

**F. INGELMO SANCHEZ  
S. CUADRADO SANCHEZ**

TEMAS  
MONOGRAFICOS

18



# **EL AGUA**

## **Y EL MEDIO FISICO DEL SUELO**

**CENTRO DE EDAFOLOGIA Y BIOLOGIA APLICADA (C.S.I.C.)  
EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL  
SALAMANCA**

Ref. 12.995

180107

CB: 448379

F. INGELMO SANCHEZ  
S. CUADRADO SANCHEZ



# EL AGUA Y EL MEDIO FISICO DEL SUELO

TEMAS MONOGRAFICOS

CENTRO DE EDAFOLOGIA Y BIOLOGIA APLICADA (C.S.I.C.)  
EXCMA. DIPUTACION PROVINCIAL

SALAMANCA  
1986

## INTRODUCCION

Al objeto de centrar el tema, viene bien hacer algunas consideraciones sobre la especialidad FISICA DEL SUELO, así como acerca del título de este trabajo y de su desarrollo a lo largo de los diversos capítulos y apartados.

La especialidad FISICA DEL SUELO es una rama de la CIENCIA DEL SUELO, o Edafología, que aspira al conocimiento del suelo en cuanto realidad natural, y en cuanto a su uso y su conservación. El conocimiento del suelo implica entre otros el estudio de sus constituyentes, de la naturaleza y organización de su fase sólida, medio poroso en el que tiene lugar la retención y movimiento de sus fases líquida y gaseosa, ambas relacionadas con la atmósfera a través de un ciclo hidrológico y de un ciclo energético. Por tanto, el objeto de esta especialidad es el estudio de las propiedades físicas del suelo (fundamentalmente, las relacionadas con su textura, estructura, retención de agua, permeabilidad hidráulica y aireación) y de los procesos físicos que tienen lugar en su seno, especialmente los implicados en sus regímenes hídrico y térmico.

Si bien la FISICA DEL SUELO tiene este *carácter básico*, de estudio científico del recurso natural, *suelo*, en cuanto tal y en cuanto se nos presenta con unas determinadas características físicas que lo hacen apto o, en mayor o menor medida, *fértil*, también es una especialidad que se ocupa de *establecer bases científicas* para un *uso* apropiado, según las condiciones de «cada suelo», lo que implica toda una problemática concreta (riegos, drenaje, labores, etc.), y para su *conservación*, estudiando su vulnerabilidad a la erosión, por ejemplo. Pero, además, posee un amplio rango de intereses con otras ramas que estudian el suelo, como Ecología Terrestre, Hidrología, Geología, Sedimentología, y está estrechamente relacionada con la Mecánica de Suelos, en cuanto consideración del mismo como material de soporte y de construcción.

El desarrollo de esta especialidad, como el de otras disciplinas científicas, ha tenido lugar en los últimos años, pero sus orígenes, en algún sentido,

se remontan a varios siglos antes de nuestra era cristiana. En efecto, como consecuencia del predominio de las ideas aristotélicas, el suelo venía siendo considerado como un ente físico y, en orden a su fertilidad, eran tenidas en cuenta tan sólo sus características térmicas e hídricas; a partir del siglo XVII, con la experimentación como base del Método Científico se va poniendo de relieve el funcionamiento químico, biológico y fisicoquímico del suelo en relación con su fertilidad, llegándose incluso a poner en duda la contribución de las características físicas.

En el siglo XIX, con *los avances* en el conocimiento de la morfología del suelo, caracterizado como medio poroso, y del comportamiento hidrológico de los medios porosos, vuelve a ser tenida en cuenta la *caracterización física del suelo* para establecer su vocación. Finalmente, desde la creación de la Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo, en el año 1924, puede decirse que prácticamente todos los países con tradición investigadora están representados en la Sección I (FISICA DEL SUELO).

Acerca del título, EL AGUA Y EL MEDIO FISICO DEL SUELO, de esta monografía hay que decir, en primer lugar que, dentro del suelo, el agua se nos presenta con una importancia capital, puesto que no sólo es uno de los factores de formación del suelo, si no que además, afecta dinámicamente, de una forma positiva o negativa (según los casos), a todas sus *propiedades físicas*. De hecho en el desarrollo de la FISICA DEL SUELO el estudio de su *régimen hídrico* (con el consiguiente avance de técnicas metodológicas) constituye una línea medular; también el agua se nos presenta con una especial transcendencia en la fertilidad del suelo.

Como es bien sabido, esta importancia coincide con la que le concede la sociedad en general. Desde siempre, en torno a una red de preocupaciones sobre el agua, el hombre ha ido estableciendo una organización en los diversos ámbitos local, regional, nacional e internacional, existiendo una legislación al respecto y un gran dispositivo de equipos especializados en la Administración. En torno al agua, como tema de estudio, se han creado Institutos o Centros de Investigación, se publican Revistas Científicas, se celebran Congresos, se establecen balances en las distintas Cuencas, y se desarrollan líneas concretas de Investigación (con carácter prioritario en nuestro ámbito), sin olvidar la relación evidente entre el agua, por una parte y, cultura, civilización, confort, recreo, progreso, etc., por otra. Lo que pretendemos con este inciso es poner de manifiesto que existe un afán común, una necesidad general acerca del *uso apropiado* y acerca de la *conservación en las debidas condiciones* del agua, recurso natural de primerísima importancia.

En el marco de este trabajo, el uso racional o científico y eficiente del agua implica el conocimiento de los caracteres físicos del suelo, en especial



los relacionados con la naturaleza y estructura de sus constituyentes y con la distribución de su espacio poroso, para comprender lo que entraña la *presencia del agua en el suelo*, esto es: la naturaleza de las fuerzas de unión del líquido a la fase sólida, y las características de su movimiento, relacionadas tanto con la evaporación del agua desde el suelo y con la transpiración por las plantas (su cuantía, su ritmo), como con el aprovisionamiento de las raíces de las plantas a partir de la disolución nutritiva.

Por ello, se entiende que el estudio del agua en el suelo obliga a considerar, en primer lugar, la naturaleza de su *fase sólida*, su organización física, y —en segundo lugar— la *fase gaseosa*, que con el agua, se reparte dinámicamente la porosidad edáfica. (La figura 1 pretende dar una visión globalizada de todas estas interrelaciones en el suelo).

Un tercer capítulo, *el agua en el suelo*, el más importante y extenso, se dedica a considerar su fase líquida.

El *comportamiento mecánico y la temperatura del suelo* (capítulos cuarto y quinto) son *aspectos* del estudio del suelo, que están relacionados con la presencia del agua en su seno.

Después de haber estudiado estos aspectos edáficos, parece obligado ir recordando las características del medio físico del suelo en relación con las plantas. Es lo que se hace en el capítulo sexto.

Por último, habíamos pensado presentar alguna de las muchas correlaciones de que se dispone, entre una propiedad del suelo y el contenido de uno de sus componentes, por ejemplo entre cantidad de agua retenida por el suelo y su porcentaje de arcilla o de materia orgánica; pero hemos preferido confeccionar el cuadro del capítulo séptimo donde, creemos, se pueden ver de modo más didáctico tales interconexiones, que son también reflejo de los resultados cuantitativos de estudios sobre los suelos de la Región Castellano-Leonesa.

Sobre el conjunto del trabajo, a nuestro entender, existen tres «lecturas» diferenciadas. En primer lugar el texto o conjunto doctrinal, con sus gráficas correspondientes; en segundo lugar las gráficas «fuera del texto», con su explicación adjunta; y en tercer lugar lo concerniente a técnicas experimentales. Sobre esta última «lectura» queremos decir que siempre existen personas interesadas al respecto. Por otra parte nos parece que la explicación de la metodología utilizada para la medida de un determinado parámetro o para el seguimiento de un fenómeno o de un proceso físico ayuda a su comprensión esencial.

Resta decir que en la preparación del trabajo hemos contado con la participación de J. HERNÁNDEZ POMBERO.

FIGURA 1. VISION ESQUEMATICA DE MEDIO FISICO DEL SUELO.

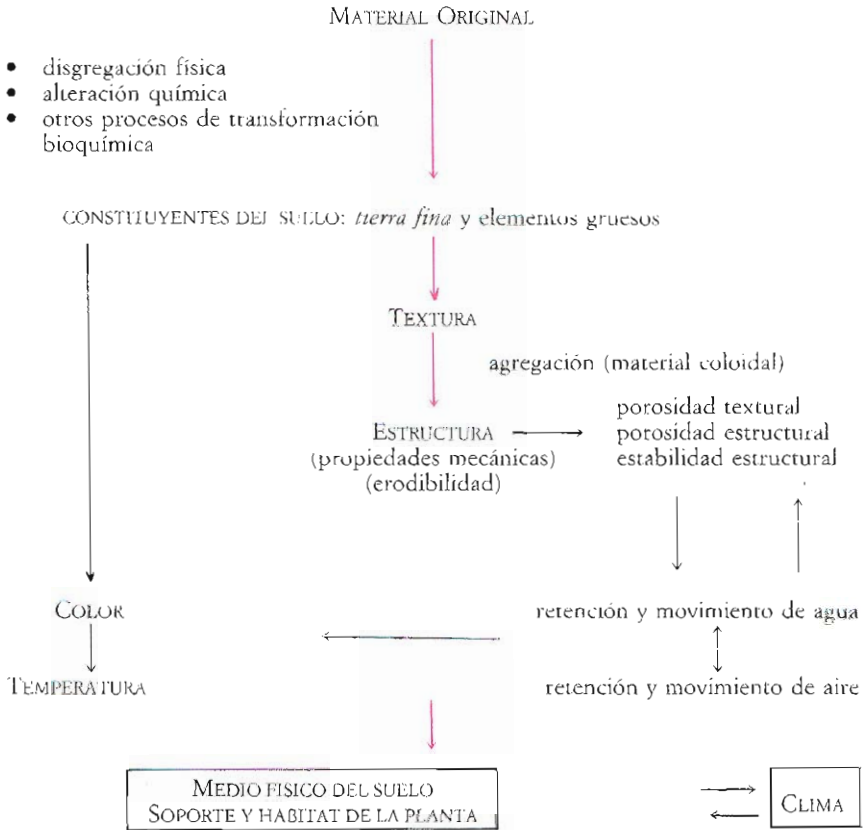


FIGURA 1. A partir del MATERIAL ORIGINAL, rocas y restos vegetales, y a lo largo del tiempo, procesos físicos de desintegración, químicos de alteración y bioquímicos de transformación, han contribuido a la formación del suelo, que con unas características físicas determinadas es soporte y hábitat de la planta, en interdependencia con el clima.

La TEXTURA de un suelo (porcentaje ponderal de las PARTICULAS ELEMENTALES arena, limo y arcilla) depende de la naturaleza del material original y de la evolución (historia) que ha sufrido, al igual que sucede con la fracción orgánica (humus).

La naturaleza químico-mineralógica de los constituyentes del suelo determina su COLOR, que influye sobre la TEMPERATURA, en razón de sus coeficientes de absorción y reflexión de la radiación solar. A su vez, los gradientes de temperatura provocan movimientos de las fases líquida y gaseosa. Las condiciones de estas dos afectan no sólo a la temperatura del suelo, sino que pueden dar lugar a procesos de oxidación o de reducción y, con ello, a moteados de diverso color en el perfil del suelo.

El suelo no es una masa uniforme, maciza y continua. Por la acción cementante del complejo coloidal (fundamentalmente la arcilla, óxidos y humus), las PARTICULAS ELEMENTALES se agrupan en el transcurso del tiempo en AGREGADOS: su disposición espacial es lo que se denomina ESTRUCTURA del suelo. En los vacíos o poros se alojan y movilizan el agua y el aire, en la medida que el suelo posea una buena ESTABILIDAD ESTRUCTURAL.

Se trata de un conjunto DINAMICO que constituye el MEDIO FISICO DEL SUELO —soporte y hábitat de los vegetales— en relación de interdependencia, y con el CLIMA.

## 1. ORGANIZACION FISICA DEL SUELO

La capa superficial de la corteza terrestre, que se denomina SUELO, está constituida por los materiales resultantes de la desintegración y transformación de rocas y restos orgánicos vegetales y animales. Esta síntesis se ha verificado a lo largo del tiempo, mediando procesos de naturaleza física, química y biológica, con el concurso del clima y de las oscilaciones de sus diversos factores. A esta definición genética del *suelo* es preciso añadir su carácter funcional, de MEDIO, soporte físico de los vegetales, que contiene agua, aire y elementos minerales, nutritivos, para su desarrollo, y es también HABITAT de numerosos animales y microorganismos que en el suelo disponen de su energía vital. *Se trata de un sistema ecológico complejo y fascinante en el que los procesos vitales, modos de vida y relaciones entre fauna, microflora y suelo modifican constantemente sus condiciones físicas, mejorándolas en muchos casos.*

Es patente la existencia en el suelo de los tres estados de agregación de la materia, las llamadas FASES del suelo, de las cuales la sólida es la más estable, la de mayor interés por ello, y que constituye objeto de estudio de este capítulo. De la complejidad de la *fase sólida* del suelo, constituida por componentes órgano-minerales (que difieren química y mineralógicamente, y en cuanto a su forma, tamaño y orientación espacial), están dependiendo las características de su espacio poroso, en el que las otras dos fases, *líquida* y *gaseosa*, son retenidas y transmitidas. De una manera global, la textura del suelo (expresión relativa de las partículas elementales de la fase sólida) está gobernando las relaciones de las tres fases. Paralelamente, de la dinámica de las fases del suelo depende la respuesta del medio a los fenómenos de retención y transferencia de energía.

Finalmente no debe olvidarse que, desde el punto de vista físico, el suelo constituye un «conjunto» en contacto e interrelacionado con la atmósfera, a través del ciclo del agua que tiene lugar en la biosfera, y a través de los cambios energéticos inherentes a él.

