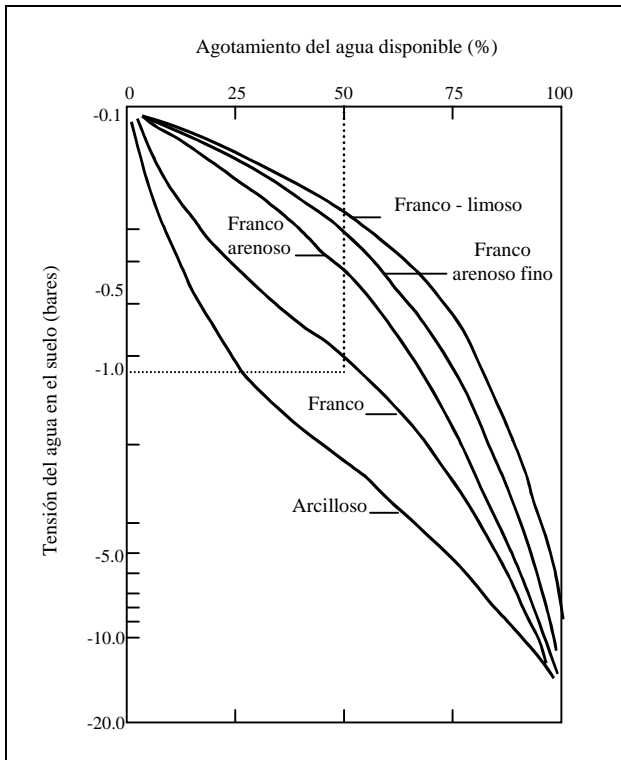


Figura 11. Curvas de agotamiento de agua para varios tipos de suelos.

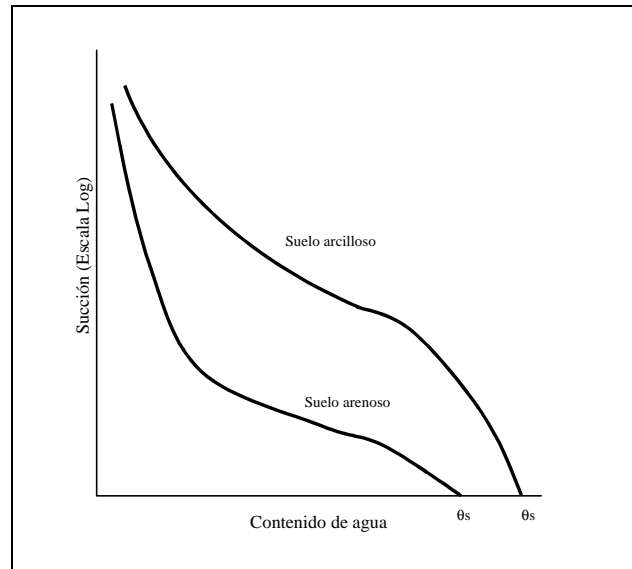


Figura 12. Curva característica de humedad del suelo.

Humedad y potencial mátrico están relacionados uno al otro funcionalmente, y la representación gráfica de esta relación es llamada curva característica de humedad del suelo, a veces también llamada curva de **pF** (Figura 12). Tanto la humedad como el potencial mátrico varían ampliamente en el espacio y tiempo conforme el suelo es

humedecido por la lluvia o riego, drenado por gravedad, y secado por evaporación y extracción por las raíces.

Otros factores que dificultan las mediciones de agua en el suelo son el crecimiento disparate de las plantas, la distribución no uniforme de las raíces, variaciones de textura, estructura y estratificación del suelo, alteraciones y cambios de densidad aparente, volumen poroso, tamaño de poros, características de infiltración y configuración de la superficie del suelo.

Contenido de agua en el suelo

El contenido fraccional de agua en el suelo puede ser expresado en términos de relaciones de masa o volumen, como se indicó anteriormente en este documento.

En muchos casos, es útil expresar el contenido de agua del perfil (cap) del suelo en términos de profundidad, o sea, la lámina de agua contenida en una profundidad específica del suelo (P) o almacenamiento de agua en el perfil (A) de acuerdo a las siguientes expresiones:

$$\text{cap} = H_v \cdot P \quad (14)$$

$$A = H_v \cdot P \quad (15)$$

Generalmente A se expresa en milímetros, igual que la lluvia y la evapotranspiración. Esta expresión indica la profundidad equivalente de agua en el suelo que potencialmente puede ser extraída. El resultado de la ecuación 16, permite conocer el volumen total de agua (vta= m³) contenido por unidad de área (a=m²), por ejemplo una hectárea.

$$\text{vta} = A \cdot a \quad (16)$$

Métodos de medición del contenido de agua en el suelo

1) Método gravimétrico (muestreo y secado)

Consiste en tomar muestras a diferentes profundidades (generalmente intervalos de 10 cm) y sitios en el campo, obteniéndose luego un promedio de la humedad del suelo. El método es simple, no requiere equipo complicado y puede ser usado en todos los suelos agrícolas. Sin embargo, es lento y requiere de muchas repeticiones para reducir los errores debido a la variación del suelo.

Las muestras tomadas en el campo con el barreno se depositan inmediatamente en una caja de lata y se cierran herméticamente. Luego de pesarlas se secan hasta peso constante en una estufa a 105-110 °C, y se pesan nuevamente. La diferencia de peso, debida a la pérdida de agua, se divide por el peso del suelo seco y multiplicada por 100. Esto permite calcular el porcentaje de humedad sobre la base del peso seco.

2) Método de dispersión de neutrones

Este método, desarrollado de los años 50, ha ganado aceptación en el mundo por ser una técnica eficiente y confiable para medir la humedad del suelo en el campo. Frente al método gravimétrico, este método es menos laborioso, más rápido, no destructivo, de mayor resolución espacial, las mediciones se pueden repetir periódicamente en los mismos sitios y profundidades y es prácticamente independiente de la temperatura y la presión.

Las principales desventajas son el alto costo del instrumento, bajo grado de resolución espacial, dificultad de mediciones en la parte superficial del suelo, la operación y mantenimiento requiere de personal preparado, debido principalmente a los peligros asociados con la exposición a neutrones y radiación gamma.

El instrumento consiste de dos componentes principales:

- ✓ Una sonda, la cual contiene una fuente de neutrones rápidos y un detector de neutrones lentos. La sonda desciende dentro de un tubo de acceso insertado verticalmente dentro del suelo. Este tubo de acceso es generalmente de aluminio, ya que es casi transparente al flujo de neutrones, además sirve para estandarizar las condiciones de medida.
- ✓ Un medidor, generalmente portátil y de baterías, que mide el flujo de neutrones lentos dispersados por el suelo.

La fuente de neutrones rápidos generalmente es obtenida por mezcla de un emisor radioactivo de partículas alfa con berilio. Generalmente se usan mezclas de radio con berilio o americio con berilio. Tanto el radio como el americio emiten radiación gamma, pero la del americio es menos energética y por lo tanto menos peligrosa.

