CENTRO AGRONOMICO TROPICAL DE INVESTIGACION Y ENSEÑANZA
CATIE

RZM

PROGRAMA MANEJO INTEGRADO DE RECURSOS NATURALES
PROYECTO REGIONAL DE AGROMETEOROLOGIA

RETENCION Y DISPONIBILIDAD DEL AGUA EN EL SUELO

Francisco Jiménez O.
Agrometeorólogo

Documento presentado en el Curso Corto de Agrometeorología" realizado del 17 al 25 de marzo de 1988 en Turrialba, Costa Rica

Turrialba, 1988

Retención de agua por el suelo

Los suelos tienen diferente capacidad de retención de agua en función de sus características fisioquímicas. La estructura, la porosidad, la profundidad, la topografía, la inclinación, la textura, la presión, la temperatura, la matriz del suelo, la densidad aparente, la estratificación, la cantidad de solutos, el espesor de la película de agua y la histéresis del agua del suelo son los factores que más la afectan. Un conocimiento satisfactorio del almacenamiento de agua en el perfil del suelo, es importante en el manejo de riego y de muchos problemas hidrológicos; la infiltración, evaporación, percolación y la disponibilidad de agua para las plantas dependen en gran medida del contenido hídrico del perfil 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, 25% de agua. 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, pero con escapes. Cuando se añade demasiada agua, el exceso drena hacia las capas más profundas. 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 la gravedad. Esta 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, ocasionan que una película de agua de considerable grosor sea mantenida sobre la superficie de las partículas del suelo.

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

Existe diferente nomenclatura para denominar la fuerza con que es retenida el agua (o la fuerza requerida para extraer agua) del suelo: succión, tensión, potencial de humedad y el más usado por los científicos en suelos que es potencial hídrico. 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 del suelo se puede expresar por ejemplo como ψ_T = -2 bares. En ocasiones también se usan pascales, atmósferas o una escala logarítmica (pF). Un mb = 100 Pa ; una atmósfera = 1013 mb.

La fuerza total de retención de agua(ψ_T) puede ser separada en sus varios componentes conocidos:

$$\psi_T = \psi_m + \psi_g + \psi_p + \psi_\pi \quad \text{donde:}$$

ψ_m = potencial mátrico, el mayor contribuyente a la fuerza total y es la suma de las fuerzas antes descritas

ψ_g = fuerza de la gravedad

ψ_p = fuerza debida al peso del agua o presión del aire y es pequeña

ψ_π .= el potencial osmótico, resulta de la concentración de sales y es apreciable en suelos salinos

Clases de agua en el suelo

Las partículas del suelo están rodeadas por 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 diferentes clases de agua: agua gravitacional o libre, agua disponible o capilar y agua higroscópica o no disponible (Fig. 1).

El agua gravitacional es aquella que drena libremente del suelo debido a la fuerza de la gravedad. Ocupa un límite por encima de la capacidad de campo, por lo que en presencia de suelos bien drenados, esta agua drena sin causar daño directo a las plantas. El límite superior corresponde al estado de saturación, en el cual el agua ocupa toda la porosidad. Es [illegible] principal causante de las pérdidas de nutrientes y otras sustancias por lixiviación. Además, [illegible] una influencia [illegible] esta sobre la presencia y profundidad de la capa freática del suelo. A[illegible] el agua gravitacional permanece periodos cortos en suelos bien drenados, puede ser disponible para las plantas, si durante ese tiempo el suelo tiene una aireación adecuada.