### 1.1. AGREGACIÓN DEL SUELO

Para nuestro estudio hemos preferido un método analítico; es decir, a partir de lo que vemos en el suelo, pasar de lo grande a lo pequeño, a lo que el análisis va descubriéndonos.

Una prospección *analítica* del suelo, a fin de conocer su organización, nos permite ver, por ejemplo, que al golpear o someter a presión un terrón seco se deshace, se destruye, dando origen a otros terrones o agregados de menor tamaño. En virtud de esta facultad del suelo de formar agregados, de diverso tamaño y forma, un terrón conserva ambos mientras una fuerza exterior no actúa sobre él. Por la existencia de esta condición se habla de acción cementante del suelo, y de agentes cementantes. La energía necesaria para la formación del terrón ha debido ser igual a la utilizada para su ruptura. En la figura 2 se muestra el resultado de haber tamizado, en las debidas

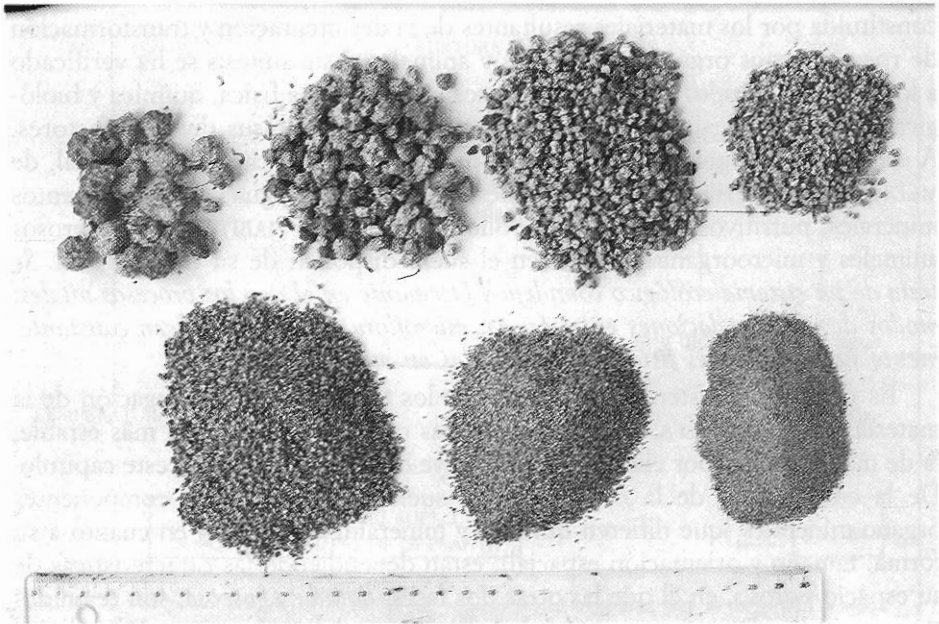


FIG. 2. El tamizado, en condiciones normalizadas, de un terrón de suelo por una batería de tamices de tamaño de malla decreciente (la mayor de 10 mm. de abertura y la menor de 0.2 mm.) pone de manifiesto la existencia de agregados de suelo de diferente tamaño.

condiciones normalizadas, un terrón de suelo seco de unos 300 gr. en estado natural por una batería de 7 tamices de abertura de malla decreciente. Lo que interesa destacar del ejemplo es su consideración CUANTITATIVA y su REPRODUCTIVIDAD. Es decir, el hecho de que otro terrón del mismo suelo, sometido al mismo tamizado, da como resultado una distribución de tamaños de agregados parecida y porcentaje semejante respecto al peso inicial de suelo. Ello nos lleva a la idea de que estos agregados menores, de tamaños distintos y constancia ponderal porcentual, de alguna manera preexisten en



el suelo dentro de la agrupación grande inicial. Lo que ha conseguido el tratamiento es separar los agregados menores, venciendo las fuerzas que los mantenían unidos, según las superficies de unión más débiles. En la fotografía de la figura 3 se observa la diferente distribución por tamaños de agregados de muestras de tres parcelas de un suelo.

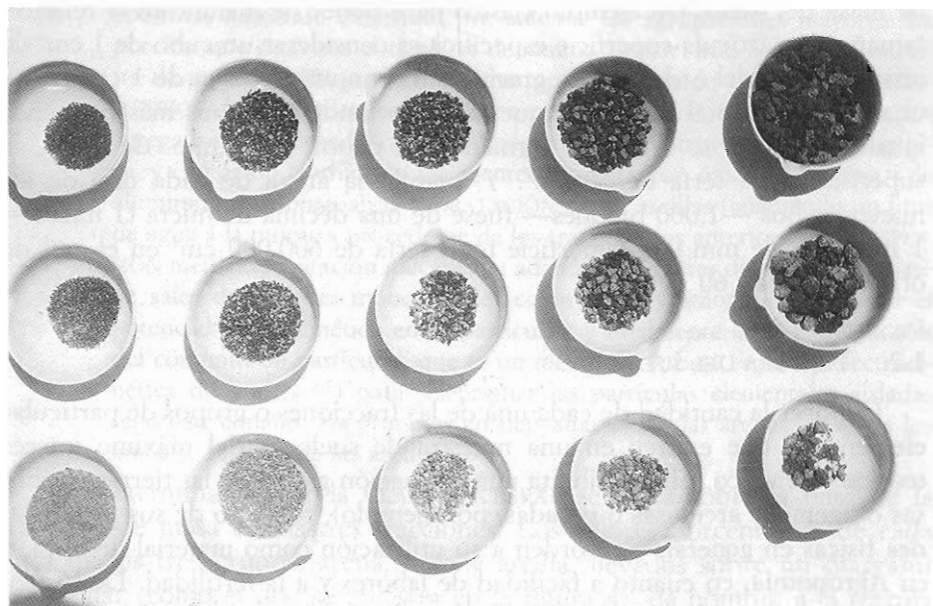


FIG. 3. *En un mismo tipo de suelo, la proporción cuantitativa de agregados de distinto tamaño en sus terrones está influenciada por la vegetación e historia del suelo. Fila primera: distribución de agregados de un suelo de labor. Fila segunda: de un suelo con prado joven. Fila tercera: con prado antiguo. La densidad del sistema radicular y el grado de agregación aumenta de la 1ª a la 3ª muestra*

Después de esta consideración acerca de la organización del suelo, conviene fijar conceptos. Se denomina AGREGADO del suelo a un grupo o conjunto de partículas en estado natural, en el que las fuerzas que las tienen unidas entre sí son mucho más intensas que las que existen con los otros agregados próximos. Estos agregados reciben el nombre de FORMACIONES SECUNDARIAS, siendo las PARTICULAS PRIMARIAS o ELEMENTALES las fracciones inorgánicas denominadas arena, limo y arcilla, y la orgánica. Los agregados del suelo están pues constituidos por la asociación de partículas elementales, sobre cuyo tamaño existen acepciones diversas. La Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo las clasifica en las cuatro fracciones, según diámetro: *arena gruesa* de 2 a 0.2 mm.; *arena fina* de 0.2 a 0.02 mm.; *limo* de 0.02 a 0.002 mm. y *arcilla* menor de 0.002 mm. La distribución de tamaños de la fracción orgánica, depende del grado de su evolución y es parecida a la de la fracción inorgánica.

De la existencia en el suelo, en menor o mayor cantidad, de cada uno de estos grupos de partículas dependen numerosas propiedades físicas del suelo. Apuntamos de momento la idea de que toda actividad abiótica del suelo, sus reacciones, sus interacciones en la interfase sólido-líquido y sólido-gas, dependen de la magnitud de la superficie de contacto, de la SUPERFICIE ESPECÍFICA, es decir, de la superficie por unidad de volumen o por unidad de masa del suelo. Un ejemplo clásico para poner de manifiesto la relación tamaño de partícula-superficie específica es considerar un cubo de 1 cm. de arista (que es del orden de las gravas) que, con un volumen de  $1 \text{ cm}^3$ , tiene una superficie total de  $6 \text{ cm}^2$ , que se va cortando en cubos más pequeños iguales. Cuando se hubieran formado mil cubos, de 1 mm. de arista, la superficie total sería de  $60 \text{ cm}^2$ . Y cuando la arista de cada uno de los nuevos cubos —1.000 billones— fuese de una décima de micra ( $1 \text{ micra} = 1 \text{ milésima de mm.}$ ), la superficie total sería de  $600.000 \text{ cm}^2$  en el  $\text{cm}^3$  de origen, es decir  $60 \text{ m}^2/\text{cm}^3$ .

## 1.2. TEXTURA DEL SUELO

Conocer la cantidad de cada una de las fracciones o grupos de partículas elementales que existen en una muestra de suelo es del máximo interés teórico y práctico. Ello posibilita una evaluación global de las tierras (arenosas o ligeras, y arcillosas o pesadas, por ejemplo), respecto de sus propiedades físicas en general, y en orden a su utilización como material de obra, y en Agronomía, en cuanto a facilidad de labores y a la fertilidad. De hecho, a mano en el campo, resulta práctico un examen previo o provisional de la textura. Al tacto, de ahí el nombre de textura, puede observarse que las partículas de arena son ásperas, el limo nos da la sensación de que tocamos harina, mientras que una muestra de suelo arcilloso, en húmedo, pone de manifiesto su condición plástica: se puede moldear con los dedos un cilindro.

El término TEXTURA hace referencia al contenido de cada una de los grupos de partículas primarias o elementales que existen en una muestra de suelo. CLASE TEXTURAL indica ya el grupo mayoritario o preponderante. La textura es una condición del suelo de gran importancia por dos fundamentales razones. Porque, por un lado, es una propiedad característica del suelo, la más estable; puede pasar una generación humana sin que se altere la textura del suelo en condiciones naturales y en segundo lugar, porque directa o indirectamente está relacionada, como responsable, con otras propiedades del suelo, de carácter variable, tales como la superficie específica, la cuantía y distribución del espacio poroso y, por tanto, la retención y transferencia de las fases líquida y gaseosa; así como otras características del suelo,

que habremos de ver a lo largo de estas páginas. La bibliografía al respecto es muy extensa, ya que la textura del suelo, por las razones apuntadas, es punto de partida de numerosas investigaciones.

El sistema utilizado para la separación de las partículas elementales requiere eliminar los ELEMENTOS GRUESOS del suelo, gravas, piedras y restos vegetales, lo que se logra tamizando la muestra por malla de 2 mm. de abertura, habiendo destruído previamente las agrupaciones mayores. La porción que atraviesa el tamiz se denomina TIERRA FINA. Sobre una muestra de unos 20 a 40 gr. de tierra fina opera el llamado ANÁLISIS GRANULOMÉTRICO. Su proceder metodológico comprende: la DISGREGACIÓN de los agregados (vía húmeda, con agua oxigenada, se destruye la materia orgánica, y con ácido clorhídrico los agentes cementantes: óxidos de hierro y de aluminio y carbonatos); la HIDRATACIÓN de las arcillas (añadiendo un litro de agua a la muestra procedente de los tratamientos anteriores); su DISPERSIÓN mediante agitación mecánica y adición de agentes dispersantes a base de sales de cationes monovalentes como sodio y amonio, para elevar el potencial electrocinético entre partículas; y finalmente la SEDIMENTACIÓN del conjunto de partículas, que es un método con base en la ley electrocinética de Stokes (\*) para seleccionar las partículas elementales aisladas según su tamaño: las primeras en depositarse son las arenas, después los limos y, finalmente las arcillas.

La determinación de la CLASE TEXTURAL se logra sobre la base de la relación de masa de las tres fracciones. Los valores porcentuales de cada uno de los tres grupos, arena, limo y arcilla, llevados sobre un diagrama triangular (como el que se muestra en la figura 4), da nombre a la textura del suelo analizado. Por lo que respecta a las trece zonas en que está dividido el TRIANGULO DE TEXTURAS, ya se ve que los grupos extremos, por su elevado porcentaje, son arenas, limos y arcillas casi puras. Próximos a ellos están las texturas arenosas, limosa y arcillosa, ya que en esos suelos el predominio neto corresponde a cada una de esas fracciones, respectivamente. Los suelos limo-arenoso y areno-limoso, según el componente de mayor porcentaje en primer lugar, y lo mismo sea dicho de los areno-arcilloso y arcillo-arenoso, así como los que son de textura limo-arcillosa y arcillo-limosa. Por último la clase textural areno-limo-arcillosa se denomina también equilibrada por razones obvias.

Hay que decir consecuentemente que *los suelos que poseen tanto fracciones finas como gruesas*, especialmente si están en porcentajes convenientes, gozan de la condición de ambos grupos de partículas; *son ligeros, aireados y permeables*, (pero no tanto como los arenosos), *de mediana capacidad de*

\* En el n.º 3 de esta Serie, LOS MATERIALES ARCILLOSOS, se expone una explicación de la ley de Stokes.

retención de agua, pero no tan pesados y asfixiantes como los arcillosos. En cualquier caso, lo que interesa es destacar que EXISTE UNA ESTRECHA RELACIÓN ENTRE LA NATURALEZA TEXTURAL DE LOS SUELOS Y SUS PROPIEDADES FÍSICAS.