El método se basa en que la velocidad de neutrones rápidos emitidos por la sonda, ubicada a determinada profundidad del suelo, disminuye (pierde energía cinética) al chocar con los núcleos de hidrógeno presentes en el suelo. Dado que el agua es la única fuente de hidrógeno en el suelo y el núcleo de hidrógeno es el moderador más efectivo de neutrones rápidos, el número de neutrones lentos interceptados por el detector es una medida confiable del contenido volumétrico de agua en el suelo (Figura 13).



Figura 13. Sonda de neutrones.

A pesar de que se pueden realizar mediciones a cualquier profundidad, las determinaciones a menos de 20 cm de la superficie del suelo, pueden resultar erróneas debido a escapes de neutrones a la atmósfera, los que no son considerados por el contador de neutrones lentos. Para evitar este escape se puede utilizar un reflector especial de neutrones, colocado sobre la superficie del suelo, alrededor de la sonda. La esfera de influencia de la sonda es de aproximadamente 10 cm de radio en los suelos húmedos y 25 cm en suelos secos.

Aunque las curvas de calibración "universales" suministradas por las casas fabricantes de sondas de neutrones pueden ser directamente aplicables, en ocasiones lo ideal es calibrar en cada tipo de suelo y grupo de circunstancias en la cual será usada. La curva de calibración generalmente es una recta, por lo tanto de la forma $y = a + bx$, donde x es el valor de conteo de neutrones lentos, y es la humedad volumétrica del suelo, b es la pendiente de la recta y a es la intersección de la línea que relaciona y como una función de x .

Potencial de agua en el suelo

Las respuestas de la planta al riego están mejor correlacionadas con el potencial hídrico en el suelo (o la succión) que con el contenido de agua. Se ha demostrado que el potencial de agua en la planta depende del potencial de agua en el suelo y de los grados de evaporación. En consecuencia, bajo condiciones de evaporación constante, la transpiración potencial puede mantenerse durante un período de secado, si el potencial de agua en la planta disminuye en el mismo grado que en el suelo. Sin embargo, cuando se alcanza el estado en el que el potencial de la planta cae hasta un punto donde la pérdida de turgencia cause el cierre de estomas, la transpiración se reduce marcadamente. Entonces, los potenciales de agua en el suelo y en la planta tienden a converger.

En consecuencia, la mejor medida de disponibilidad de agua para las plantas es el potencial hídrico del suelo. El principal componente de este es el mátrico, aunque en suelos salinos el potencial osmótico tiene también importancia.

El potencial mátrico se puede atribuir a la atracción del agua por el suelo mediante las fuerzas de adhesión y cohesión. En el campo este potencial puede medirse directamente con tensiómetros hasta -0.8 bares y los valores más bajos pueden calcularse por lecturas efectuadas en unidades de resistencia eléctrica calibradas, o utilizando la sonda de neutrones y la curva de retención. En el laboratorio pueden medirse mediante el uso de platos de presión. La medición combinada del potencial osmótico y mátrico puede hacerse mediante el uso del psicrómetro termopar o termocupla.

Métodos de medición del potencial del agua en el suelo

1) Método del tensiómetro

Los tensiómetros son ampliamente usados para medir la tensión del agua en el campo y laboratorio. Un tensiómetro consiste de una cápsula porosa de cerámica, conectada a través de un tubo lleno de agua a un vacuómetro o a un manómetro de mercurio. Los tensiómetros de mercurio son más sensibles y precisos que los de vacío (Figura 14).

El agua se mueve hacia dentro y hacia afuera de la cápsula porosa debido a que esta en contacto (por medio de los poros) con el agua del suelo y por lo tanto en equilibrio hidráulico. Cuando el suelo se seca,



Figura 14. Instalación del tensiómetro en el campo.

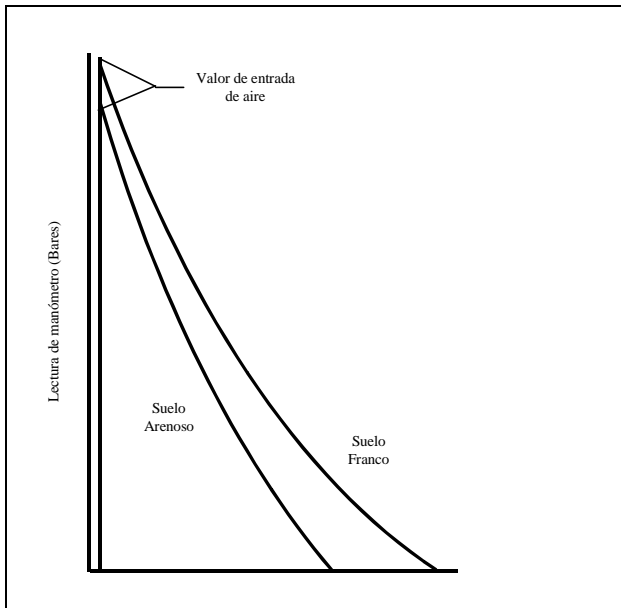


Figura 15. Curvas de calibración del tensiómetro en diferentes suelos.

succiona agua de la copa porosa (gradiente hidráulico). En consecuencia, dentro del sistema se crea una tensión que aumenta gradualmente conforme el suelo se va secando. Cuando el suelo es humedecido por el riego o la lluvia, se invierte el sentido de la succión y el agua fluye de nuevo al interior de la copa, al mismo tiempo disminuye la lectura del tensiómetro.

La mayor crítica a los tensiómetros es que éstos funcionan en un ámbito de tensión de humedad del suelo menor a 0.85 bares. Esto no es tan serio como parece, debido a que cerca del 75% o más del agua disponible en suelos de textura gruesa y cerca de 25 a 50% en suelos de textura fina está en este ámbito (Figura 15). Los tensiómetros se han convertido en una herramienta de mucha utilidad en el manejo de riego, pero es indispensable calibrarlos en el sitio de uso para poder tomar en cuenta las condiciones particulares de suelo del lugar de medición. Generalmente los usuarios del tensiómetro no calibran el aparato y las lecturas del manómetro tienen poca utilidad.

La calibración se realiza en el campo mediante mediciones simultáneas de humedad volumétrica y la tensión (lectura del manómetro). De esta forma se obtienen una serie de puntos que se pueden correlacionar como se indica en la Tabla 1.

Tabla 1. Lecturas de humedad volumétrica y de tensión en el proceso de calibración de tensiómetros. Correlación entre la humedad volumétrica y el log de la tensión.

Humedad volumétrica (Hv) cm ³ /cm ³	Lectura del tensiómetro (Pm) Centibares	Log de Pm
0.130	100	2.00
0.195	50	1.69
0.208	40	1.6
0.217	30	1.48
0.220	20	1.30
0.333	10	1.00

**La ecuación de regresión obtenida con los datos de esta tabla es la siguiente:
Hv = 0.489-0.1804 log Pm (cbs); R=0.954**

2) Método de resistencia eléctrica

Los equipos que miden la resistencia eléctrica permiten determinar el estado del agua en el suelo. Estas unidades están constituidas por dos electrodos contenidos en un material absorbente (poroso). Una vez instalados en el suelo los electrodos se obtiene un equilibrio entre su contenido de agua y el contenido de agua en el suelo. La resistencia a la transmisión de corriente eléctrica a través de sus electrodos varía con su potencial hídrico y este parámetro se registrar en un medidor.