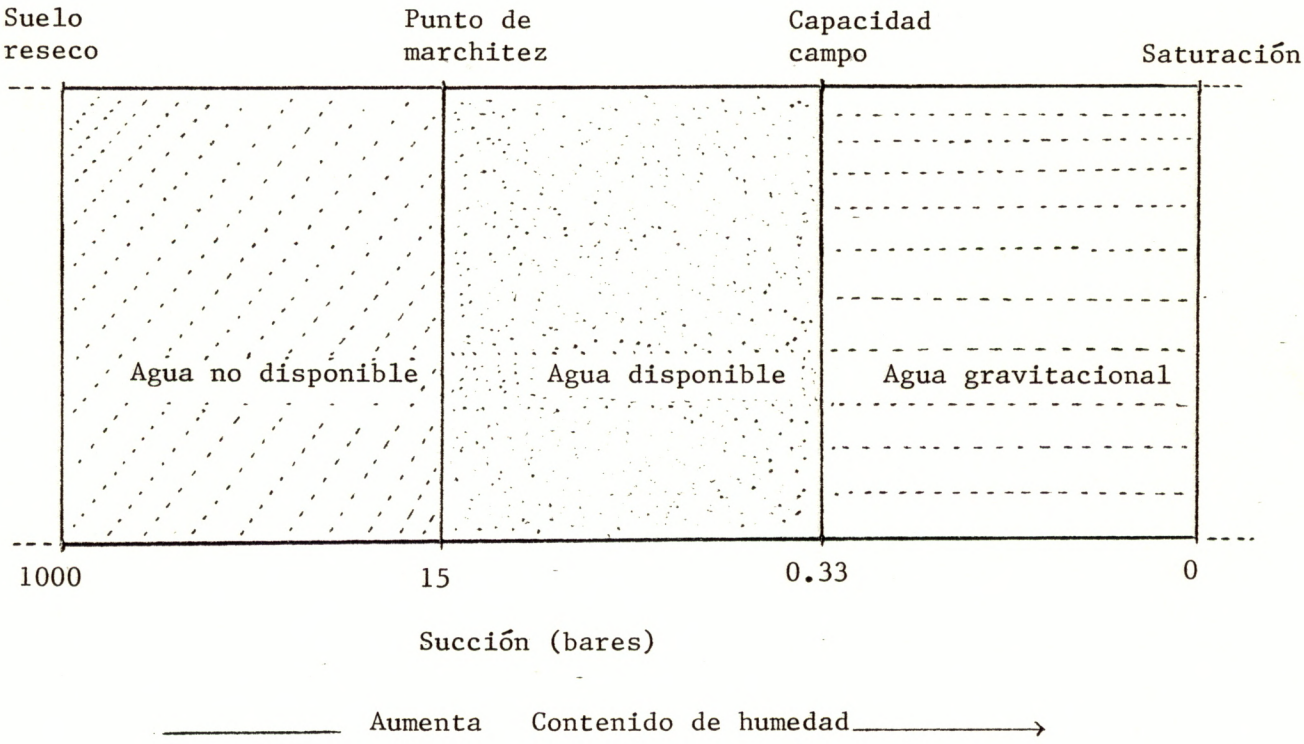

Fig.1 CONSTANTES DE HUMEDAD Y TIPOS DE AGUA DEL SUELO

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 esta 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 del suelo 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 disponible y difícilmente disponible (cierre progresivo de estomas debido al déficit hídrico).

La humedad del suelo es dinámica. Varía en el tiempo y en el espacio en respuesta a las fuerzas del movimiento del agua (capilar, gravitacional, absorción), usadas en la percolación, la evaporación, la irrigación, la lluvia, la temperatura y el uso por las plantas.

La evaluación completa de las condiciones de humedad del suelo es muy difícil; es necesario conocer la energía, la cantidad y la forma en que ella está variando en relación al tiempo y al espacio. Otros factores dificultan estas mediciones. Entre ellos están el crecimiento disparejo de las plantas, la distribución no uniforme de las raíces, variaciones en el campo de la 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.

A pesar de las dificultades mencionadas es necesario para fines agrícolas conocer, no solamente el estado actual de humedad del suelo, sino también los límites inferior y superior dentro de los cuales la planta puede absorber agua, para poder planificar y diseñar en forma apropiada la cantidad de agua que debe aplicarse para suplir el déficit. Estos límites corresponden, apróximadamente, a lo que se denomina capacidad de campo y punto de marchitez. Estos han sido admitidos y utilizados universalmente para caracterizar la humedad máxima y mínima del suelo disponible para las plantas, aunque sería preferible utilizarlas como umbrales y no como constantes.

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 debido 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 está siendo evaporada desde el suelo o transpirada por las plantas. Determinar cuando el perfil alcanza una "capacidad de campo promedio" es difícil de precisar. La velocidad a la cual los suelos alcanzan una capacidad de campo promedio es más baja en suelos arcillosos que arenosos.

La determinación de la capacidad de campo en el laboratorio se realiza sometiendo muestras indisturbadas obtenidas a la profundidad deseada y saturadas a una succión entre 0.1 y 0.33 bares (0.1 bar para suelos arenosos, 0.33 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 gravimétrico:

$$\% \, CC = \frac{Psh - Pss}{Pss} \times 100 \qquad \text{en donde}$$

CC = capacidad de campo

Psh = peso muestra suelo húmedo a 0.1 - 0.33 bares

Pss = peso muestra suelo seco 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 caliente, una planta tal como el maíz, puede transpirar excesivamente y marchitarse temporalmente, aún cuando la humedad del suelo es de 1 ó 2 bares (agua es realmente disponible), pero 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 recuperarán, a menos que se agregue agua al suelo.