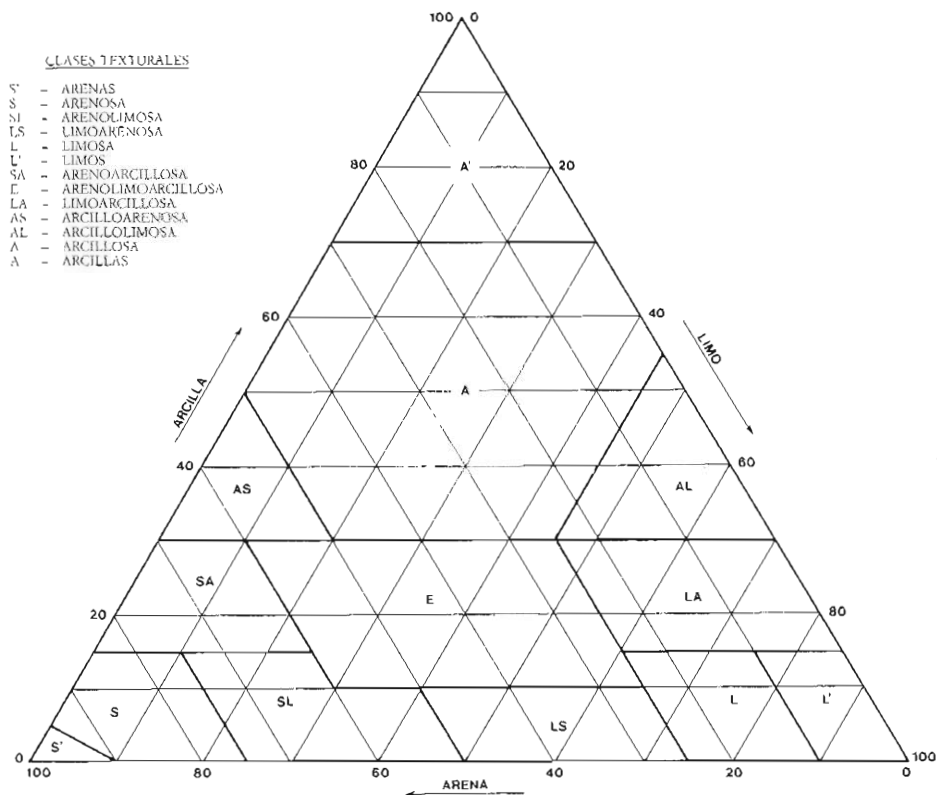


FIG. 4. Los porcentajes de cada una de las fracciones de partículas elementales de una muestra de tierra fina (< 2 mm.) llevados sobre un diagrama triangular determinan la clase textural del suelo. De las varias distribuciones del triángulo que existen en la bibliografía, se muestra la adoptada y habitualmente utilizada en el Centro de Edafología y Biología Aplicada de Salamanca.

### 1.3. COMPLEJO ORGANOMINERAL

Con el análisis granulométrico o mecánico no se determina más que el componente mineral del suelo; pero además, en la fase sólida hay MATERIA ORGÁNICA que, asociada a la parte mineral, confiere al suelo propiedades que inciden en el proceso de su formación y en sus caracteres físicos. El origen de la materia orgánica del suelo son los restos vegetales y animales.

Su transformación por MINERALIZACIÓN da lugar a compuestos inorgánicos sencillos (anhídrido carbónico, agua, amoníaco, fosfatos, sulfatos, nitratos), permaneciendo una mezcla de compuestos estables, de color oscuro y aspecto poroso denominada HUMUS. Este proceso trae como resultado la presencia de N, P, S, etc., potencialmente útil para la planta. El HUMUS, por su pequeña densidad, dota al suelo de una elevada porosidad, gran permeabilidad hidráulica, retención de agua muy elevada, etc., y, por ello, viene a ser como un agente nivelador de la textura del suelo: suaviza las tierras pesadas arcillosas, facilitando su trabajo, así como puede proporcionar cierta cementación en las arenas.

La naturaleza del humus ha sido estudiada en el número 6 de esta Serie, LA MATERIA ORGÁNICA DEL SUELO, y la de la arcilla en el número 3, LOS MATERIALES ARCILLOSOS. Ambas fracciones arcilla y humus, íntimamente asociadas, constituyen el COMPLEJO COLOIDAL del suelo. Las dos fracciones tiene la facultad de «fijar» en las cargas negativas de sus estructuras elementos químicos, cationes, que pueden pasar a la disolución del suelo y de ella, si son asimilables, como nutrientes, a las raíces de las plantas: por ello se denomina también COMPLEJO DE CAMBIO. Esta labilidad de la arcilla y del humus les permite adoptar formas de unión entre ambas, lo que dota al suelo de una estructura, y por su carácter cementante, de elevada *estabilidad estructural*.

#### 1.4. ESTRUCTURA DEL SUELO

Páginas atrás nos hemos referido, al fenómeno de la agregación del suelo, por el cual las partículas elementales se agrupan entre sí formando unidades de mayor o menor tamaño llamadas *agregados*. Una consecuencia de gran relieve en este sentido es que *las propiedades de una masa de partículas elementales sin agregación son bien distintas a las que tienen cuando están formando agregados*. La existencia de éstos establece una configuración en el volumen del suelo, una estructura. Morfológicamente se entiende por ESTRUCTURA DEL SUELO la disposición espacial, la ordenación, ensamblaje o arreglo de sus constituyentes, es decir; cómo están situados los sólidos y vacíos, unos con relación a otros. En tal sentido, la fase sólida viene a ser como el almacén del suelo. El empleo del término estructura tiene un sentido analógico, y así se dice que la estructura es el esqueleto o el tejido del suelo, su arquitectura, o como su edificio, con sus tabiques y espacios vacíos. El suelo tiene esa capacidad estructurante, capacidad de agregación y de fisuración espontánea, y de que en los agregados se produzcan fisuraciones, se dividan en otros más pequeños, sin la intervención humana. Así es como se originan los espacios vacíos, que albergan el agua y el aire, lo que



permite la entrada de éste conforme va saliendo el líquido, y siempre y cuando, mientras tanto, la acción del agua no destruya la estructura del suelo. Por esta última condición se habla de ESTABILIDAD ESTRUCTURAL, entendiendo por tal *la resistencia del suelo a la acción degradante, destructora de su estructura, por parte del agua.*

La estructura que tiene un suelo es una propiedad no ciertamente tan duradera como la textura, pues puede alterarse, destruirse o mejorarse por diversas causas y modos. Pero tanto la textura como la estabilidad estructural son características de un suelo dado, *consecuencia de su propia historia*, de cómo han ido actuando los factores de su formación, ya que la génesis del suelo es, fundamentalmente, la de su textura y la de su estructura. Antes de hablar de la génesis o de los factores de formación de la estructura del suelo, vamos a hacerlo de su clasificación, para no romper este enfoque morfológico del estudio de las propiedades físicas del suelo. CLASIFICAR LAS ESTRUCTURAS de los suelos es sumamente difícil, especialmente de una forma cuantitativa, por lo que los intentos de hacerlo son mera connotación de lo que el especialista observa en el campo. En base a las diversas formas que existen en la bibliografía hemos elaborado la tabla 1.

LA GÉNESIS O FORMACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL SUELO es tema sobre el que existe una bibliografía extensa, consecuencia de la extensa investigación que se realiza en este campo. Por ello es difícil elaborar un resumen ordenado. Lo que debe quedar claro, antes de intentarlo, es que los agentes de cementación y fisuración del suelo actúan de forma simultánea en la formación de la estructura. Aquí no sirven analogías con el levantamiento de un edificio, donde pueden separarse, en el tiempo, la actividad de los distintos profesionales de la construcción. Finalmente, el hecho de esta acción simultánea dificulta su comprensión. De una manera general puede decirse que en la génesis de la estructura intervienen todos los factores abióticos del medio (materia orgánica y arcilla, el clima con sus oscilaciones térmicas y los aportes de agua) así como la acción zoógena y la de las raíces. Su acción tiene dos efectos: la agregación de partículas elementales en unidades estructurales, y la fisuración de los agregados en otros de menor tamaño.

*La base del proceso de agregación está en la naturaleza coloidal y configuración espacial de las unidades de la arcilla y de la materia orgánica.* Simplificando al máximo se puede proponer un esquema para explicar la formación de agregados, en base a uniones múltiples. La partícula de arcilla, con sus cargas negativas, atrae moléculas de agua, orientándolas, de modo que el extremo positivo del dipolo del agua es atraído por la carga de la arcilla y el negativo por el catión ( $M_2^+$ ), que a través de otra molécula de agua queda unido a otra partícula de arcilla. El sistema de enlaces «partícula de

arcilla - molécula de agua - catión - molécula de agua - partícula», etc., es muy fuerte, especialmente con cationes divalentes como el Calcio. Por otra parte el esquema sirve para interpretar la formación de complejos arcillosos a través del Calcio como enlace, con las cargas negativas de ciertos polímeros que forman parte de la materia orgánica, si bien existen otras formaciones de complejos arcillo - orgánicos.

### 1.5. FACTORES ESTRUCTURALES

Esto visto, puede decirse que la estructura del suelo depende de: la naturaleza del material original, la influencia del clima, el componente coloidal del suelo, la actividad de la fauna y la acción de las raíces.

La *naturaleza del material original* es el punto de partida de la estructura del suelo, es decir, sus características texturales: cantidad de arcilla (agente de cementación), de limo y arena, así como la cantidad de materia orgánica, y presencia de otros agentes cementantes como carbonatos, óxidos de hierro y de aluminio; en la masa de cementación quedan englobados el limo y la arena.

El *clima* origina en el suelo cambios térmicos y de contenido de humedad lo que se traduce en sucesivos procesos de humectación y desecación, (frente a los que el suelo reacciona), así como a los cambios de estado del agua: hielo y deshielo.

El *carácter coloidal* del suelo acusa la humectación y desecación sucesiva y reiterada. Una hipótesis explicativa es la siguiente: durante la humectación los coloides se hinchan (por la entrada de moléculas de agua en su configuración), pero no de la misma manera en todas las direcciones. La desecación posterior ocasiona una contracción también desigual, de forma que las grietas formadas vienen a resultar superficies de corte. Esta acción coloidal depende lógicamente de la naturaleza y características de expansión de la arcilla y de la naturaleza del humus, y trae como resultado la fisuración o fragmentación de los agregados en otros de menor tamaño. Dentro de las características del complejo coloidal, se sitúan sus cationes de cambio, favorecedores de su floculación los de mayor valencia y dispersante los monovalentes como el sodio y, por ello, destructores de la estructura.

La *fauna* del suelo, en general, con su actividad remueve el terreno, va creando espacios y excreta productos orgánicos muy estables y que sirven de cementos.

Además la microflora del suelo —hongos, actinomicetos, bacterias y levaduras—, al actuar sobre la materia orgánica viva o muerta, presente o añadida, la descomponen y mineralizan obteniendo en este proceso su

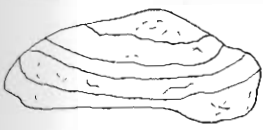






TABLA 1. CLASIFICACION DELA

TIPO Ordenación de los agregados	SUBTIPO
FORMA PLANA: Ejes horizontales mayores que el vertical. Ordenación alrededor del plano horizontal.	LAMINAR O EN PLACAS
FORMA PRISMATICA: Ejes horizontales menores que el vertical. Ordenación alrededor del eje vertical Caras verticales bien definidas. Vértices angulares.	PRISMATICA: Base superior no redondeada. A COLUMNAR: Base superior redondeada. B
FORMA POLIEDRICA: Los 3 ejes aproximadamente iguales. Ordenación alrededor de un punto. Superficies planas o curvas moldeadas por las caras de los agregados que las rodean.	ANGULAR: Caras aplanadas; la mayoría de los vértices son ángulos agudos. SUBANGULAR: Mezcla de caras planas y redondeadas. Vértices redondeados.
FORMA ESFEROIDAL: Los 3 ejes aproximadamente iguales. Ordenación alrededor de un punto. Superficies planas o curvas no moldeadas por las caras de los agregados que las rodean.	GRANULAR: Agregados relativamente poco porosos. MIGAJOSA: Agregados porosos.

GRADO: Cohesión dentro del agregado y adhesión entre agregados; se aprecia por la mayor o menor permanencia del agregado, en una situación determinada de humedad, cuando es sometido a esfuerzos normales y tangenciales.

0. *Sin estructura*. No hay agregación observable ni disposición ordenada de las líneas naturales de fragilidad. Si es coherente se llama «masiva»; si no lo es se llama «grano simple».
1. *Débil*: Agregados poco definidos y pobremente formados; se rompen fácilmente con ligeros esfuerzos. Pueden distinguirse dos subgrados: «moderadamente débil» y «muy débil».

DE LA ESTRUCTURA DEL SUELO

MODELOS	CLASE (Tamaño de los agregados)				
	Muy fina 1	Fina 2	Mediana 3	Gruesa 4	Muy gruesa 5
	<1 mm.	1-2 mm.	2-5 mm.	5-10 mm.	>10 mm.
	<10 mm.	10-20 mm.	20-50 mm.	50-100 mm.	>100 mm.
	<10 mm.	10-20 mm.	20-50 mm.	50-100 mm.	>100 mm.
	<5 mm.	5-10 mm.	10-20 mm.	20-50 mm.	>50 mm.
	<5 mm.	5-10 mm.	10-20 mm.	20-50 mm.	>50 mm.
	<1 mm.	1-2 mm.	2-5 mm.	5-10 mm.	>10 mm.
	<1 mm.	1-2 mm.	2-5 mm.	5-10 mm.	>10 mm.

2. *Moderada*: Agregados bien definidos y formados; moderadamente durables. Cuando se somete a esfuerzos un terrón se separa poco material desagregado.

3. *Fuerte*: Agregados bien definidos y formados; durables. Cuando se somete a esfuerzos el material que los contiene, la fracción desagregada es prácticamente nula. Pueden distinguirse 2 subgrados. «muy fuerte» y «moderadamente fuerte».

energía vital y segregando y excretando productos de metabolización que, en general, *estabilizan la estructura del suelo*; cabe destacar la acción de hongos y actinomicetos, que contribuyen por acción mecánica de sus micelios, a la unión relativamente estable, de partículas.