Todos los bloques porosos (electrodos) ubicados en el suelo tienden a equilibrarse con la succión (mátrica) de humedad del suelo, más que con la humedad del suelo per se. Por lo tanto, es preferible su calibración contra succión (tensión) antes que la calibración contra humedad del suelo, particularmente cuando el suelo usado para la calibración es una muestra disturbada de estructura diferente del suelo in situ.

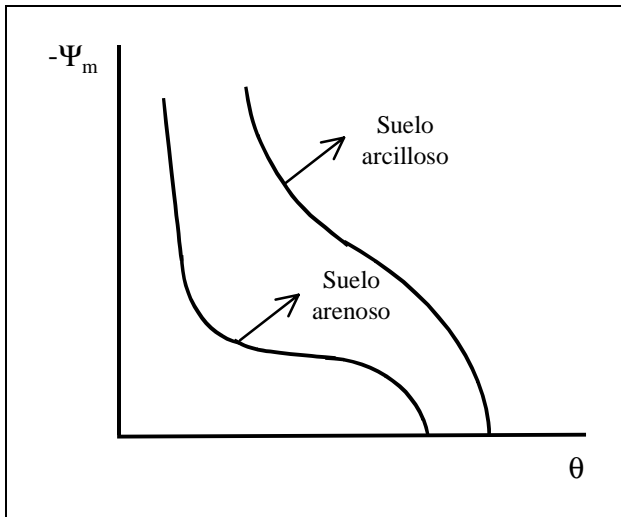


Figura 16. Curvas características de humedad en un suelo arcilloso y otro arenoso.

Los materiales más comunes usados para hacer las unidades de resistencia eléctrica son el yeso, nylon y fibra de vidrio. Todas son afectadas por cambios de temperatura, dirección del cambio de humedad del suelo, por la salinidad y por el fenómeno de histéresis, aunque los bloques de yeso son los menos afectados. Los bloques de yeso son más sensibles en ámbito seco, mientras que los de nylon, debido al gran tamaño de los poros, son más sensibles en el ámbito húmedo.

Una de las desventajas de los bloques de yeso es que, debido a su solubilidad, se deterioran en el suelo. Por lo tanto, la relación entre resistencia eléctrica y succión de humedad varía no solamente de bloque a bloque, sino también para cada bloque como una función del tiempo, debido a los cambios en la porosidad interna y distribución de tamaño de poros de los bloques. En general, el grado de confiabilidad de las unidades de resistencia eléctrica es limitado.

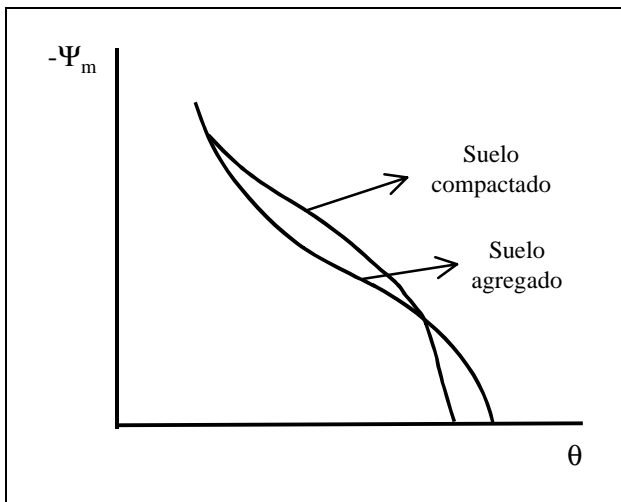


Figura 17. Efecto de la estructura del suelo en la curva de retención de humedad.

Mediciones de la curva característica de humedad

La curva característica de humedad del suelo **pF** se puede usar para relacionar mediciones de potencial mátrico (Y_m) con el contenido de agua en el suelo (H_v). Esta relación es comúnmente determinada en el laboratorio combinando platos de presión (columnas de agua) para bajas succiones (menos de 1 bar) y platos de alta presión para succiones mayores. Estos instrumentos permiten la aplicación de valores sucesivos de succión y la repetición de mediciones de equilibrio de la humedad del suelo a cada succión. (Figura 16).

Debido a que la retención de humedad del suelo es ampliamente afectada por la estructura y distribución de tamaño de poros, las mediciones deben realizarse sobre muestras no disturbadas, para que sean representativas de las condiciones de campo. En principio, parece aún mejor hacer determinaciones de la curva en mención,

mediante toma de mediciones simultáneas de humedad (con una sonda de neutrones o por gravimetría) y de la succión (usando tensiómetros) en el campo. El efecto de la estructura en la curva de humedad se presenta en la Figura 17.

Histéresis

La relación entre humedad del suelo y potencial mátrico se puede obtener de dos formas diferentes: desorción y sorción. En el primer caso se toma una muestra saturada y se aplican succiones cada vez mayores para secar gradualmente el suelo, mientras se toman medidas sucesivas de humedad y succión. En el segundo caso, una muestra seca del suelo es humedecida gradualmente, mientras se reduce la succión.

Con cada uno de estos métodos se obtienen curvas continuas, pero generalmente no idénticas. El equilibrio de humedad del suelo a una succión dada es mayor en desorción (secado) que en sorción (humedecimiento) (Figura 18). A esta dependencia del equilibrio suelo-agua es denominada histéresis.

El efecto de histéresis se atribuye a varias causas: desuniformidad geométrica de los poros, efecto del ángulo de contacto del agua sobre las paredes sólidas de los poros, aire atrapado, etc. Debido a la complejidad del

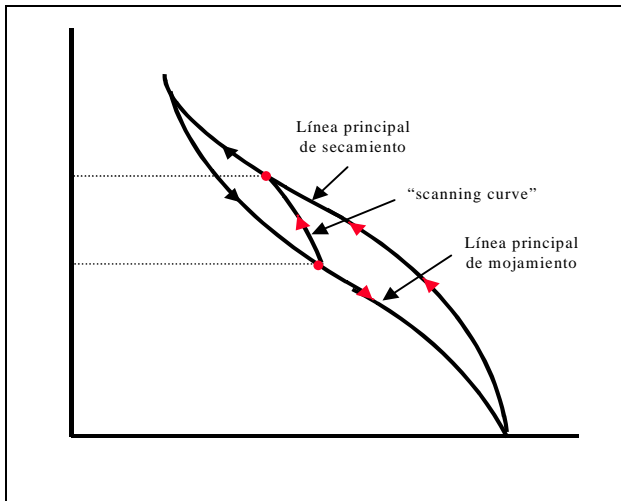


Figura 18. Fenómeno de histéresis en la curva de retención.

fenómeno de histéresis, éste es frecuentemente ignorado y la curva característica de relación potencial-humedad comúnmente reportada es la de desorción (secado).