La determinación en el laboratorio del punto de marchitez se realiza en forma similar a lo indicado para la capacidad de campo, solo que las muestras son sometidas a una succión de 15 bares, por lo tanto:

$$\% \ PM = \frac{Psh - Pss}{Pss} \times 100$$ en donde

PM = punto de marchitez

Psh = peso muestra suelo húmedo a 15 bares

Pss = peso muestra suelo seco a 105°C

Las plantas de diferentes especies tienen distinta capacidad para extraer agua. De ahí que la succión de 15 bares considerada tradicionalmente como punto de marchitez, es un promedio de aceptación bastante generalizada. Un método más costoso, pero más exacto de deteminar el punto de marchitez es denominado biológico. Aquí las plantas se siembran en potes con suelo indisturbado y se dejan crecer hasta una altura adecuada. Posteriormente se suspende el suministro de agua y se deja secar el suelo hasta que las plantas marchitas, no se recuperan cuando se someten a una atmósfera saturada de vapor de agua. Entonces se toman muestras del suelo y se les determina el contenido de humedad.

El contenido de humedad del suelo en base al peso (gravimétrica) puede ser transformado a la forma volumétrica, con lo que resulta de mayor utilidad agrícola. El volumen de agua es usada 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 humedecerán el suelo. El volumen de agua es la profundidad de agua en la profundidad de suelo que contiene ésta. Sin entrar al detalle de las unidades, se tiene que:

$$\% \ HV = \% \ HG \times Da$$

HV = Humedad volumétrica

HG = Humedad gravimétrica

DA = Densidad aparente del suelo

La densidad aparente se determina en muestras indistribuídas, preferiblemente a capacidad de campo tomadas a la profundidad requerida con cilindros especiales para ello. Se llevan al laboratorio y se les determina el peso seco.

$$DA = \frac{Ps}{V}$$

DA = densidad aparente

Ps = peso del suelo seco a los 105°C

V = volumen del suelo (cilindro) ; $V = \pi r^2 h$, h = altura, r = radio

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

$$AD = \frac{CC - pM}{100} \times pf \qquad \text{donde:}$$

AD = agua disponible (mm).

CC = % volumétrico de humedad o capacidad de campo

PM = % de humedad volumétrica en el punto de marchitez

Pf = profundidad de la capa de suelo (mm)

Así mismo el contenido de agua del suelo disponible para las plantas, a una profundidad dada y en un momento determinado se calcula por la siguiente ecuación:

$$AD = \frac{CC - HA}{100} \times Pf \qquad \text{donde:}$$

AD = agua disponible en un momento dado (mm)

CC = % volumétrico de humedad a capacidad de campo

HA = % volumétrico de humedad actual

Pf = profundidad de la capa de suelo (mm)

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

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 de la arcilla y el contenido de materia orgánica incrementa la capacidad total

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

En la figura 2 se observa la variación de la máxima capacidad de retención de agua disponible para diferentes tipos de suelo. Nótese que para la mayoría de los suelos agrícolas la relación entre capacidad de campo/punto de marchitez es de aproximadamente 2. Por lo tanto, si se conoce cualquiera de los dos, el otro puede ser estimado aunque sea bruscamente para trabajos que no requieren mucho detalle. En todo caso esta 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 10mm de agua por 10 cm de suelo , u 80 mm de agua para una profundidad de suelo de 80 cm.

100 mm H_2O ≈ 1 mt (100 cm).

La capacidad de retención de agua de los suelos puede calcular en base a la textura, materia orgánica y profundidad, utilizando el procedimiento elaborado por Dumenil y Fenton, citados por Henao. Este consiste en utilizar el triángulo de texturas del suelo, sobre el cual se han dibujado las líneas de isohumedad (Fig. 3). Las líneas de isohumedad contienen la cantidad de agua retenida por el suelo, expresada en mm/cm.

Los datos se obtienen buscando en la Figura 3 con la textura, la línea de retención de humedad que cruza la clase textural, la que proporciona información de cuanta agua puede retener el suelo en mm por cm de profundidad. Luego esta 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 está en función de la textura. La Figura 4 presenta las curvas de agotamiento para varios tipos de suelos representativos. Así por ejemplo para un suelo franco, aproximadamente 50 % del agua disponible ha sido agotado cuando la tensión es de 1 bar. Los suelos de textura gruesa retienen menos de 50% de agua a esa misma tensión y los de textura fina retienen más.

→ 50% → 2 bar (arcilla).

Métodos principales de determinar el contenido de agua en el suelo

El contenido de humedad del suelo es medido en cuatro formas principales: método gravimétrico, por tensiómetros, por conductividad eléctrica y por radioactividad.