El papel de la *fauna* del suelo en la formación de éste, si bien no es completamente conocido, es muy significativo. Uno de ellos, quizá el de mayor relevancia consiste en su capacidad de desmoronamiento de las estructuras biológicas de los materiales vegetales y, en el caso de los animales excavadores, de transportarlos hasta sitios en el interior del suelo en donde es más fácil su ataque por hongos y otros microorganismos. En este sentido, existe una verdadera interrelación entre la fauna y la microflora del suelo. De todos los animales que viven y se desarrollan en el suelo —artrópodos y otros—, por su actividad en relación con la estructura de éste destacan, entre los primeros los colémbolos y, entre los segundos las lombrices de tierra, dado que ambos tienen capacidad mecánica de transformar, arrastrar y mezclar la materia orgánica con el material mineral, al mismo tiempo, que por las excreciones y secreciones propias de su metabolismo, confiere estabilidad a las partículas formadas y agrupadas.

De esta manera, la fauna y la microflora, manteniendo su nicho ecológico contribuyen además a la formación y a la mejora de las características físicas del suelo: textura, estructura, estabilidad estructural y porosidad, que, junto a la humedad y a la temperatura, son sus principales condicionantes abióticos.

En cuanto a la *acción del sistema de raíces*, en primer lugar, su sola presencia crea en el medio una discontinuidad que ocasiona, según los casos, agregación o fisuración. A la acción mecánica, de ir penetrando el suelo, hay que añadir el efecto resultante de una desecación diferencial, originada por la raíz al extraer el agua en su entorno más próximo, lo que da lugar a movimientos del agua hacia las zonas desecadas y una reacción del suelo al secado (contracción) y a la humectación (expansión), cuyo efecto es la estructuración del suelo. Puede ser también que las raíces excreten sustancias que resulten cementantes (ésta es la sensación que se percibe cuando se observa la rizosfera de un prado). En última instancia, la opinión generalizada entre los especialistas es que la acción de la raíz debe consistir más bien en acelerar o incrementar la propia del coloide, en su efecto estructurante del suelo. En el marco de la *Ecología Vegetal* destaca el interés por el esclarecimiento del papel de la raíz, cuyo resultado más importante es la creación de la estructura GRANULAR propia de pratenses perennes. Esta forma de estructura es la más conveniente para el desarrollo vegetal, ya que el empaquetamiento de agregados esféricos o redondeados constituye el límite de mayor disponibilidad de espacios vacíos, lo que se traduce en unas condiciones físicas óptimas.



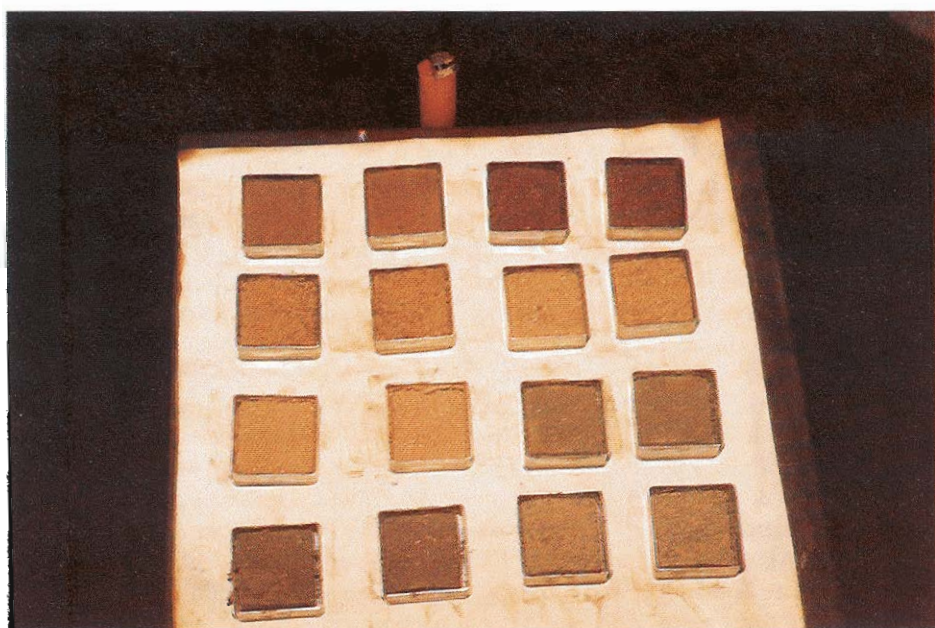
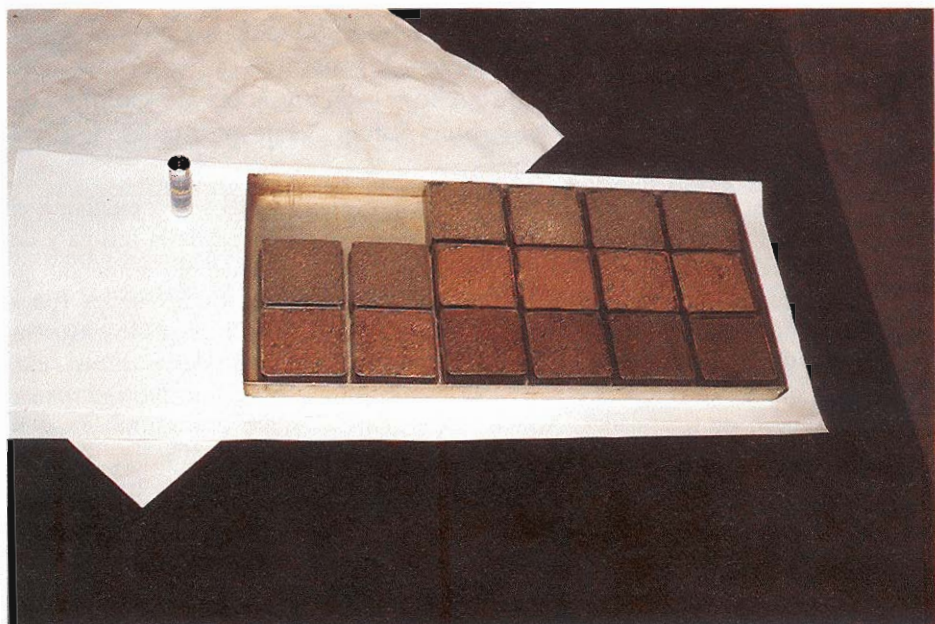


FIG. 5. Aspecto que presentan muestras de suelo de diferente naturaleza y textura Arriba, humectadas hasta saturación. Abajo, desecadas a 105° C. El hinchamiento por imbibición y la contracción por desecación varía de unos suelos a otros. El color es distinto según la naturaleza química y mineralógica de los suelos y según su estado de humedad. Suele distinguirse, matiz o color dominante de los del arco iris; luminosidad o cantidad de luz reflejada, según la proporción de blanco y negro; e intensidad o pureza del color, que aumenta cuando decrece el gris (tablas de color de Munsell)

En general, *mejoran la estabilidad estructural del suelo* los mismos agentes que contribuyen a su génesis: el contenido y naturaleza del humus, y de la fracción arcilla, la asociación de ambos, y la presencia de cationes de cambio divalentes o trivalentes, así como el tamaño de partículas de otras fracciones del suelo, arena y limo.

Los métodos de modificación de la estructura del suelo mediante el uso de ACONDICIONADORES dependen del estado inicial de la misma y de la finalidad concreta que se pretenda lograr, por ejemplo aumentar su estabilidad frente al agua, disminuir el tamaño de los agregados (para reducir las pérdidas de agua por evaporación), cambiar el grado estructural (para facilitar las labores mecánicas y la penetración de las raíces), etc. El método mejor será el que, con menor gasto, consiga satisfacer el mayor número de finalidades, para un determinado estado estructural. Existen métodos antiguos empíricos, cuyo fundamento consiste en provocar la alteración del *juego de fuerzas* de distinta naturaleza (iónicas, de orientación, de puentes de hidrógeno, etc) que mantienen la estructura del suelo en una determinada situación. Esta es la base del empleo de enmiendas calizas, de ceniza ligera y de estiércol, en fases sucesivas, o en mezclas. Otras adiciones (de basuras más o menos descompuestas, de estiércol o de restos de cosechas) modifican la microflora y la fauna del suelo, cuyo efecto sobre la estructura hemos considerado. El quemado de rastrojos además lleva aparejado una acción con base física: el calentamiento fuerte, no uniforme, de la superficie del suelo, con la consiguiente acción diferenciada, lo que ocasiona agrietamientos, y debilitamiento de las estructuras fuertes, por ejemplo en suelos arcillosos pesados.

Para *estabilizar la estructura* del suelo frente a la acción degradante del agua se recurre también a sustancias naturales, como materias orgánicas poco descompuestas, de naturaleza hidrófoba, que contribuyen a disminuir la presión del aire en el interior del agregado durante la imbibición por el agua, o también sustancias inorgánicas como la cal, el polvo de mármol o diferentes cementos, que provocan la floculación de los coloides, con el consiguiente aumento del tamaño efectivo de los cristales de arcilla del interior de los agregados. Con el mismo fundamento y finalidad existe desde hace unos 30 años una extensa investigación sobre una gama de productos de síntesis, orgánicos e inorgánicos, cuya principal desventaja es su alto costo y su dificultad de manejo. Destacan entre otros los polímeros orgánicos alcohol de polivinilo (PVA), acetato de polivinilo (PVAc), poliacrilamida (PAM), etc., que se utilizan bien en disolución, bien en forma de emulsión.

## 1.6. EVALUACIÓN DE LA ESTRUCTURA DEL SUELO

Como ya se ha expuesto, de la estructura del suelo depende la magnitud de su espacio poroso, característica de la que a su vez están dependiendo

la cuantía de las fases líquida y gaseosa, y la movilidad de ambas. En este apartado vamos a ocuparnos de: la *porosidad*, la *permeabilidad hidráulica*, y la solidez de la estructura del suelo o *estabilidad estructural*. El estudio de estas características del suelo es un modo de evaluar su estructura.

El volumen de poros es la porción del volumen del suelo «in situ» no ocupado por el material sólido. Su valor es la diferencia entre el volumen llamado *aparente* del suelo y el volumen *real* que ocupan sus partículas. Para la cuantificación de la porosidad del suelo se hace uso de dos conceptos sencillos, el de DENSIDAD APARENTE (dap) en un momento dado (que es el cociente entre el peso del suelo seco y su volumen total aparente), y el de DENSIDAD REAL (dr), cociente entre el peso de las partículas del suelo y su volumen. Así:

Volumen de poros = volumen aparente – volumen real y, en función de las densidades:

$$\text{Volumen de poros} = \frac{\text{peso suelo}}{\text{dap}} - \frac{\text{peso suelo}}{\text{dr}} = \frac{\text{peso suelo} (\text{dr} - \text{dap})}{\text{dap dr}}$$

Para referir este valor a la unidad de volumen del suelo, es decir para conocer qué fracción de poros existe en esa unidad, hay que dividir la expresión anterior por el volumen del suelo, esto es por «peso suelo/dap», denominándose dicho cociente POROSIDAD:

$$\text{POROSIDAD} = \frac{\text{dr} - \text{dap}}{\text{dr}} ; \text{ por lo que } \% \text{ POROSIDAD} = \frac{\text{dr} - \text{dap}}{\text{dr}} \times 100$$

Estos dos parámetros, dap y dr, pueden ser determinados según diferentes técnicas, que varían de unas escuelas a otras, y según el grado de precisión requerido o el ámbito de la utilidad de la medida. Para la dap, está ampliamente aceptada la técnica del cilindro biselado con el que se obtiene una muestra del suelo «in situ» de forma que ésta llena justamente el cilindro (figura 6). El peso del suelo seco dividido por el volumen del cilindro da como resultado la *densidad aparente* del suelo. En suelos donde hay dificultad de «tomar» un cilindro de suelo (especialmente en los pedregosos o duros) se puede utilizar el método del hoyo, recomendado por la FAO (Organización para la Alimentación y la Agricultura). Consiste en abrir un hoyo en el suelo, limpiar bien sus paredes y medir cuidadosamente el volumen del hoyo, bien añadiendo la cantidad necesaria de agua, habiendo adaptado previamente un plástico a las paredes y fondo del



FIG. 6. Para obtener muestras de suelo sin alterar su estructura se utiliza un cilindro metálico de dimensiones normalizadas y con el borde inferior biselado. Sobre la muestra se determina la densidad aparente y la permeabilidad hidráulica.

suelo, bien añadiendo arena calibrada y de densidad aparente conocida en condiciones normalizadas, hasta enrasarla con la superficie del suelo. En el primer caso el volumen del suelo es el del agua añadida; en el segundo se obtiene dividiendo el peso de la arena por su densidad aparente. En ambos casos, obviamente debe pesarse el suelo extraído, secándolo previamente a 105°C. Si la naturaleza del suelo lo permite, la densidad aparente puede determinarse también midiendo el volumen de un trozo de suelo, aproximadamente un cubo de 4 cm. de arista al que se recubre con parafina, o una laca preparada al efecto. Colocando un recipiente con agua en el plato de una balanza e introduciendo la muestra de suelo suspendida de un hilo en el agua, la diferencia de pesos significa el volumen del suelo; al final hay que calcular el volumen de la parafina, para descontarlo y determinar el peso del suelo seco.

La *densidad aparente* del suelo «in situ» es un parámetro estrechamente relacionado con la textura, alcanzando valores de  $1.6 \text{ gr/cm}^3$  para suelos arenosos, y menores para arcillosos. Su valor baja mucho con el contenido en materia orgánica y aumenta con el contenido en gravas y pedregosidad. También está afectado este valor por la propia estructura del suelo, o por su *grado de compactación* y por las características propias de capacidad de hinchamiento o formación de grietas. En trabajos de investigación, suele considerarse también el valor de la densidad aparente de la tierra fina, es decir, el que resulta de descontar el peso de gravas y su volumen aparente en la muestra de suelo.