La curva de desorción es aplicable a procesos que involucran drenaje, evaporación o extracción de humedad del suelo, sin embargo, la relación de sorción es necesaria cuando se estudian procesos de infiltración o humedecimiento del suelo.

CONOCIMIENTOS PRELIMINARES PARA EL RIEGO

Para que el agua de riego sea bien aprovechada por las plantas se debe satisfacer las siguientes inquietudes: cuanta agua utilizar, cuando se debe hacer el riego y como se debe aplicar el agua. Las dos primeras etapas se satisfacen con los cálculos preliminares de aplicación de agua, uso consuntivo, frecuencia o intervalo de

riego, láminas de agua, etc. La etapa final de riego se refiere al método y las técnicas a emplearse para una buena conservación de los recursos utilizados.

CALCULO DEL AGUA DISPONIBLE

El agua disponible (AD) del suelo puede calcularse fácilmente si se conocen los contenidos de humedad correspondientes a la capacidad de campo (Cc) y punto de marchitez (Pm), las propiedades físicas del suelo y la profundidad que considerada para el riego que generalmente corresponde a la profundidad efectiva del sistema radicular.

La disponibilidad total de agua es una característica del suelo y corresponde a la cantidad de agua que el suelo puede almacenar por un determinado tiempo. Se puede expresar en lámina de agua por profundidad del suelo, generalmente mm de agua por m de profundidad del suelo o en volumen de agua por unidad de área (m³/ha).

$$AD = \frac{Cc - Pm}{100} \cdot Da \cdot p \quad (17)$$

Donde

- AD = Agua disponible en mm/m de suelo
- Cc = Capacidad de campo en % de peso
- Pm = Punto de marchitez en % de peso
- Da = Densidad aparente del suelo en g/cm³
- p = Profundidad del sistema radicular

Capacidad real de agua del suelo (CRA)

En cultivos bajo riego, nunca se debe permitir que el contenido de humedad del suelo alcance el punto de marchitez. En otras palabras, se debe reponer el agua cuando se agote una fracción de la capacidad total del agua del suelo.

El factor de agotamiento permisible de manejo o de disponibilidad (f) varía entre 0,2 y 0,8. Los valores menores son usados para cultivos más sensibles al déficit de agua y los mayores para los cultivos más resistentes. De manera general, se puede dividir los cultivos irrigados en cuatro grandes grupos, como se indica en la Tabla 2.

Tabla 2. Factor de disponibilidad del agua del suelo (f) (FAO, 1976).

Cultivos	Valor f
Ornamentales	0.2-0.4
Hortalizas y legumbres	0.2-0.6
Frutas y forrajes	0.3-0.7
Cereales	0.4-0.8

El valor de f a ser usado, dentro de cada grupo de cultivos, dependerá de la mayor o menor sensibilidad del cultivo al déficit de agua en el suelo y a la demanda atmosférica de la región. Para un mismo cultivo, cuanto mayor sea la demanda atmosférica menor será el valor de f. Es muy común el uso de $f = 0.3$ para ornamentales. El cálculo de CRA del suelo se logra con la siguiente ecuación:

$$CRA = AD \cdot f \quad (18)$$

El agua disponible total, generalmente aumenta a medida que la textura del suelo se hace más fina. En la Tabla 3 se presentan los límites comúnmente utilizados en las clases texturales básicas.

Tabla 3. Límites de agua disponible total de acuerdo a la textura del suelo.

Textura	AD (mm/m)
Arenosa	40-80
Franca	80-160
Arcillosa	120-140

Cuando se utiliza riegos localizados de alta frecuencia (microaspersión, goteo) supliendo la demanda atmosférica, no es necesario preocuparse del agua disponible total, pues siempre ésta se mantiene alta.

Determinación de láminas de riego

La lámina de riego se define como la cantidad de agua que se debe aplicar al suelo, dependiendo de la profundidad radicular o de la profundidad a la cual se desea llegar con el riego. Existen dos tipos de cálculos de la lámina de riego denominados lámina neta y lámina bruta, que consideran la eficiencia de aplicación de agua.

Lámina neta de riego

La lámina neta de riego es la cantidad de agua que se aplica al suelo y que en condiciones ideales es utilizada completamente por el cultivo. Existen dos procedimientos para calcular la lámina neta de riego: 1) el procedimiento edafológico y 2) el procedimiento analítico que se basa en la evapotranspiración real. Para efectos de cálculo y por simplicidad se recomienda utilizar el primer procedimiento.

1) Procedimiento edafológico

Este procedimiento se basa en la fórmula:

$$L = \frac{(C_c - PMP) \cdot P}{100} \quad (19)$$

Donde:

- L = Espesor de la lámina de riego (mm).
Cc= Contenido de humedad en base a volumen a la capacidad de campo(0.10 a 0.3 atm)
PMP= Contenido de humedad del suelo en base a volumen a Punto de Marchitez Permanente 15 atm.)
P= Espesor o profundidad del suelo a ser humedecida (mm).

La capacidad de campo se define como el contenido de humedad de un suelo, después de haber drenado por 24 a 48 horas (de acuerdo a la textura), luego de haber sido completamente saturado. Para determinar este valor se puede usar varios métodos, entre los que se encuentran el método gravimético, las ollas de presión y el método del tensiómetro.

El punto de marchitez permanente o coeficiente de marchitamiento es el contenido de humedad de un suelo cuando las plantas se marchitan permanentemente y es el límite inferior de humedad aprovechable por las plantas. Se determina por el método gravimético, el plato de presión o la sonda de neutrones.

La profundidad a humedecer depende fundamentalmente del desarrollo radicular de las plantas, con la excepción del primer riego que tiene que ser muy profundo. Para determinar la profundidad de las raíces se puede utilizar como indicador la altura de la planta y la textura del suelo. Cuando un suelo es arcilloso se puede considerar que la profundidad radicular alcanza a un 50% de altura de la planta en sus primeras etapas de crecimiento. Cuando llega a la época de floración se puede decir que el sistema radicular a alcanzado su profundidad total y ésta se puede determinar en base al 75% de la altura de las plantas. En un suelo de textura arenosa, se puede considerar una profundidad radicular del orden del 75% de altura de la planta en su primera etapa de crecimiento y a partir de la floración se puede considerar la altura de las plantas.

La ecuación 19, que sirve para determinar lámina neta de riego, se usa solamente para calcular el primer riego a aplicarse en el suelo cultivado. Del segundo riego en adelante, hasta obtener la producción, se usa el criterio de riego de reposición a una humedad crítica, en lugar del PMP.

$$L = \frac{(CC - Hc) \cdot P}{100} \quad (20)$$

Donde:

Hc = Contenido de humedad crítica del suelo que no provoca desórdenes fisiológicos en la planta.
Humedad expresada en % en base a volumen.