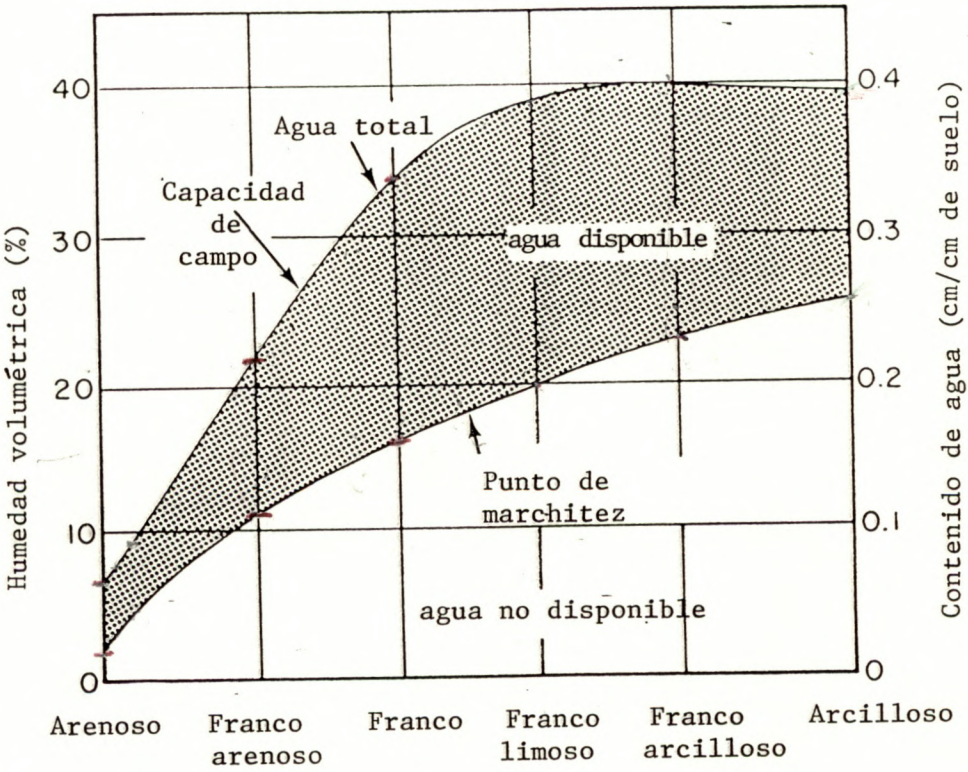

Fig. 2 VARIACION DE LA CAPACIDAD MAXIMA DE RETENCION DE AGUA PARA DIFERENTES TIPOS DE SUELO (Kramer, 1983)