Por lo que se refiere a la *densidad real* de las partículas del suelo, se trata de un valor mucho menos variable. En suelos minerales oscila alrededor de  $2.65 \text{ gr/cm}^3$ , que es considerado como medio, y baja a medida que aumenta el contenido en materia orgánica.

La técnica de determinación de la *dr* es más delicada y requiere la eliminación total del aire del suelo. La picnometría es la base de la técnica homologada por la Comisión Nacional de Métodos Analíticos de Edafología del C.S.I.C., y consiste fundamentalmente en añadir una muestra de tierra fina secada de peso conocido a un picnómetro que contiene agua degasificada hasta la mitad aproximadamente de su capacidad; hacer el vacío para degasificar el suelo, enrasar el picnómetro con agua degasificada y pesar. Con este peso, el del picnómetro vacío, y el del picnómetro lleno solamente de agua, se puede calcular el volumen de la muestra del suelo, supuesta la densidad del agua igual a la unidad.

Respecto al parámetro *porosidad global* del suelo, su valor oscila entre 30 y 60 %. Por lo general, los suelos de textura gruesa son menos porosos que los de textura fina, si bien en aquellos el tamaño medio de los poros es mayor. Suelen distinguirse dos grupos de poros, o dos sistemas de porosidad, los incluidos en la MACROPOROSIDAD y los considerados como MICROPOROSIDAD. La *macroporosidad*, también llamada *porosidad entre los agregados del suelo*, es el porcentaje de poros de mayor diámetro, por los que tiene lugar la circulación del agua y del aire. La *microporosidad* o *porosidad en el interior del agregado* es el porcentaje de poros más estrechos y en los que el agua queda retenida después de que el suelo saturado ha drenado suficientemente. Estos valores vienen a coincidir, respectivamente con los de *porosi-*



*dad estructural y porosidad textural.* De todas formas, el valor de *porosidad total* de un suelo no es indicativo de la DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑOS DEL ESPACIO POROSO, propiedad importante en relación estrecha con la retención y movimiento del agua en el suelo, por lo que en el capítulo 3, dedicado al estudio del AGUA EN EL SUELO, volveremos sobre el tema para precisar con más rigor esta terminología. En general, un buen suelo es el que posee una porosidad total de 45 - 50 %, correspondiendo la mitad de este valor a cada uno de los sistemas de porosidad.

La PERMEABILIDAD HIDRAÚLICA,  $K$ , es la velocidad de infiltración de agua en el suelo saturado. Es una característica relacionada con su estructura ya que, por determinarse en condiciones de saturación, el suelo tiene ocupada su porosidad, por lo que el valor depende de ésta y de cómo está repartida entre macroporosidad y microporosidad. Estudiar la permeabilidad hidráulica saturada sirve para estimar la solidez de la estructura de suelo, ya que con el tiempo de percolación el valor de  $K$  disminuye debido al hinchamiento y posible dispersión del coloide del suelo, lo que trae como consecuencia la oclusión, en mayor o menor medida, de la porosidad.

La determinación de la permeabilidad hidráulica saturada se basa en la ley de Darcy:

$$Q \text{ (cm}^3\text{/h)} = K \frac{h \text{ (cm)}}{L \text{ (cm)}} \cdot S \text{ (cm}^2\text{)}$$

$Q$  = volumen de agua percola por unidad de tiempo.

$K$  = permeabilidad (cm/h).

$h$  = diferencia entre la cota de agua libre y la de salida del agua que atraviesa la muestra de suelo.

$L$  = altura de la muestra de suelo.

$S$  = sección de la columna de suelo.

La fotografía (figura 7) es la de un permeámetro de nivel constante de agua, con 12 elementos de repetición.

Los valores de permeabilidad,  $K$ , se obtienen midiendo el volumen de agua ( $Q$ ) que percola cada hora, al cabo de los períodos 1 h, 3 h, 24 h y 48 h, y aplicando la ley de Darcy.

La permeabilidad depende, no sólo de la estructura, sino de la textura y, en general, de la compleja composición de cada muestra de suelo. Los valores obtenidos de este modo constituyen un parámetro sólo semicuantitativo, útil, eso sí, para estimar su progresiva disminución y para su comparación normalizada en diferentes suelos. El hecho de determinar la permeabilidad durante las horas indicadas, sirve para establecer un criterio acerca del comportamiento de los suelos, frente a los aportes de agua por lluvia y su infiltración prolongada, o cara al regadío. A efectos comparativos se muestran las gráficas de la figura 8, así como una tabla con rangos de permeabilidad al cabo de 24 horas, a las que se asigna el grado cualitativo correspondiente, en base a los resultados de horizontes de suelos de nuestro entorno regional.



FIG. 7. Permeámetro de nivel constante para 12 muestras. La permeabilidad hidráulica de muestras de suelo con estructura no alterada se determina con un dispositivo como el de la fotografía. El agua que proviene de un depósito con nivel constante atraviesa la muestra de suelo del cilindro, y es recogida y medida durante tiempos convenientes; el valor «Q» y los de las constantes del dispositivo son los que se utilizan para el cálculo de la permeabilidad hidráulica de la muestra saturada (K), por aplicación de la Ley de Darcy, siendo L la altura de la muestra. S su superficie y h la carga hidráulica (diferencia entre el nivel constante de agua sobre la muestra y el de salida de agua después de atravesarla). Se trata de un parámetro de gran interés para el conocimiento de los suelos y para uso del agua, por ejemplo en regadío, ya que viene a significar la velocidad de infiltración del agua en régimen saturado.

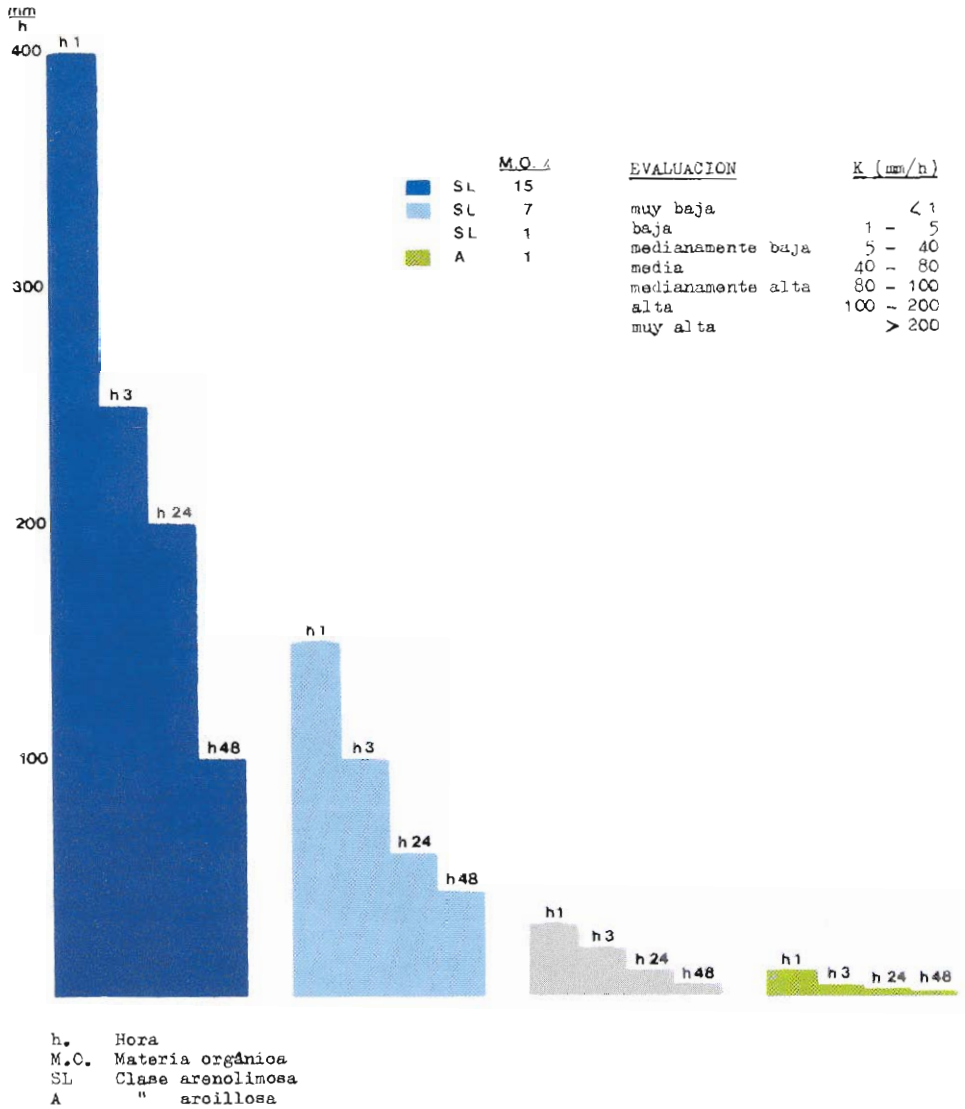


FIG. 8 La permeabilidad hidrática saturada de una muestra no alterada de suelo depende de la naturaleza y textura del suelo. Su valor disminuye a medida que transcurre el tiempo de medida a causa de la alteración estructural ocasionada por el agua sobre la muestra de suelo. Suele considerarse como valor representativo el que se obtiene al cabo de 24 horas de percolación. En la tabla de la figura se muestran, de forma cuantitativa, el grado de permeabilidad y el rango de oscilación correspondiente a este parámetro, obtenido a partir de los valores medidos en 150 horizontes de perfiles de suelos de nuestra Región Castellano-leonesa. Los suelos de textura gruesa son los más permeables. El contenido en materia orgánica de la muestra ocasiona una disminución temporal más gradual, así como un incremento del valor de permeabilidad en las muestras de textura fina (arcillosas) debido a que por una parte ocasiona un aumento de la porosidad y por otra una mayor resistencia a la degradación estructural por el agua.

La estructura no puede caracterizar el estado físico del suelo, más que en un momento dado, ya que la distribución espacial de agregados del suelo resulta modificada por la acción del agua. Por ello es preciso referirse a la noción de ESTABILIDAD ESTRUCTURAL del suelo que hemos definido precedentemente como «la resistencia de las unidades del suelo o agregados a la acción del agua». Esta acción es múltiple. De un lado está el impacto de las gotas de agua de las precipitaciones, dotado de una energía cinética, que destruye la estructura del suelo: su efecto es la *erosión del suelo* (figura 9). Ahora vamos a ocuparnos de la acción del agua dentro del suelo. El mecanismo de esta acción, (comprobado por numerosas investigaciones), es doble: por una parte, el agua en contacto con un agregado del suelo, penetra por capilaridad en sus poros, comprimiendo la atmósfera interna del suelo, va aumentando así la presión interna. Paralelamente, en las partes del aglomerado del suelo ya mojadas, los cementos coloidales se hinchan ocasionando con ello la disminución del tamaño de los poros mayores. La Ley de Jurin establece que la presión máxima ejercida por un líquido, al entrar en un sistema de tubos capilares de diámetro máximo  $d$ , es:

$$P = \frac{4 T \cos \alpha}{d}$$

$T$  = tensión superficial del agua.  
 $\alpha$  = ángulo de contacto suelo-agua en el capilar.  
 $d$  = diámetro de los capilares mayores.

Cuando esta presión (fuerza por unidad de superficie) supera el esfuerzo de cohesión (fuerza por unidad de superficie, que mantiene unidas las partículas primarias) el agregado estalla. Estallido es el término que mejor describe este hecho, pues tal es la visión que se tiene cuando se observa por un binocular de algunos aumentos el contacto de unas gotas de agua con un agregado de suelo poco estable. La medida de la estabilidad estructural se basa en conocer la diferencia: esfuerzo de cohesión - presión interna.