El criterio de riego se fundamenta en que no toda el agua es aprovechable entre capacidad de campo y punto de marchitez permanente. Se considera que para una buena producción (condición en la cual la planta no tenga alteraciones fisiológicas por falta de agua), el contenido mínimo de humedad en el suelo siempre tiene que estar entre CC y PMP. Normalmente, para plantas ornamentales se usa el 20%. Para determinar el valor de Hc se usa la siguiente ecuación:

$$Hc = Cc - ((Cc - PMP) \cdot f) \quad (21)$$

Donde

f= El criterio de riego

A continuación se presenta un ejemplo del cálculo de la lámina neta de agua.

Cálculo de lámina neta para primero y segundo riegos de un cultivo de banano.

Datos:

- 1.Cultivo : Banano
- 2.Criterio de riego (f) : 20%
- 3.Profundidad total de raíces y del suelo : 1.20 m
- 4.Profundidad del segundo riego : 0.15 m
- 5.Datos del perfil de suelo (Hv)

Profundidad (cm)	Cc (%)	PMP (%)
0 – 20	30	18
20 – 50	28	19
50 – 100	27	19

Desarrollo:

Primer riego:

$$L = \frac{(Cc - PMP) \cdot P}{100}$$

En este caso el suelo es estratificado y el cálculo se hace capa por capa

$$0 - 20; L1 = \frac{(30 - 18) \cdot 200}{100} = 24,0 \text{ mm.}$$

$$20 - 50; L2 = \frac{(28 - 19) \cdot 300}{100} = 27,0 \text{ mm.}$$

$$50 - 80; L3 = \frac{(27 - 19) \cdot 300}{100} = 24,0 \text{ mm.}$$

Total en 80 cm de profundidad , una lámina de 75.0 mm.

$$L = 75 \text{ mm (primer riego, lámina neta)}$$

Segundo riego

$$L = \frac{(Cc - Hc) \cdot P}{100}$$

Cálculo de la Hc hasta la profundidad necesaria:

$$Hc = (Cc) - (Cc - PMP) f$$

$$Hc = 30 - (12) 0.2 = 30 - 2,4 = 27,6$$

Cálculo de la lámina neta hasta 15 cm de profundidad radicular:

$$L = \frac{(30 - 27.6) \cdot 150}{100} = 3.6 \text{ mm.}$$

Lámina bruta de riego

Normalmente la aplicación de agua no es uniforme, ni perfecta, debido a la heterogeneidad del suelo. Por esta razón es necesario aplicar un poco más de agua para uniformizar el riego hasta la profundidad de las raíces.

Este exceso de agua generalmente se pierde por percolación profunda (en algunos casos se agrega voluntariamente más agua para que se produzca lavado de las sales) y por escurrimiento superficial. Se lo considera para efectos de cálculo en la eficiencia de aplicación.

Para calcular la lámina bruta de riego se usa la siguiente ecuación:

$$LB = \frac{LN}{Ea} \quad (22)$$

Donde:

- LB = lámina bruta de riego(mm).
- LN = lámina neta de riego (mm)
- Ea = eficiencia de aplicación (valor < 1)

La eficiencia de aplicación esta dada por el método de riego empleado, el grado de tecnificación del mismo, el cuidado en el manejo del agua dentro de la sistematización del terreno y del suelo. Para efecto de cálculo se recomienda usar las eficiencias de riego presentadas en la Tabla 4.

Tabla 4. Eficiencias de aplicación en base al método de riego, considerando textura y nivelación constantes:

Método de riego	Eficiencia de aplicación (%)
Surcos	60-70
Aspersión	80-90
Goteo	90-95
Pozas	80-90
Melgas	70-80

A continuación se presenta un ejemplo del cálculo de la lámina bruta de agua, considerando una Ea del 90%.

Primer riego

$$LB = 75 \text{ mm} / 0,90 = 83 \text{ mm}$$

Lámina bruta para el primer riego = 83 mm

Segundo riego

$$LB = 3.6 \text{ mm} / 0,9 = 4 \text{ mm}$$

Lámina bruta a aplicar al suelo en segundo riego será de 4 mm.

Las láminas de riego se pueden expresar no solamente en espesor (mm) sino también en volumen o caudal, si se considera el área que se va a cultivar y el tiempo en el cual se debe regar. Para esto se emplean las siguientes ecuaciones:

$$1\text{mm} = 1 \text{ litro/metro cuadrado} \quad (23)$$

$$Q \cdot t = A \cdot LB \quad (24)$$

Donde:

Q = Caudal (l/seg)

LB = Lámina de agua (mm)

A = Area de riego (en m²)

t = Tiempo de riego (segundo, minuto, hora)

Ejemplo de cálculo del tiempo de riego.

Calcular el tiempo de riego, si el caudal de riego es 0,27 m³/seg la superficie total es 5 ha y la lámina bruta que se quiere aplicar es 10.5 mm.

$$t = \frac{50000 \text{ m}^2 \cdot 10.5 \text{ l/m}^2}{270 \text{ l/seg}}$$

$$t = 1944,4 \text{ seg.}$$

$$t = 32,4 \text{ minutos}$$

2) Método Climatológico (Determinación de la evapotranspiración)

En el punto anterior se calculó la lámina de riego que aplicada al suelo está a disposición del sistema radicular. Las plantas consumen diariamente una cantidad de agua y otra se pierde por evaporación de los suelos adyacentes a las plantas. La suma de estas porciones de agua representa la evapotranspiración.

Dicho de otra manera, la evapotranspiración consiste en la absorción de agua a través de las raíces de las plantas, que es utilizada en las diferentes actividades fisiológicas y emitida a través de los estomas hacia la atmósfera, y además el agua evaporada por el suelo en el que se encuentran las plantas y la evaporada desde la superficie de las hojas.

Para efecto de cálculo de la cantidad de agua a utilizarse se considera la evapotranspiración potencial y la evapotranspiración actual (uso consuntivo).

Evapotranspiración potencial

La evapotranspiración potencial (ETp) es aquella que se produce de una vegetación de poca altura en activo crecimiento, preferentemente pastos, que cubre íntegramente el suelo y sin restricción de humedad disponible en el suelo. Este parámetro se usa como un índice para determinar la evapotranspiración real de los diferentes cultivos. La ETp puede medirse por procedimientos directos, utilizando lisímetros y mediante la ecuación del balance hídrico, e indirectamente utilizando el tanque de evaporación MC (Figura 19). En este artículo se discute el procedimiento de estimación de la ETp utilizando el evaporímetro (lisímetro) MC, porque se considera que este procedimiento más recomendado para nuestro país. En este caso se asume que la ETp es igual a la evaporación relativa (ETR) medida en el evaporímetro MC. (Calvache, 1993).