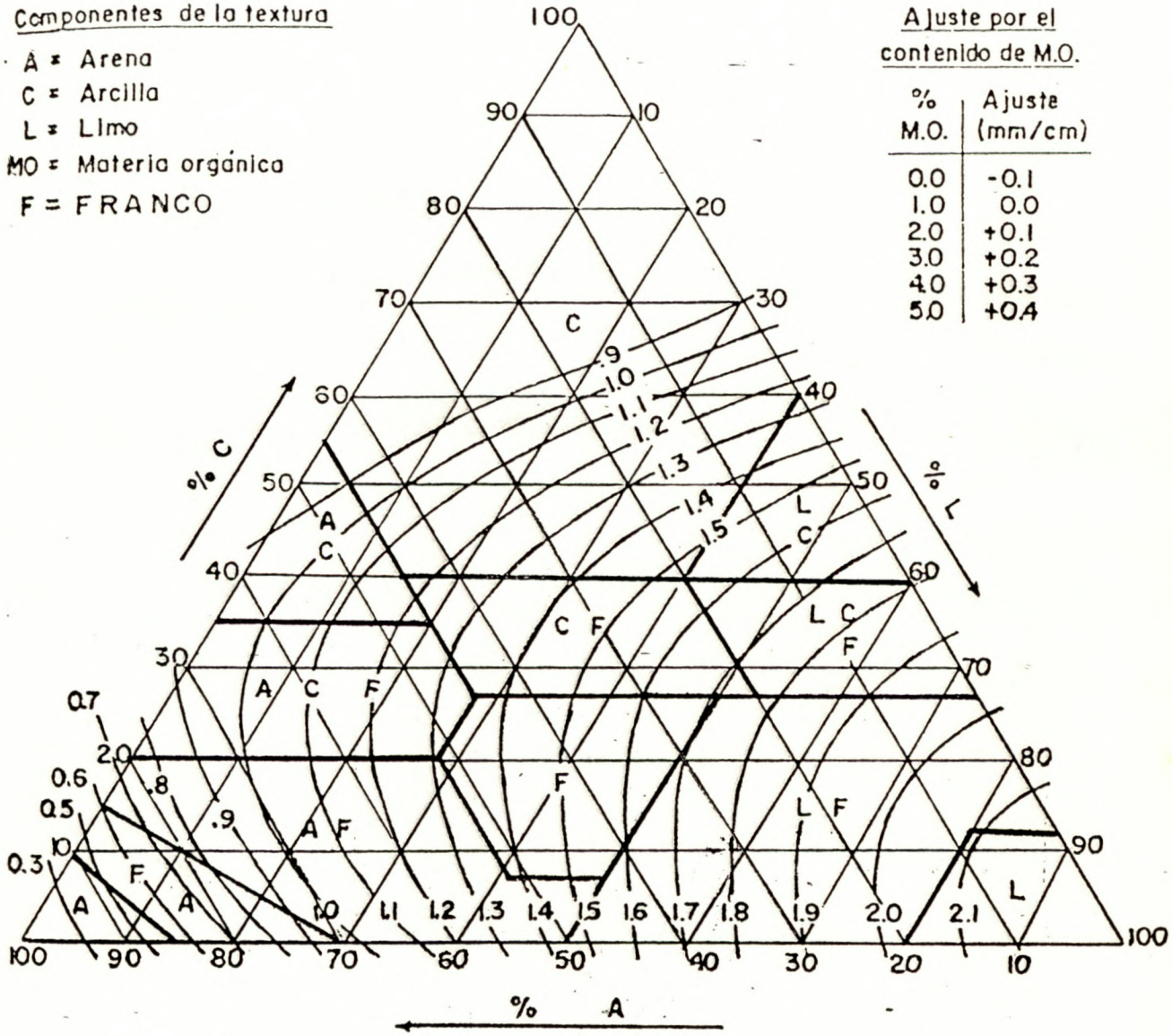

Fig. 3 Capacidad de retención de agua por el suelo expresada en mm/cm en base a los componentes de la textura [Henao, 1976]

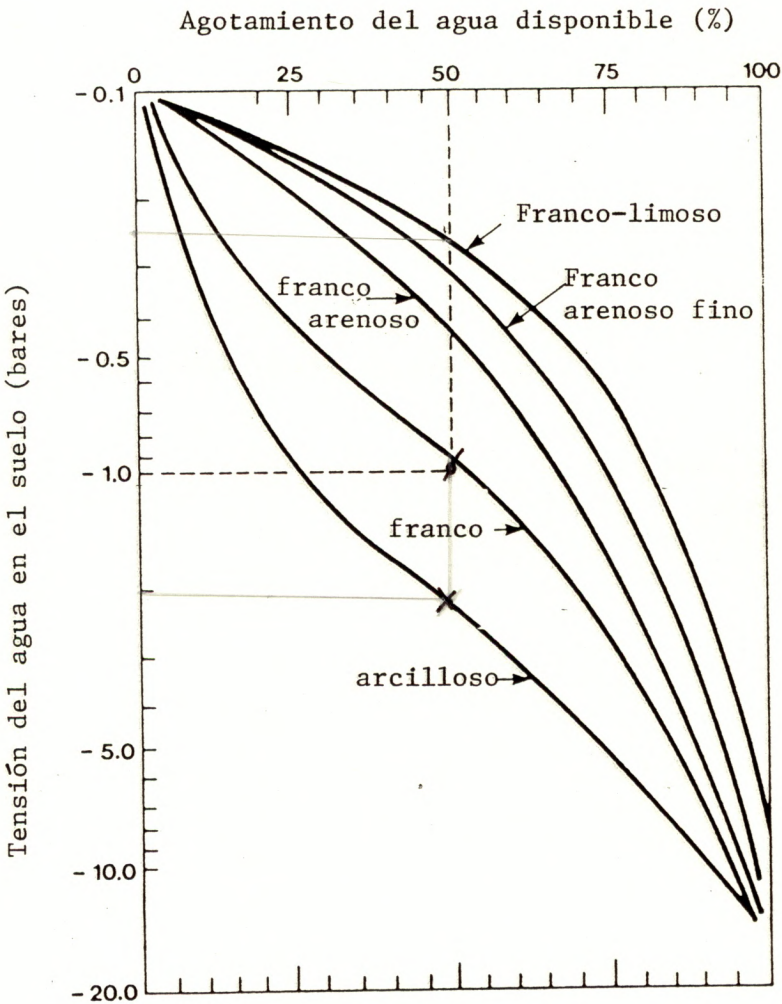

Fig. 4 CURVAS DE RETENCION DE AGUA PARA VARIOS SUELOS, GRAFICADOS EN TERMINOS DE PORCENTAJE DE AGUA DISPONIBLE AGOTADA. (Doneen y Westcot, 1984)

Método gravimétrico

Consiste en tomar muestras a diferentes profundidad (generalmente a 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 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 es debido a la pérdida de agua, y está dividida por el peso seco del suelo da el porcentaje de humedad en base al peso seco.