La medida experimental cuantitativa absoluta de estos dos parámetros es muy difícil, y lo que se realiza es una evaluación de esa diferencia mediante un test normalizado, que consiste fundamentalmente en añadir agua sobre la muestra de agregados del suelo de un determinado tamaño, someterla a agitación y tamizar por malla de 0.2 mm. de abertura. Con el mecanismo de Feodoroff (figura 10) se logran condiciones estándar de agitación y tamizado, en el seno de un recipiente con agua. El peso de agregados que restan sobre el tamiz, expresado en % con relación al peso de la muestra inicial de agregados, constituye un *índice de la estabilidad estructural del suelo*, que depende de la naturaleza cohesiva de sus agentes coloidales. Previamente al contacto con el agua de los agregados, se procede a su imbibición con alcohol etílico. Este líquido no afecta casi la cohe-



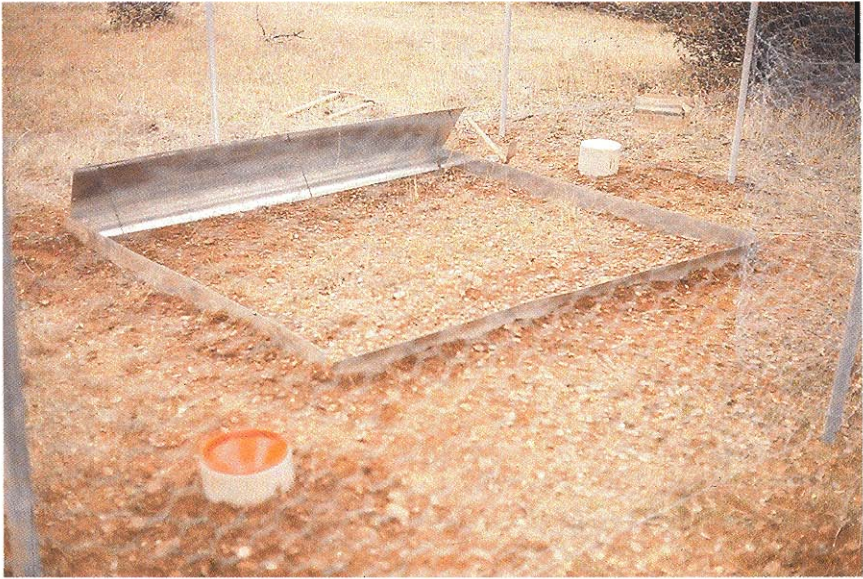


FIG. 9. Erosión del suelo por el agua. El agua de las precipitaciones (en estado líquido o sólido), al incidir sobre el suelo, ocasiona su degradación por erosión. Suelen distinguirse dos tipos de erosión hídrica: una debida a la acción directa de las gotas de agua con su energía cinética, erosión por salpicadura, y otra, debida a la escorrentía superficial del agua, ocasionada al rebasar la intensidad de la precipitación el valor máximo de velocidad de infiltración del agua en el suelo, erosión laminar. La primera depende de la cuantía y del tamaño de las gotas, de su energía cinética y de la resistencia a la degradación por el agua de los agregados de suelo o erosibilidad. La vegetación es un factor atenuante de este tipo de erosión debido a que la intercepción de las gotas ocasiona un descenso considerable de su energía cinética. El segundo tipo se encuentra estrechamente ligado al estado estructural del suelo y a su naturaleza, que determinan el grado de infiltración del agua en el suelo. La pendiente del terreno es un factor directamente proporcional a la cuantía de la pérdida de suelo por este tipo de erosión, que se observa directamente sobre el terreno, primero por la formación de pequeños regueros que, de continuar la degradación, derivan en cárcavas. También en este caso la vegetación es un factor atenuante por dificultar, por una parte la escorrentía del agua y, por otra, mejorar el estado estructural del suelo.

La erosión por salpicadura, al romper los agregados del suelo, ocasiona la degradación de su estructura con lo que disminuye la permeabilidad hidráulica, condición favorable para que se produzca la erosión laminar.

En la fotografía se muestra una parcela experimental con un dispositivo simplificado para recoger la cantidad de suelo perdido por erosión, por una parte, y por otra la cantidad de agua de lluvia, que se recoge en los dos pluviómetros enterrados, cuya parte superior se ve en la fotografía. En estos ensayos estudiamos correlaciones de estos parámetros con otros relacionados con las propiedades físicas del suelo. La ecuación universal de pérdida de suelo tiene en cuenta diversos parámetros: el régimen de lluvias, la erosibilidad del suelo, su permeabilidad y capacidad de retención de agua, la longitud del terreno, la pendiente, el cultivo y las prácticas de labor o de conservación del suelo.

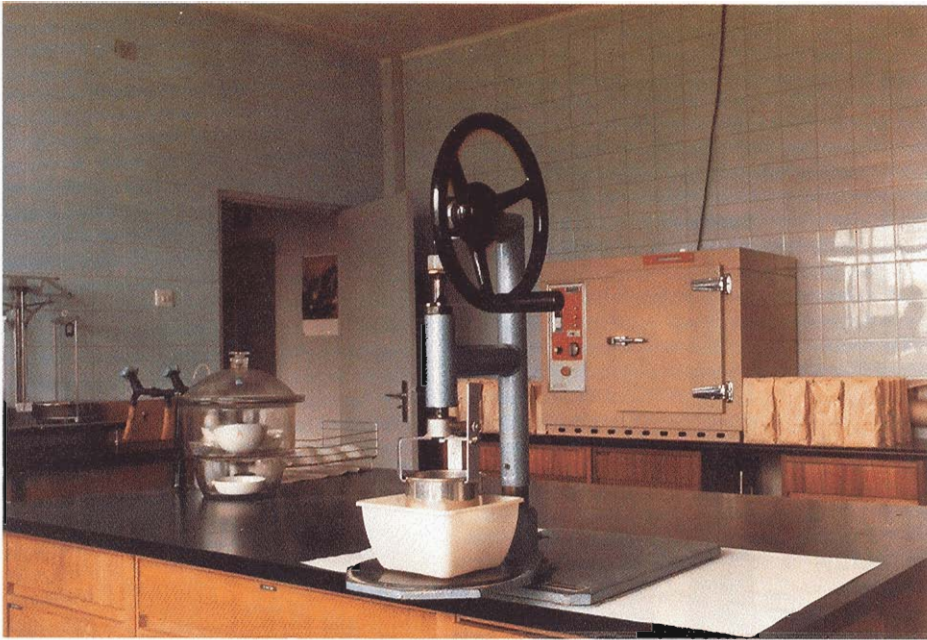


FIG. 10 Dispositivo experimental de Feodoroff para el tamizado en condiciones normalizadas de muestras de suelo, en orden a estudiar la distribución de agregados y su estabilidad estructural

sión, ya que no produce apenas dispersión coloidal, por lo que facilita así la salida del aire, que no sufre aumento de su presión dentro del agregado. Estas cualidades del alcohol han sido puestas de manifiesto tras la oportuna experimentación.

Con sentido práctico, y sin merma de rigor, hemos establecido un conjunto de criterios previos, con los que se puede predecir si «vale la pena» aplicar el tratamiento a una muestra de suelo. Estos requisitos tienen su base en la naturaleza de la muestra: % de fracción fina (arcilla + limo), capacidad de retención de agua, y valores de permeabilidad hidráulica. Las muestras que no los satisfagan han de dar porcentajes muy pequeños de agregados estables.

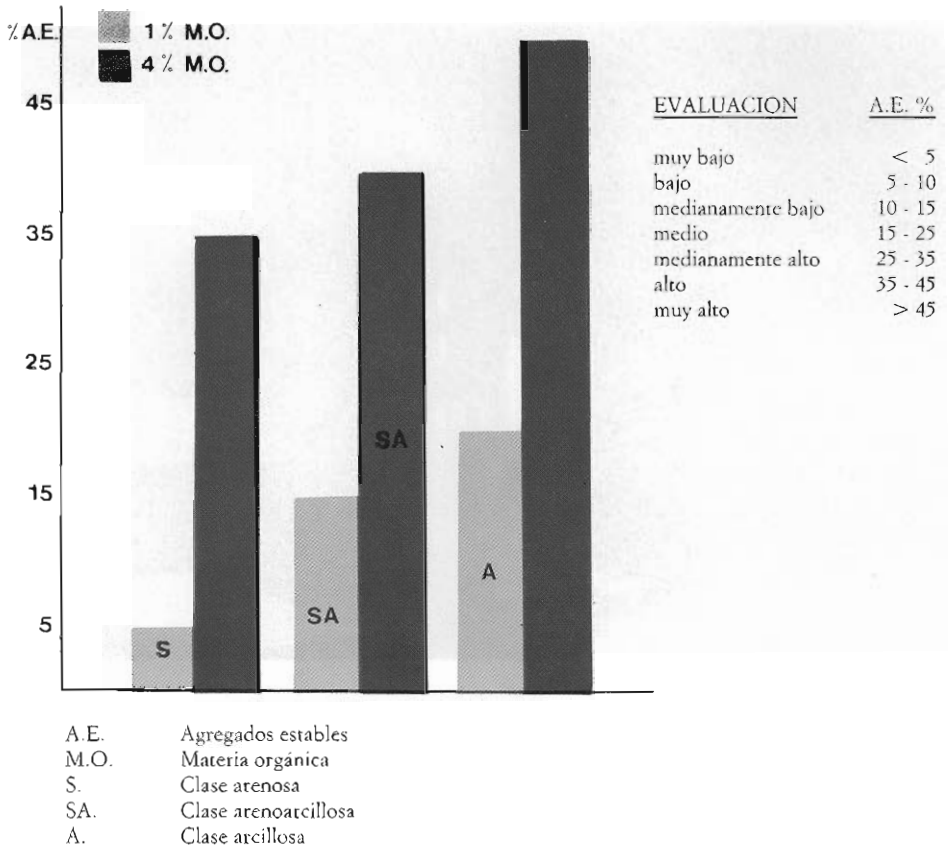


FIG. 11. Porcentaje de agregados estables de suelos de distinta naturaleza textural y diferente contenido de materia orgánica, los arcillosos orgánicos son los más estables.



## 2. EL AIRE DEL SUELO

El estudio de la fase gaseosa nos lleva a considerar algunos fenómenos propios del dinamismo del suelo. Por una parte, como la porosidad del suelo se reparte entre el agua y el aire, a veces, por deficiencia de drenaje o por compactación local del terreno, el suelo carece de la cantidad necesaria de aire, lo que repercute sobre la actividad microbiana y sobre el apropiado funcionamiento de la raíz. En segundo lugar, en el suelo la respiración de las raíces y la actividad microbiana consumen oxígeno ( $O_2$ ) y producen dióxido de carbono ( $CO_2$ ). Las condiciones del suelo con exceso de humedad o acumulación de  $CO_2$  inciden sobre sus constituyentes, ya que por un lado el  $CO_2$  disuelto en agua actúa sobre la meteorización de la roca, disolviendo sustancias químicas en forma de bicarbonatos. Pero además las condiciones del suelo pueden influir sobre procesos, bien de oxidación o bien de reducción, de gran importancia en la química del suelo, ya que, según tengan lugar unos u otros, se forman nutrientes en forma asimilable por las plantas, o se malogra esta posibilidad. Finalmente, la sencilla reacción que significa el consumo de  $O_2$  y la producción de  $CO_2$  habrá de verse afectada negativamente de no existir el apropiado aporte de un gas y eliminación del otro. Estos hechos, expuestos de forma muy somera, llevan a considerar dos características del medio físico del suelo: su capacidad de aire y su aireación. La CAPACIDAD DE AIRE del suelo no es más que el volumen de poros mayores o macroporosidad, destinados a contener aire, una vez que el suelo ha perdido por gravedad una buena parte del agua, después de una lluvia intensa o un riego. Si la macroporosidad es elevada, en un momento dado, el suelo puede airearse con facilidad, entendiéndose por AIREACIÓN la renovación del aire del suelo por el de la atmósfera, según mecanismos que veremos próximamente.

La COMPOSICIÓN DEL AIRE del suelo, en cuanto a estos dos gases es de 0.5 % de  $CO_2$  y 20.6 % de  $O_2$ , como media de varias determinaciones de diversa autoría. La del aire atmosférico es de 0.03 % de  $CO_2$  y 20.97 % de

O<sub>2</sub>. Hay que observar que *la concentración de CO<sub>2</sub> en el suelo* aumenta con la profundidad, dependiendo de las condiciones físicas del suelo y contenido en materia orgánica, en cuya transformación se consume O<sub>2</sub> y se produce CO<sub>2</sub>; depende también del tipo de planta, pues así será la actividad de la raíz y, lógicamente, de la estación del año, o período del proceso vegetativo.

Existe un doble *mecanismo en la aireación del suelo*. Por un lado el que la produce como consecuencia de cambios en los factores climáticos, y por otro el de difusión, basado en la cinética de los gases implicados, O<sub>2</sub> y CO<sub>2</sub>.

Se entiende que diferencias en la temperatura del suelo, entre distintas capas, y en relación con la de la atmósfera, así como variaciones de la presión barométrica, o incluso el viento, traigan como consecuencia la aireación del suelo. A ésto hay que añadir el efecto de la lluvia, ya que al penetrar en los poros del suelo expulsa el aire «viciado», o más rico en CO<sub>2</sub>. Al cesar la lluvia, en el paulatino abandono del agua, la sustituye el aire atmosférico, más rico en O<sub>2</sub>. Finalmente, el agua de lluvia suele llevar disuelto oxígeno. En general, la aireación debida a estos factores climáticos cuantitativamente es de escasa entidad. La mayor parte de la aireación del suelo tiene lugar por DIFUSIÓN. Aquí no se trata de movimiento del aire entre suelo y atmósfera, si no más bien de traslado de moléculas de O<sub>2</sub> desde la atmósfera al suelo, y de CO<sub>2</sub> desde el suelo a la atmósfera, hasta que se iguale la presión parcial de O<sub>2</sub> por un lado y la de CO<sub>2</sub> por otro en ambos medios. Como quiera que en el interior del suelo hay consumo de O<sub>2</sub> y producción de CO<sub>2</sub> de forma casi constante, de ahí que el proceso de difusión sea de mayor importancia, y más permanente que el del flujo del aire producido por causas atmosféricas. El fenómeno de la difusión obedece a la Ley de Fick, y puede adoptar la expresión:

$$\frac{dF}{dt} = D.A. \frac{dc}{dx}$$

- $\frac{dF}{dt}$  = flujo molecular en la unidad de tiempo ( $\frac{\text{moles}}{\text{seg}}$ )
- $A$  = área que atraviesa el flujo ( $\text{cm}^2$ ).
- $\frac{dc}{dx}$  = gradiente o diferencia de concentración ( $\text{moles}/\text{cm}^3$ ) a la distancia  $x$  (cm).
- $D$  = coeficiente de difusión ( $\text{cm}^2/\text{seg.}$ ), cuyo valor depende de la naturaleza del medio difusor y del gas difundido, y es afectado por la temperatura.

Desde finales del pasado siglo la investigación sobre estos fenómenos de difusión de gases en medios porosos, aplicada al suelo, ha ido poniendo de manifiesto la importancia que para su aireación tienen todos los factores de los que depende: textura y estructura (en cuanto posibilitan una buena y estable porosidad, con equilibrio entre el porcentaje de macro y microporos), un buen drenaje (para que la presencia de agua en el suelo no supere, de forma prolongada, el valor de su capacidad de campo) y la temperatura del suelo. Ya hemos dicho que un buen suelo es el que posee 50 % de porosidad, repartida a partes aproximadamente iguales entre macro y microporosidad.