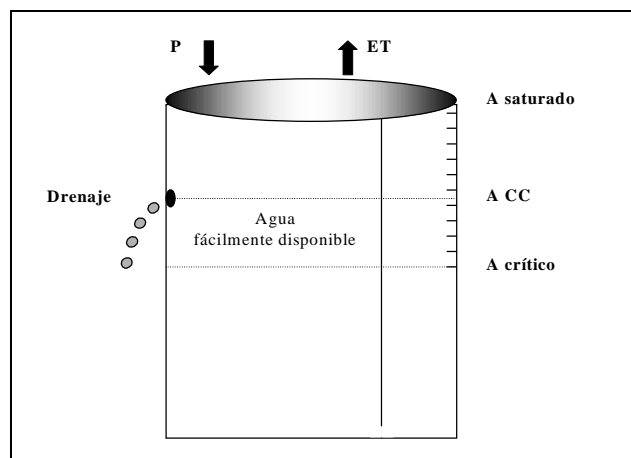


Figura 19. Diagrama del lisímetro MC.

Evapotranspiración real

La cobertura vegetal varía a lo largo de desarrollo de un cultivo (desde la siembra hasta la cosecha), lo que hace que se modifique la transpiración. Esta modificación se debe además a las condiciones edáficas y a los niveles de humedad en el suelo.

La evapotranspiración real (ETr) es la que se produce en forma real día a día, de acuerdo al crecimiento de la planta, las características edáficas y la disponibilidad de agua. En condiciones de un suelo normal, con un buen suministro de agua, el factor decisivo en la ETr es el crecimiento del cultivo. La ETr se determina usando la siguiente ecuación:

$$ETr = ETp \cdot Kc \quad (25)$$

Donde:

ETr = Evapotranspiración real en mm

ETp = Evapotranspiración potencial en mm

Kc = Coeficiente de cultivo que depende del estado de crecimiento del mismo

Ejemplo de cálculo de la evaporación real para el cultivo de banano entre los meses de julio a noviembre en la zona de Santo Domingo.

Datos

Evaporación en el lisímetro MC (ETp) = 90 mm/mes

No hay restricciones de suelo y humedad

Coeficiente de cultivo (Kc) varía de 0.7 en inicio de crecimiento a 1.0 en la floración

Valor promedio para el mes de julio en base a la curva Kc = 0.70.

Determinación de la evapotranspiración real, utilizando las ecuaciones presentadas anteriormente:

$$ETr = ETp \cdot Kc$$

$$ETr = 90 \cdot 0,7 = 36 \text{ mm/ mes.}$$

La lámina neta de riego se obtiene restando la lluvia efectiva de la Etr. (LN=Etr- Lluvia efectiva)

FRECUENCIA DE RIEGO

Para determinar la frecuencia de riego existen dos procedimientos : Uno empírico que se basa en una relación matemática y otro analítico que se basa en la realidad del campo y es eminentemente práctico.

Método empírico

Este método se basa en la siguiente fórmula:

$$FR = L / ETr \quad (26)$$

Donde:

FR = Frecuencia de riego

L = Lámina de riego aplicada al suelo (lámina neta)

ETr = Evapotranspiración real ó uso consuntivo promedio diario para ese período

Ejemplo de cálculo para determinar la frecuencia requerida de riego para el cultivo de banano con un consumo diario, en la etapa de floración, de 4 mm por día.

Datos

Lámina neta aplicada al suelo en esa época = 40 mm
 Uso consuntivo diario = 4 mm

Utilizando la ecuación anterior:

$FR = 40 / 4 = 10$ días
 Intervalo de riego cada 10 días

Método práctico

Este método se basa en la realidad de campo. El método anterior no puede considerar la disminución de lámina de agua ocasionada por efectos de precipitación natural por ejemplo. El método práctico en cambio considera todos los aumentos ocasionados por diferentes circunstancias, ya que consiste en determinar diariamente el contenido de humedad en ese suelo en diferentes sitios en el campo, ya sea con tensiómetros, bloques de resistencia o por el método gravimétrico.

Para esto, se instalan los instrumentos señalados y se registra diariamente las lecturas de humedad o de tensión. Cuando se llega a cierto valor predeterminado de la humedad o tensión crítica, nuevamente se aplica riego (Figura 20). Ese valor predeterminado es el índice que indica el cuando y cuanto regar para un buen aprovechamiento de agua por la planta. Este valor que no altera ningún proceso fisiológico y que no afecta la producción hay que determinarlo con anticipación y se denomina el factor f explicado anteriormente. El intervalo de tiempo entre dos riegos consecutivos indica la frecuencia de riego (FR)

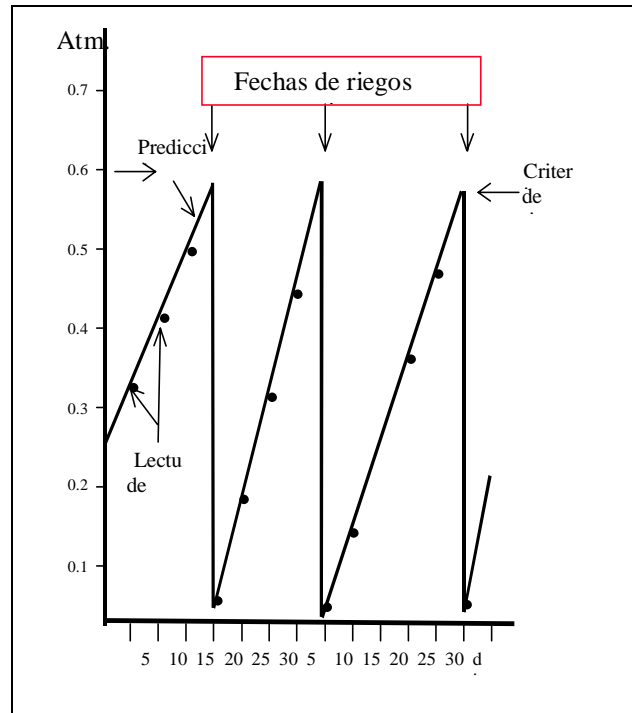


Figura 20. Determinación de la frecuencia de riego utilizando tensiómetros.

DETERMINACION DEL BALANCE HIDRICO

El balance hídrico es una metodología utilizada para la programación de riegos que ha sido ampliamente evaluada en algunas regiones agrícolas del mundo. El Lisímetro “MC” (Figura 21) permite programar los riegos debido a que integra los diferentes parámetros del balance hídrico, como son la evaporación, precipitación, drenaje y almacenamiento de agua.

Las evaluaciones del Lisímetro “MC” se basan en el principio de considerar al suelo como un reservorio de agua para las plantas, utilizando el concepto de balance hídrico como un proceso que opera continuamente a nivel natural en el campo de cultivo. Es muy práctico ya que funciona como un pluviómetro y un tanque de evaporación, midiendo la evapotranspiración relativa, la misma que corresponde a la cantidad de agua perdida por evaporación directa desde la superficie del suelo y por transpiración a través de la superficie de las hojas de las plantas. (Calvache, 1993).