Método de dispersión de neutrones

Este método se basa en que la velocidad de neutrones rápidos, emitidos por una sonda colocada a determinada profundidad en el suelo, disminuye al chocar con los núcleos de hidrógeno. Dado que el agua es la principal fuente de hidrógeno en el suelo, el número de neutrones lentos interceptados por el detector, es una medida confiable y precisa del contenido volumétrico de agua. El contador de neutrones mide únicamente neutrones lentos, la mayoría de los cualess han sido dispensados por los núcleos de hidrógeno del agua en el suelo.

A pesar de que se pueden realizar medidas a cualquier profundidad y las determinaciones a menos de 20 cm pueden resultar en errores debido a escapes de neutrones a la atmósfera, los que son interpretados por el contador como 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 20 cm en suelos mojados y de 30 cm en suelos secos. Este método es muy rápido y preciso. Requiere la instalación de tubos de acceso y calibración individual del suelo. Las principales desventajas es su costo elevado, el equipo es frágil y delicado y su operación y mantenimiento requieren personal preparado, debido a los peligros inherentes de la radiación.

Método de resistencia eléctrica

Las unidades de resistencia eléctrica permiten determinar el estado del agua en el suelo. Ellas están constituidos por dos electrodos contenidos en un material absorbente (poroso) de agua. Una vez instalados en el suelo estas unidades, se obtiene un equilibrio entre su contenido de agua y el contenido de agua en el suelo. La resistencia de éstas unidades a la transmisión de corriente eléctrica a través de sus electrodos, varía con su contenido de agua y se registra en un medidor.

Los materiales más comunes usados para hacer las unidades de resistencia eléctrica son el yeso, nylon y fibra de vidrio. Todas son afectados por cambios de temperatura, por la salinidad y por el fenómeno de histéresis, aunque los bloques de yeso son lo menos afectados. Estas unidades debidamente calibradas puedem a bajo costo, determinar el contenido de humedad en el suelo.

Método de los tensiómetros

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

El agua se mueve hacia dentro y hacia afuera la copa porosa debido a que está en contacto (por medio de los poros) con el agua del suelo y por lo tanto en equilibrio hidráulico. Cuando el suelo se seca, succiona agua de la copa porosa (gradiente hidráulica). 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 desciende la lectura del tensiómetro.

La mayor crítica a los tensiómetros es que estos funcionan en un ámbito de tensión de la 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(Fig. 4). Los tensiómetros se han convertido en una herramienta de mucha utilidad en el manejo de riego.

BIBLIOGRAFIA

BLACK, C.A. 1975. Relaciones suelo-planta. Tomo 1. Centro Regional de Ayuda Técnica. 444 p.

BRADY, N. 1974. The nature and properties of soil 8a. ed. New York, Marmillan Publishing. 339 p.

DOHAHUE, R. L.; MILLER, y SHICRLUNA, J. C. 1977. Soil an introduction to soil and plant growth 4a. ed. New Jersey, Prentice-Hall. 626 p.

DONEEN, L. O. y WESTCOT, D.W. 1984. Irrigation practice and water management. Toma, FAO, Irrigation and drenaje paper. 63 p.

GAVANDE, S. A. 1976. Física de suelos: principios y aplicaciones. México, Limusa. 352 p.

GORNAT, B. y GELDBERG, S. D. 1975. El uso de tensiómetros para medir la tensión del agua y determinar el régimen de riegos. México, Centro Regional de Ayuda Técnica. 11 p.

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. 1982. Introduction to soil physics. New York, Academic Press. 364 p.

KRAMER, P. 1983. Water relation of plants. New York, Academic Press. 487 p.

LEITON, S. 1985. Riego y Drenaje. San José, Costa Rica, EUNED. 180 p.

LHOMME, J. P. 1984. Elementos de Agroclimatología. San José, C. R. IICA. 92 p.

RITCHIE, J. T. 1981. Water dinamics in the soil - plan - atmosphere system. Plant and soil. 58: 81-86.

_____. 1981. Soil water availability. Plant and soil 58: 327-338.

TAYLOR, S.A. 1972. Physical edaphology. San Francisco, Freedman and Co. 533 p.

decadas → 36.