Queda de manifiesto, por lo que hemos visto, la importancia que tienen los caracteres del medio físico del suelo sobre algunos aspectos de su propio dinamismo de formación, así como sobre la actividad diversa que existe en el suelo; en este caso sobre la vida microbiana y sobre el normal funcionamiento y desarrollo radicular, entre otros.

### 3. EL AGUA EN EL SUELO

En el capítulo 1, sobre ORGANIZACIÓN DEL SUELO, vimos que está configurado como depósito abierto, en el que las fases líquida y gaseosa se alojan y mueven en el interior de un sistema de poros, más o menos complejo en cuanto a forma, dimensiones, y distribución espacial. Vamos a estudiar en éste el comportamiento de la fase líquida dentro del sistema. Los objetivos que perseguimos son, por un lado, descubrir de una manera intuitiva el concepto de *humedad del suelo* para, luego, cuantificarlo; en segundo lugar estudiar la *naturaleza de las fuerzas de unión de la fase líquida a la sólida*, lo que ayudará al tercer objetivo, que es la comprensión de los fenómenos de *retención y movimiento del agua en el suelo*. Para este estudio vamos a ayudarnos de algún símil y suposición, así como de representaciones gráficas que, a modo de modelos de comportamiento, simplifiquen con propósito didáctico el tema, sin apartarnos de la realidad.

#### 3.1. HUMEDAD DEL SUELO

Para abordar el concepto de humedad podemos ayudarnos refiriendo hechos de nuestra experiencia personal con cuerpos porosos, por ejemplo una esponja. Lo primero a destacar es que cuando el agua se pone en contacto con un cuerpo poroso le comunica un conjunto de propiedades, que se ven reflejadas como efectos externos (p.e.: observamos cambios en la elasticidad del cuerpo, en su volumen, en su color, en su temperatura, etc.). Decimos que el cuerpo está *húmedo* por contraposición al primer estado, *seco*. Si queremos volver a recuperar el estado inicial, ejerceremos una fuerza sobre el cuerpo, que en realidad es una presión (esto es fuerza por unidad de superficie). Deducimos experimentalmente así que *el agua es captada por el cuerpo y retenida con una fuerza*.

*¿Como ocupa el agua el espacio poroso?* Veamos qué ocurre cuando colocamos una esponja seca sobre un recipiente que contiene agua, y cuando

provocamos su desecación, por etapas sucesivas. Una lente de 10 aumentos es suficiente para el seguimiento del proceso visualmente.

En PRIMER LUGAR, (figura 12) observamos en 1, por la diferencia de color y aumento del volumen de la esponja, la presencia de un *frente de humectación* que asciende verticalmente, con una determinada velocidad. En 2 vemos que: el frente de humectación ha alcanzado la superficie de la esponja, el nivel de agua en el recipiente permanece constante, y el volumen de la esponja ha alcanzado su valor máximo, que es constante; *se ha llegado a una situación de equilibrio*. En esta situación, la observación con la lupa de dos poros de diferente tamaño (3) muestra que la superficie de separación aire-agua no es plana, sino cóncava; y hay una parte del agua que está en contacto directo con las paredes del poro, y otra que sólo está en contacto con el agua.

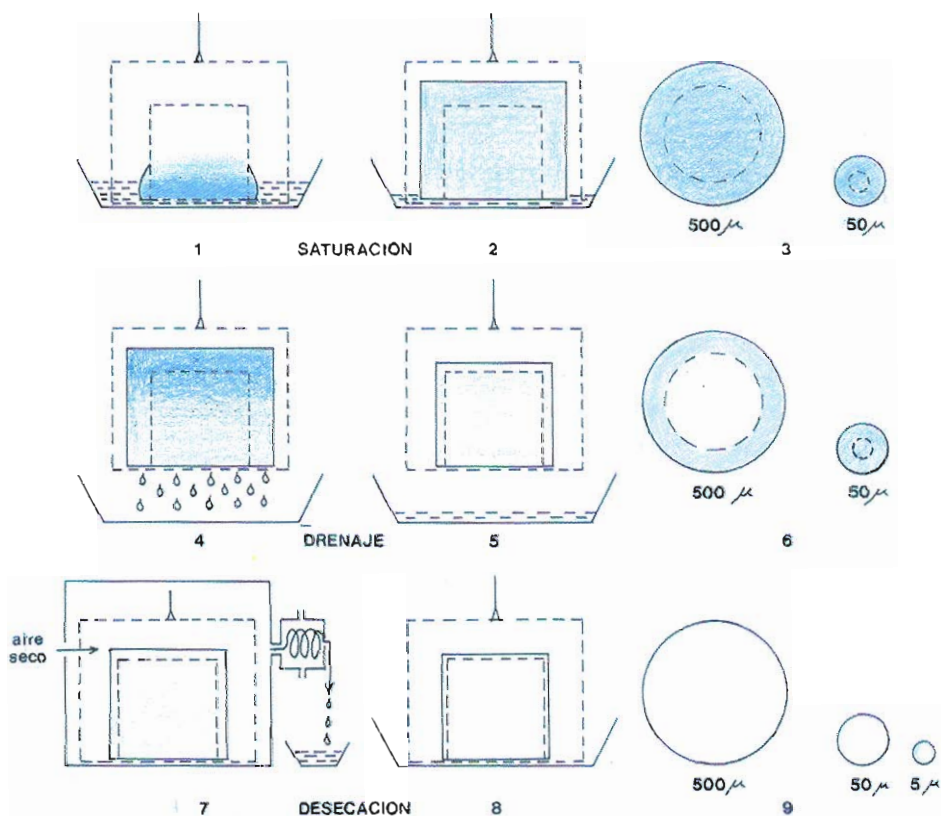


FIG. 12. Esquema sobre las etapas de saturación, drenaje y desecación de un cuerpo poroso.

En SEGUNDO LUGAR, suspendida la esponja dentro de un cestillo (4), observamos que el agua cae (escurre a través de los poros de mayor tamaño), y se pone de manifiesto, por el cambio de color, un frente de desecación por drenaje. Se ha alcanzado una situación de equilibrio (5) puesta de manifiesto por dos hechos: deja de gotear agua y el volumen de la esponja ha disminuido permaneciendo constante. En esta situación, la observación con la lupa de dos poros de diferente tamaño (6) pone de manifiesto que en el poro grande sólo permanece una delgada película de agua (que corresponde a la que, en condiciones de saturación, estaba unida directamente a las paredes del poro), y el poro de menor tamaño no ha perdido aún agua; permanece como en condiciones de saturación. Si tenemos la curiosidad de controlar el tiempo invertido en alcanzar las dos situaciones de equilibrio, constataremos que el correspondiente a la primera es muy inferior al de la segunda. Deducimos de esta forma que *un cuerpo poroso capta mejor el agua* (imbibición hasta saturación) *que la cede* (desecación por drenaje).

En TERCER LUGAR, si sobre la esponja (que ha terminado de drenar agua) hacemos pasar una corriente de aire seco, según el esquema experimental (7) observamos que el frente de desecación avanza hacia abajo muy lentamente y en el vaso se recogen gotas de agua procedentes del vapor condensado en el serpentín; el tiempo de caída entre gota y gota es cada vez mayor, y llega un momento en que deja de gotear agua; *hemos llegado a un nuevo equilibrio*. En esta situación (8), observamos que el volumen ha variado muy poco con relación al que tenía inicialmente, y que la variación no se corresponde con el volumen de agua recogido en el vaso; el color de la esponja es uniforme, su parte superior se muestra más fría al tacto, por efecto de la evaporación. La observación de tres tipos de poros de diferente tamaño (9) muestra que sólo en los muy finos permanece humedad unida directamente a las paredes del poro. Una fotografía con microscopio electrónico de un tal poro en esa situación mostraría que la película tiene un espesor muy pequeño del orden de los Å ( $1 \text{ \AA} = 10^{-8} \text{ cm}$ ). En la parte superior del poro (la que está en contacto con la superficie de evaporación) se observará una película de agua condensada. En la parte inferior del poro observaríamos otra película de vapor adsorbido en las paredes del mismo, aún más delgada. Estas observaciones nos inducen a pensar que tal situación de humedad no está realmente en equilibrio; es cuestión de la escala de observación. No obstante, a nivel macroscópico decimos que se trata de una situación de equilibrio: *el cuerpo poroso está «seco al aire»*.

Y en CUARTO LUGAR, a partir de la situación anterior, si el cuerpo poroso fuera de tal naturaleza que no se alterase sustancialmente cuando se le somete a una corriente de aire caliente (a una temperatura superior a la de ebulli-

ción del agua, p. e. 105° C), podría llegarse a una situación de equilibrio más cierto. En efecto, la película de agua líquida pasaría al estado de vapor y, por difusión, a la atmósfera al cabo de un tiempo, que necesariamente es superior al invertido en los procesos anteriores.

El símil de cuerpo poroso utilizado para considerar el comportamiento del agua en tal medio durante los procesos de humectación, drenaje y evaporación, permite deducir que el establecimiento de un *estado referencial* para afirmar que un cuerpo poroso está seco es, teóricamente complejo; lo mismo cabe afirmar para el estado de saturación. De todas formas, los cambios de masa y de volumen son cualidades fácilmente apreciables en el desarrollo de los procesos de captación y pérdida de agua por cuerpos porosos, como la esponja. Por ello, y mediante la técnica adecuada, se puede observar que se llega a situaciones de equilibrio cuando la *masa y el volumen total del sistema permanecen prácticamente constantes*. De esta manera se puede definir los estados de saturación e insaturación del espacio poroso por el agua y, eligiendo como estado de referencia el del cuerpo seco a 105 °C con masa y volumen constantes, analizar en cada situación de equilibrio los valores relativos de masa de agua y volumen del cuerpo poroso.

La relación *humedad ponderal - volumen específico* del cuerpo poroso puede ser estudiada con auxilio de la gráfica de la figura 13 con base en las situaciones de la anterior. La *humedad ponderal* (abscisa de la representación) de un cuerpo es el valor de la relación entre la masa de agua que contiene y la masa que posee en estado de referencia. El *volumen específico* (ordenadas) de un cuerpo poroso, en condiciones externas normalizadas, es el valor de la relación entre su volumen aparente (es decir, el volumen total de sus tres fases) y su masa en el estado de referencia, o lo que es lo mismo el volumen de la unidad de masa.

En la anterior situación 2, la masa y el volumen total del cuerpo poroso permanecen constantes en condiciones externas normalizadas. El volumen específico del cuerpo poroso en esta situación es igual al volumen específico de la fase sólida más el volumen específico de la fase líquida (idéntico al valor de humedad ponderal). De 2 a 5 el cuerpo poroso pierde agua por la acción del campo gravitatorio terrestre, de manera que los poros de mayor tamaño se van llenando de aire. En este intervalo, la pérdida de volumen específico es idéntica a la de humedad ponderal.

En la situación 5 el cuerpo poroso deja de perder agua por gravedad, queda fundamentalmente la retenida en los poros de menor tamaño. Termina por tanto de entrar libremente aire en los poros del cuerpo. Denominamos a este punto de la curva: *valor límite de entrada de aire*. De 5 a 8 es necesaria la acción de una fuerza o presión externa para que el cuerpo poroso siga perdiendo agua (p.e. corriente de aire seco para provocar la evaporación). La disminución del volumen específico del cuerpo poroso



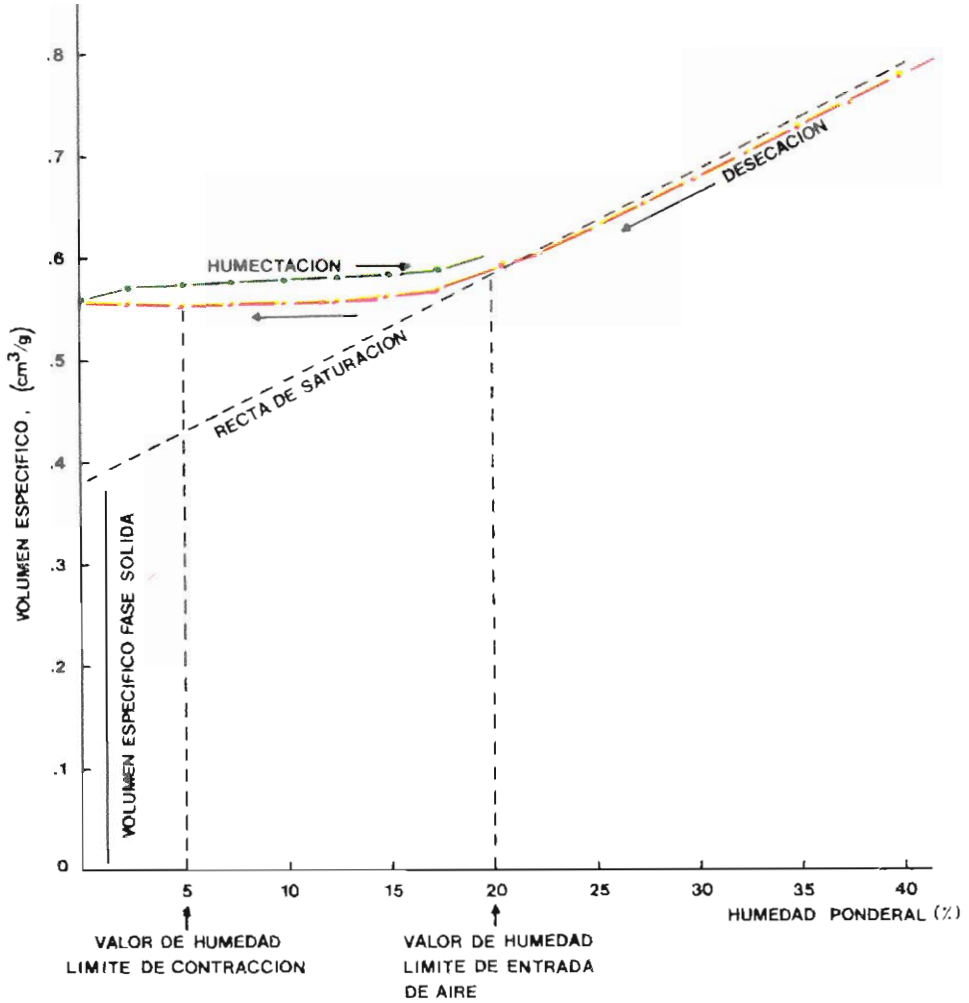


FIG. 13 Relación entre el volumen específico de un cuerpo poroso y su humedad ponderal

es inferior a la de la humedad ponderal. La relación entre ambas variables de estado deja de ser lineal, alcanzándose la situación 8, en la que el agua se encuentra adsorbida y condensada en la superficie de los poros de menor tamaño. Se alcanza en esta situación el valor mínimo del volumen

específico del cuerpo poroso. Denominamos por ello a este punto de la curva: punto *límite de contracción* del cuerpo poroso. A partir de esta situación no hay cambios en el volumen específico, o son inapreciables y, en todo caso, independientes de la pérdida de humedad ponderal. Si ahora, a partir del estado de referencia del cuerpo poroso seco, y contando con la técnica conveniente para ello, intentamos repetir el proceso en el sentido contrario (humectación gradual del cuerpo poroso) encontramos que un mismo volumen específico del cuerpo poroso está ocupado por una menor humedad ponderal. Se deduce por tanto que la relación en estudio no es unívoca y que depende de la dirección en que se realice el proceso: humectación o desecación. Decimos que es una *relación histerética o anómala*.