El Lisímetro “MC” simula los cambios de almacenamiento de agua en el suelo y tiene definida una capacidad máxima de almacenamiento de agua a capacidad de campo (Acc), por medio de un orificio, por donde drena el exceso de agua que en condiciones naturales no sería retenida en el suelo. El nivel de agua en el recipiente baja poco a poco de acuerdo a la evaporación y aumenta de acuerdo a la lluvia, y el riego se programa cuando el nivel de agua se acerca a la marca de almacenamiento crítico (A crítico).

Almacenamiento crítico (A crítico) es aquel nivel de agua en el suelo que no disminuye la productividad de los cultivos. Este valor se obtiene mediante experimentación de campo, midiendo la humedad del suelo en forma periódica.

La cantidad de agua que se puede dejar agotar en el suelo, sin que exista reducción de la productividad se denomina factor de agotamiento permisible de manejo (f) y se calcula con la siguiente expresión:

$$f = \frac{\text{Acc} - A \text{ crítico}}{\text{Acc} - \text{APMP}}$$

Donde:

Acc = Almacenamiento de agua capacidad de campo

APMP = Almacenamiento de agua en el punto de marchitez permanente

A crítico = Almacenamiento de agua crítico

Por Ejemplo, si un suelo tiene, hasta una profundidad de 50 cm, una capacidad de almacenamiento de las siguientes características:

Acc = 150 mm

APMP = 60 mm

A crítico = 114 mm

El factor f es :

$$f = \frac{150 - 114}{150 - 60} = \frac{36}{90} = 0.4 \text{ o } 40\%$$

Es decir, que se puede dejar agotar hasta el 40% del agua disponible antes de realizar el próximo riego.

El Lisímetro "MC" se puede construir usando recipientes cilíndricos de plástico, de paredes verticales, los cuales se pueden adquirir en locales de expendio de plástico o se pueden usar recipientes de pintura vacíos. Para calcular la lámina de riego (Lr) del cultivo, se determina la evaporación relativa del cultivo (EV.REL) y se multiplica por el coeficiente Kc. La evaporación relativa se calcula restando del valor de A a capacidad de campo (Acc) el valor de A en la regleta (ΔA) a un período de tiempo determinado (ΔT).

El período de cultivo es variable de acuerdo a la edad y el tipo de cultivo, distinguiéndose cuatro etapas: Etapa inicial, etapa de desarrollo, etapa intermedia y etapa final. En la tabla 5 se presentan los valores de Kc para algunos cultivos en el Ecuador.

En la Figura 21 se presentan los datos de la evapotranspiración acumulada en función del tiempo (días) en un cultivo de banano, en el Santo Domingo, Provincia de Pichincha, durante los meses de julio y agosto de 1997, utilizando el lisímetro MC. Una vez determinada la lámina de riego, se aplica el riego en el campo, aplicando la siguiente fórmula:

$$Q \cdot T = A \cdot L$$

Donde:

Q = caudal (l/seg.)

T = a tiempo de riego (horas o minutos)

A = área (m²)

L = lámina de riego (milímetros o litros por m²).

Por ejemplo, si se requiere regar por goteo una superficie de 300 m², con una lámina de riego de 40 mm, con un caudal de 2 l/seg, el tiempo de riego será:

$$T = \frac{300\text{m}^2 \cdot 40 \text{ l/m}^2}{2 \text{ l/seg.}} = 6000 \text{ seg} = 100 \text{ min}$$

Una vez dado el riego de acuerdo a la lámina requerida, hasta la capacidad de campo, se vuelve a llenar el Lisímetro “MC” hasta la altura del orificio del drenaje, que equivale al almacenamiento de agua a capacidad de campo (Acc), y se repite el procedimiento.

En la Tabla 6 se presenta un ejemplo de cálculo de balance hídrico en el cultivo de rosas, utilizando la siguiente fórmula de balance de masas:

Tabla 5. Coeficientes culturales (Kc) de varios cultivos (Dorenbos y Pruitt, 1975).

CULTIVO	Etapas de desarrollo del cultivo			Ciclo Vegetativo Total
	Inicial	Media	A la Cosecha	
Banana				
Tropical	0.4 – 0.5	1.0-1.1	0.75-0.85	0.7-0.8
Subtropical	0.5 - 0.65	1.0-1.2	1.0 – 1.15	0.85 – 0.95
Frijol				
Verde	0.3 – 0.4	0.95 – 1.05	0.85 – 0.95	0.85 – 0.9
Seco	0.3 – 0.4	1.05 – 1.2	0.25 – 0.3	0.7 – 0.8
Col	0.4 – 0.5	0.95 – 1.1	0.8 – 0.95	0.7 – 0.8
Algodón	0.4 – 0.5	1.05 – 1.25	0.65 – 0.7	0.8 – 0.9
Vid	0.35 – 0.55	0.7 – 0.9	0.55 – 0.7	0.55 – 0.75
Maíz				
Dulce	0.3 – 0.5	1.05 – 1.2	0.95 – 1.1	0.8 - 0.95
Grano	0.3 – 0.5*	1.05 – 1.2*	0.55 – 0.6*	0.75 – 0.9*
Cebollas				
Secas	0.4 – 0.6	0.95 – 1.1	0.75 – 0.85	0.8 – 0.9
Verdes	0.4 – 0.6	0.95 – 1.05	0.95 – 1.05	0.65 – 0.8
Arveja, verde	0.4 – 0.5	1.05 – 1.2	0.95 – 1.1	0.8 – 0.95
Pimiento verde	0.3 – 0.4	0.95 – 1.1	0.8 – 0.9	0.7 – 0.8
Patata	0.4 – 0.5	1.05 – 1.2	0.7 – 0.75	0.75 – 0.9
Soja	0.3 – 0.4	1.0 – 1.15	0.4 – 0.5	0.75 – 0.9
Remolacha azucarera	0.4 – 0.5	1.05 – 1.2	0.6 – 0.7	0.8 – 0.9
Rosas	0.4 – 0.5	0.95 – 1.1	0.8 – 0.9	0.8 – 0.9
Caña de azúcar	0.4 – 0.5	1.0 – 1.3	0.5 – 0.6	0.85 – 1.05
Girasol	0.3 – 0.4	1.05 – 1.2	0.35 – 0.45	0.75 – 0.85
Tabaco	0.3 – 0.4	1.0 – 1.2	0.75 – 0.85	0.85 – 0.95
Tomate	0.4 – 0.5	1.05 – 1.25	0.6 – 0.65	0.75 – 0.9
Sandía	0.4 – 0.5	0.95 – 1.05	0.65 – 0.75	0.75 – 0.85
Alfalfa	0.3 – 0.4		1.05 – 1.2	0.85 – 1.05
Cítricos desyerbe total				0.65 – 0.75
sin control de maleza				0.85 – 0.9
Olivo				0.4 – 0.6

Primera cifra: con humedad elevada (HR min > 70%) y poco viento (U < 5 m/sec).
Segunda cifra: con humedad reducida (HR min < 20 %) y fuerte viento (> 5 m/sec).



Figura 21. Instalación del lisímetro "MC".