30 días = 70 mm

30 días P ≥ 120 mm (80 – 110)

años ↓

8	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36
	Ene			feb			mar			abril			may			Jun			Jul			ago			Sep			oct			NOV			DIC		
52	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	-10	23	18	17	29	51	16	49	61	47	33	71	103	57	101	80	8	4	4	0	0	0	0	0	0
53	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	29	25	188	31	10	54	59	59	90	23	154	71	30	1	29	15	7	5	1	0	0	0	0	0
54	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	36	30	6	81	56	55	52	71	63	70	20	114	132	31	54	19	16	33	1	0	0	0	0	0	0
55	0	0	0	0	0	2	0	11	0	0	1	4	5	43	84	10	45	82	42	93	95	69	41	50	67	171	20	23	72	11	0	0	0	0	0	0
56	0	0	0	0	28	0	0	12	16	16	11	9	4	8	102	31	139	17	41	114	95	54	87	118	55	115	12	20	0	0	0	0	0	0	0	0
57	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	28	31	31	109	83	44	24	60	62	60	69	40	125	44	25	128	14	8	2	3	0	0	0	0	0
58	0	0	0	0	0	0	0	13	0	7	0	1	0	13	16	60	46	37	42	26	45	86	128	68	97	24	46	10	0	0	4	0	0	0	0	0
59	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	3	41	48	42	44	79	22	47	43	25	142	224	116	33	48	20	7	0	3	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	23	0	22	1	9	41	40	24	64	8	72	65	78	36	19	104	94	42	4	21	2	11	13	0	0	0	10	0
61	0	0	0	0	0	0	0	0	10	0	5	0	8	0	6	41	69	55	49	38	59	48	42	91	133	31	21	0	0	0	0	0	0	0	0	0
62	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19	3	16	6	64	26	88	91	19	18	165	88	173	192	68	78	19	33	6	0	11	2	0	0	0	0
63	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	0	25	32	11	2	5	22	59	47	31	66	102	73	44	43	17	18	32	1	23	0	0	0	0	0	0
64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	54	18	42	33	51	64	42	14	54	123	74	136	110	66	146	49	13	0	1	0	0	0	0	14	0
65	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	40	90	4	4	9	47	71	73	80	69	96	61	76	65	32	17	3	5	0	0	0	0	0	0
66	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10	26	3	8	38	78	32	23	33	32	26	68	53	54	34	20	52	55	0	0	4	0	0	0	0	0
67	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	6	1	12	12	50	15	8	61	19	86	58	21	143	112	37	51	52	0	19	0	1	0	0	0	0	0
68	0	0	0	6	0	0	0	0	11	18	2	9	16	55	15	34	25	36	54	103	36	33	3	127	89	35	15	46	0	7	0	0	0	0	0	0
69	0	0	0	0	0	0	14	0	14	2	1	12	23	15	44	38	14	72	57	101	62	142	106	97	122	57	30	1	3	20	0	0	0	0	0	0
70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	1	121	21	24	17	84	86	47	64	55	44	53	70	10	20	11	1	0	0	0	0	0	0
71	0	0	0	0	0	1	0	0	5	0	2	46	3	25	0	41	5	28	84	87	54	38	8	146	66	70	13	0	3	0	0	0	0	0	3	0
72	0	0	0	0	0	0	0	0	0	39	1	17	47	0	63	112	32	118	74	43	71	63	98	22	132	18	21	23	67	0	0	0	0	0	0	0
73	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0	80	0	23	10	20	43	5	28	15	61	71	63	74	44	14	61	17	11	0	0	0	0	0	0	0	0
74	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	26	33	15	35	4	51	69	55	43	170	93	98	36	97	66	34	0	0	0	0	0	0	0	0
75	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	13	7	5	38	87	52	77	163	18	98	107	23	35	13	11	2	3	0	0	0	0	0	0
76	3	0	0	0	0	0	20	0	0	0	4	0	55	16	41	20	88	55	32	43	126	46	189	20	69	91	63	5	28	92	0	0	0	0	0	0
77	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	1	0	2	66	22	21	24	-10	-10	54	80	100	130	65	2	16	18	17	0	0	0	0	-10	0	0
78	0	0	0	0	0	0	1	0	2	21	0	75	4	7	64	22	30	38	58	51	29	52	51	84	60	63	30	5	18	0	0	0	0	0	0	0
79	0	0	0	0	0	0	0	2	5	0	0	9	28	1	23	15	36	35	31	50	115	43	7	108	108	35	39	21	3	4	26	0	0	0	0	0
80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0	22	8	42	49	12	3	78	54	60	37	109	34	10	21	9	13	19	0	0	0	0	0	0
81	0	0	0	-10	-10	-10	0	0	0	0	23	8	11	23	55	37	7	36	45	41	112	34	120	58	62	7	35	1	0	0	0	0	0	0	0	0
	Ene			feb			mar			abril			may			Jun			Jul			ago			Sep			oct			NOV			DIC		

valores de lluvia decadaria.