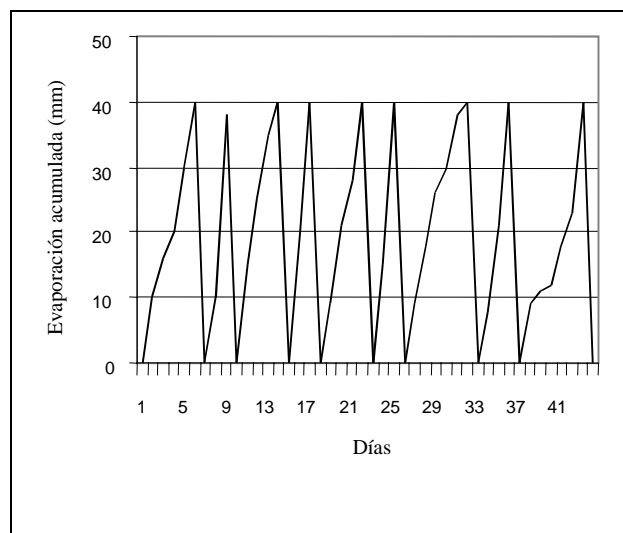


Figura 22. Evapotranspiración en el cultivo de bananao.

$$ET = (A_i - A_f)$$

Donde:

ET = Evapotranspiración real
 A_i = Almacenamiento inicial
 A_f = Almacenamiento final

En Santo Domingo, provincia de Pichincha se probó la viabilidad de programar los riegos siguiendo un balance hídrico diario utilizando las sondas de neutrones, un balance hídrico semanal, utilizando el modelo Cropwat de la FAO y el balance hídrico en el Lisímetro MC. Se utilizaron parcelas de 250 m² sembradas con palma africana, en un suelo franco arenoso. No se presentaron diferencias en el número de riegos programados por los dos métodos. Los resultados que se presentan en la Tabla 6 confirman la funcionalidad de este método sencillo, que permite contar con una alternativa para la programación de los riegos en el cultivo de palma. Como se puede observar en la tabla 6, la lámina de riego es variable en los 15 días presentados, entre 3.2 y 6.0 mm/día, lo que depende del comportamiento del clima del lugar.

En las plantaciones de bananao del Ecuador, es común la aplicación de recomendaciones de fertiriego de 200 ppm de N, 40 ppm de P y 120 ppm de K, sin especificar la lámina de riego a aplicar. La tabla 7 presenta las cantidades de N, P y K que se aplicarían con láminas de 3, 6, 9 y 12 mm/día.

Tabla 6. Ejemplo de cálculo de balance hídrico en el cultivo de palma africana.

Fecha	A (mm)	ΔA (mm)	Ev. Relativa (mm)	Kc.	Lr (mm)	(mm/día)
1/06/93	340					
3/06/93	325	15	15	0.8	12	6
6/06/93	313	12	12	0.8	9.6	3.2
10/06/93	293	20	20	0.8	16.0	4.0
15/06/93	273	20	20	0.8	16	4.0

Tabla 7. Cantidades de N, P y K en kg/año que se aplicarían con diferentes laminas.

Lámina de riego	N	P	K
mm/día		(kg/ha)	
3	2190	438	1314
6	4390	876	2628
9	6570	1314	3942
12	8760	1752	5256

Las cantidades de nutrientes aplicadas con las láminas de 6, 9 y 12 mm/día son exageradamente altas y estarían provocando la acumulación de sales no absorbidas por las plantas, lo que aumenta la conductividad eléctrica y provoca la salinización del suelo.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Benani, A., and A. Ofen. 1984. Irrigation engineering. Haifa, International Irrigation Information Center, 257 p.
- Bucks, D. A., F.S Nakayama, and A.W. Warrick. 1982. Principles, practices, and potentialities of trickle (drip) irrigation. In:HILLEL, D. de. Advances in Irrigation. New York, Accademic Press. vi, p.220-298.
- Cadwell, A.C., L.S. Murphy, B.B.Tuckler, R.A.Weise, and J.C. Zubrinski. 1997. Roundtable irrigation-fertigation. Crop Soils 29:14-21 1977.
- Calvache, M., 1993. Requerimientos hídricos de los cultivos en Tumbaco, Pichincha, Universidad Central del Ecuador. Quito, 150 p.
- Calvache, M. & Reichardt, K. 1996. Water deficit imposed by partial irrigation at different plant growth stages of common bean (*Phaseolus vulgaris*) In: IAEA TECDOC 888, . pp 63-72.
- Dorenboos, M., and W.O. Pruit. 1975. Crop water requirements. Artículos de riego y Drenaje N° 24. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la Alimentación (FAO), Roma.
- Rhoads, F.M., Bennet, J.M. In: Stewart, B.A. and Nilsen, D.R.1990. ed. Irrigation of Agricultural Crops. Madison, ASA, p. 569-97.
- Calvache, M. y E. Basantes. 1985. Evapotranspiración real y potencial de tres variedades de maíz (*Zea mays* L.). IX Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo. Cali, Colombia. 10 p.
- Calvache, M. y C. García. 1987. Dinámica de agua en un cultivo de frejol (*Phaseolus vulgaris*). Revista Rumipamba, Quito. 4: 1-19 .
- Childs, E.C. 1969. An Introduction to the Physical Basis of Soil Water Phenomena. Wiley Interscience, New York. Capítulos 7 y 8.
- Day, P.R., G.H. Bolt, and D.M. Anderson. 1967. Nature of Soil Water. In "Irrigation of Agricultural Lands", R. Hagan (ed). Agronomy N° 11. Capítulo 12. American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, U.S.A.
- FAO. 1976. Riego y Drenaje; Las necesidades de agua de los cultivos. Roma. p. 31-126.
- Gairon, S., and A. Hadas, A. 1973. Measurement of the water status in Soils. In "Arid Zone Irrigation". Xaron, B., Danfors, E. Y Vaadia, Y., eds Springer - Verlang , Berlín.

- Gardener, W.H. 1967. Water Content. In "Methods of Soil Analysis", Parte I., Black, C:A:, ed. Agronomy N° 11, American Society of Agronomy, Madison, Wisconsin, U.S.A.
- Henao, J. 1976. Soil variables for regressing Iowa corn yields on soil, management, and climatic variables. Tesis Ph. D., Iowa State University. 315 p.
- Hillel, D. 1971. Soil and Water. Physical Principal and Processes. Academic Press, New York. Capítulo 3.
- Irsaelsen, O.W., and J.E.Hansen. 1962. Irrigation Principles and Practices. John Wiley and Sons, Inc., New York. pp. 171-184.
- Jensen, M.E. 1973. Consumptive use of water and irrigation water requirements. American Society of Civil Engineers, Special Publication. 143 pp.
- Marsh, A.W. 1975. Questions and Answers about tensiometers. Division of Agricultural Sciences, University of California. Leaflet 2264.
- Veihmeyer, F.I., and A.H. Hendrickson. 1977. Soil moisture conditions in relation to plant growth. Plant Physiol. 2: 71-78.