10 may = 15 mm

sembra 10 mayo { P_1 = cumplen = 13/30 = 0.43. ; P_2 = cumplen = 30/30 = 100.

" 20 mayo { P_1 = 12/30 = 0.40. ; P_2 = 30/30 = 100.

31 mayo { P_1 = 24/30 = 0.80 ; P_2 = 24/30 = 0.87. > mejor fecha de siembra.

10 junio { P_1 = 26/30 = 0.87. ; P_2 = 80/30 = 0.67.

LISTES TRIEES

años → 52 al 81 = 30 años.

$P_{0.67} = 2/3$ lluvia de prob 6.7 prob

	DECADE 1	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3
ene	DECADE 2	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	DECADE 3	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	DECADE 4	-10	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
feb	DECADE 5	-10	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	28
	DECADE 6	-10	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	2
	DECADE 7	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	14	20
mar	DECADE 8	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	11	12	13
	DECADE 9	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	5	5	5	9	10	11	14	16	23
	DECADE 10	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	6	7	16	18	21	39
abri	DECADE 11	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	2	3	3	4	5	6	10	11	19	22	23	80
	DECADE 12	-10	0	0	0	0	0	1	1	1	1	2	3	3	4	6	8	9	9	9	10	12	13	17	25	26	28	36	46	54	75
	DECADE 13	0	0	0	0	0	3	3	4	4	5	8	9	11	12	16	16	18	23	23	23	26	28	29	30	31	32	40	41	47	55
may	DECADE 14	0	0	1	1	2	6	6	7	8	8	10	11	12	13	13	15	16	18	22	23	25	25	31	33	41	42	43	48	55	90
	DECADE 15	0	2	4	6	7	8	15	15	16	17	20	23	33	38	40	41	42	44	50	55	63	64	64	66	81	84	102	109	121	188
	DECADE 16	4	5	5	10	15	15	20	21	22	22	24	26	29	31	31	34	35	37	38	41	41	42	43	44	51	56	60	78	83	112
jun	DECADE 17	4	5	5	7	8	9	10	14	21	22	24	25	30	32	32	36	38	44	45	46	49	51	55	64	64	69	79	88	88	139
	DECADE 18	8	12	16	17	17	22	23	24	24	28	28	35	36	36	37	38	42	47	51	52	54	55	55	59	61	72	82	87	91	118
	DECADE 19	-10	3	14	15	19	19	31	32	33	41	42	42	45	47	47	49	49	52	54	57	58	59	60	69	71	71	72	74	84	84
jul	DECADE 20	-10	18	26	31	32	38	41	43	43	43	50	51	54	55	59	61	61	62	63	65	73	77	78	86	86	87	93	101	103	114
	DECADE 21	25	26	29	36	43	45	47	47	54	54	54	58	59	60	62	66	70	71	71	78	80	90	95	95	112	115	123	126	163	165
	DECADE 22	18	20	21	23	33	33	34	36	38	43	46	48	52	54	60	63	63	64	68	69	69	69	74	80	86	88	102	142	142	170
ago	DECADE 23	3	7	8	19	37	40	41	42	51	53	55	71	73	74	87	93	96	98	98	100	106	114	120	128	136	143	154	173	189	224
	DECADE 24	20	22	44	44	44	50	54	58	61	68	71	84	91	97	98	103	104	107	108	109	110	112	116	118	125	127	130	132	146	192
	DECADE 25	14	23	30	31	33	34	34	36	37	43	44	53	55	57	60	62	65	66	66	67	68	69	76	89	94	97	108	122	132	133
sep	DECADE 26	1	2	7	10	17	18	20	24	25	31	35	35	35	42	48	51	54	57	61	63	65	70	70	78	91	97	101	115	146	171
	DECADE 27	4	10	12	13	13	15	16	17	18	19	19	20	20	21	21	21	29	30	30	32	35	39	46	49	52	52	63	66	80	128
	DECADE 28	0	0	0	1	1	5	5	7	8	9	10	11	11	13	14	15	16	17	18	20	20	21	21	23	23	32	33	34	46	55
oct	DECADE 29	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	2	3	3	3	3	4	6	7	8	11	13	17	18	19	28	33	67	72
	DECADE 30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	2	3	3	4	4	5	5	7	11	11	19	20	23	92
	DECADE 31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	3	4	4	11	13	26
nov	DECADE 32	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
	DECADE 33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
	DECADE 34	-10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
dic	DECADE 35	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	10	14
	DECADE 36	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

$P_{0.75} = 3/4$ lluvia de prob 7.5 prob $= 23/30 = 0.76 \approx 7.5\% \approx 3/4$.

(-10) → no hay lluvia.

$P_{0.67} = 2/3 \rightarrow 20/30 = 6.7\%$