Después de esta visión de los fenómenos de humectación y desecación de un cuerpo poroso, habría que destacar:

Que, en cuanto al agua, existe una relación causa - efecto entre la complejidad de organización del espacio poroso del cuerpo y los valores de las variables *humedad ponderal* y *volumen específico*, en situación de equilibrio. Es decir, A DIFERENTES ORGANIZACIONES DE POROSIDAD CORRESPONDEN DIFERENTES VALORES DE DICHAS VARIABLES, en las mismas condiciones externas.

Y que, aún siendo diferente la naturaleza de la esponja y del suelo (aquella inerte frente al agua y éste no), ello no descalifica el modelo, puesto que el suelo, cuerpo poroso, habrá de comportarse como tal, si bien de forma diferente, ya que además de medio poroso el suelo es «otra cosa».

### 3.2. EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

La humedad es una variable de estado que en el suelo presenta evolución temporal, incluso cíclica, como consecuencia de las que tienen los factores climáticos lluvia y temperatura. La reserva de humedad que tiene el suelo, en un momento dado, es el resultado del balance hídrico:

$$R = P - D - S - E$$

R	=	reserva del suelo.
P	=	agua de lluvia.
D	=	drenaje.
S	=	agua de escorrentía superficial y en las grietas.
E	=	agua evaporada.

específico del cuerpo poroso. Denominamos por ello a este punto de la curva: punto *límite de contracción* del cuerpo poroso. A partir de esta situación no hay cambios en el volumen específico, o son inapreciables y, en todo caso, independientes de la pérdida de humedad ponderal. Si ahora, a partir del estado de referencia del cuerpo poroso seco, y contando con la técnica conveniente para ello, intentamos repetir el proceso en el sentido contrario (humectación gradual del cuerpo poroso) encontramos que un mismo volumen específico del cuerpo poroso está ocupado por una menor humedad ponderal. Se deduce por tanto que la relación en estudio no es unívoca y que depende de la dirección en que se realice el proceso: humectación o desecación. Decimos que es una *relación histerética o anómala*.

Después de esta visión de los fenómenos de humectación y desecación de un cuerpo poroso, habría que destacar:

Que, en cuanto al agua, existe una relación causa - efecto entre la complejidad de organización del espacio poroso del cuerpo y los valores de las variables *humedad ponderal* y *volumen específico*, en situación de equilibrio. Es decir, A DIFERENTES ORGANIZACIONES DE POROSIDAD CORRESPONDEN DIFERENTES VALORES DE DICHAS VARIABLES, en las mismas condiciones externas.

Y que, aún siendo diferente la naturaleza de la esponja y del suelo (aquella inerte frente al agua y éste no), ello no descalifica el modelo, puesto que el suelo, cuerpo poroso, habrá de comportarse como tal, si bien de forma diferente, ya que además de medio poroso el suelo es «otra cosa».

### 3.2. EVOLUCIÓN DE LA HUMEDAD DEL SUELO

La humedad es una variable de estado que en el suelo presenta evolución temporal, incluso cíclica, como consecuencia de las que tienen los factores climáticos lluvia y temperatura. La reserva de humedad que tiene el suelo, en un momento dado, es el resultado del balance hídrico:

$$R = P - D - S - E$$

R = reserva del suelo.  
 P = agua de lluvia.  
 D = drenaje.  
 S = agua de escorrentía superficial y en las grietas.  
 E = agua evaporada.

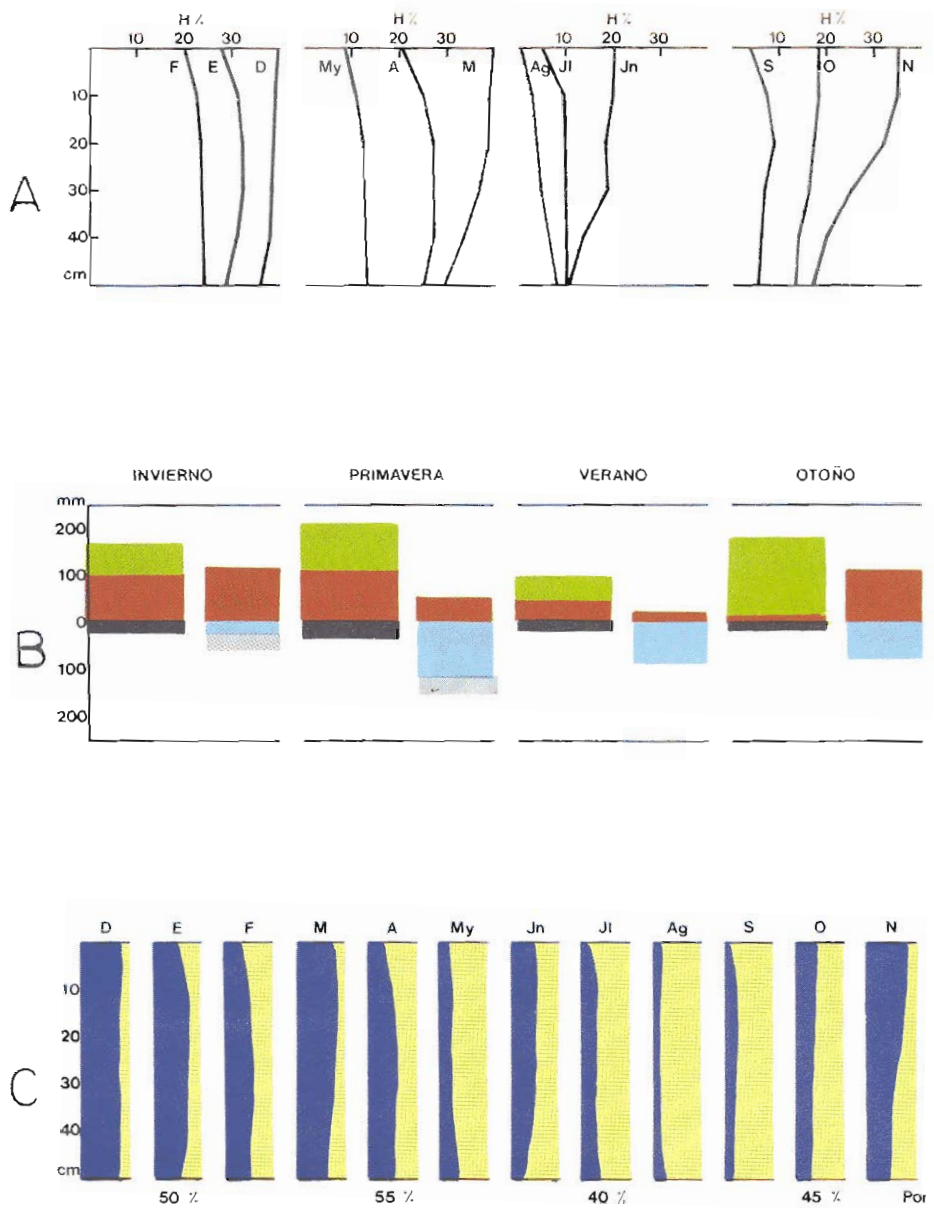


FIG. 14. Balance hídrico anual en un suelo

- A) Evolución de los perfiles hídricos.
- B) Representación cuantitativa de los distintos términos del balance hídrico estacional: Lluvia (verde claro), escorrentía (negro), drenaje (gris), reserva (rojo oscuro) y evaporación (azul claro).
- C) Evolución de los perfiles de saturación del espacio poroso: Espacio poroso saturado de agua (azul oscuro) y espacio poroso saturado de aire (amarillo claro).

El seguimiento de la evolución de estos sumandos lo vamos a realizar mediante una representación gráfica (figura 14) de los correspondientes a un suelo de textura equilibrada, homogéneo y uniforme, (es decir, que no presenta cambios texturales ni estructurales en la profundidad del perfil), que recibe precipitaciones de un valor total y una distribución frecuencial normales en nuestra zona, y que no tiene cultivo. Desde el punto de vista físico, lo que distingue un suelo con y sin cultivo es la diferencia de balance energético y de masa de agua ya que, en presencia de cultivo, además de la evaporación de agua desde la superficie del suelo, tiene lugar evaporación y transpiración desde las plantas, denominándose el proceso conjunto *evapotranspiración*. (Cabe además considerar procesos paralelos, que inciden en el balance hidroenergético del sistema: *intercepción* del agua de lluvia y *atenuación* de la energía por la biomasa, y *acción* de las raíces en el interior del suelo).

Las oscilaciones de humedad del suelo dan origen a muy diversas situaciones de la porosidad en su perfil, extremas e intermedias, en cuanto al contenido de agua, en respuesta o como consecuencia de los procesos de saturación por infiltración y desecación por drenaje y evaporación y, finalmente, rehumectación y redistribución, hasta nueva saturación por infiltración de agua de lluvia. Se trata de situaciones representativas de suelos de nuestra región, dada su climatología.

En la parte superior de la figura 14 (gráfica A) se han representado los perfiles de humedad del suelo correspondientes a distintas fechas, para estudiar su evolución a lo largo del año. Para su determinación se toman muestras de suelo cada 10 cm de profundidad, y se determina su humedad expresándola en gramos de agua por gramos de suelo (*humedad ponderal*), y se calcula el *volumen específico* del suelo ( $\text{cm}^3$  de suelo por gramo de suelo). El cociente de estas dos variables es la HUMEDAD VOLUMÉTRICA. Este valor multiplicado por 100 es la HUMEDAD VOLUMÉTRICA PORCENTUAL,  $H_v$  (%), es decir,  $\text{cm}^3$  de agua en  $100 \text{ cm}^3$  de suelo, al considerar la densidad del agua igual a la unidad. Esta forma de expresión de la humedad, como  $H_v$  (%), resulta útil para la computación de los términos del balance hídrico en su forma habitual, litros por  $\text{m}^2$  o mm. (un litro/ $\text{m}^2$  = un mm.). En efecto, multiplicando el valor de  $H_v$  correspondiente a cada capa de suelo por su espesor (100 mm) el resultado son mm. de agua; de ahí que  $H_v$  (%) represente los mm. de agua que hay en cada capa de 10 cm. de profundidad. En la representación, el eje de abscisas es el de  $H_v$  (%) y el de ordenadas es el de la profundidad del suelo en cm.

El análisis de la forma de los perfiles permite observar que:

*En invierno:*

— El perfil del mes de DICIEMBRE indica que el suelo posee un elevado valor de humedad, que está en proceso de infiltración. De los 60 mm. de lluvia recibida por el suelo, 10 se han perdido por *escorrentía superficial*, y 10 por *drenaje* hacia capas más profundas.

— El perfil del mes de ENERO indica un suelo menos saturado de humedad, con una situación más estable. De los 15 mm. de lluvia recibida, 10 se han perdido por *escorrentía* y otros 5 contribuyen a la redistribución y se pierden por *drenaje* hacia capas más profundas. En la capa superficial ha existido débil *evaporación* de agua.

— El perfil del mes de FEBRERO indica una desecación del suelo: la infiltración del agua de lluvia ha cesado, (los 5 mm. recibidos se han perdido por drenaje), y ha habido pérdida de agua de forma creciente por evaporación desde la superficie del suelo.

*En primavera:*

— El perfil del mes de MARZO muestra el incremento de la *reserva* de agua del suelo; como consecuencia de la infiltración de la lluvia (de los 50 mm. recibidos, 10 se han perdido por *escorrentía*), es un perfil inestable; cabe esperar redistribución del agua y *drenaje* (10 mm.).

— El perfil de mes de ABRIL es más estable: de los 35 mm. de agua recibidos, 15 se han perdido por *escorrentía* y el resto se han infiltrado, ocasionando un débil *drenaje* (10 mm.).

— El perfil del mes de MAYO corresponde a una situación en la que de los 35 mm. de lluvia recibidos, 5 mm. se han perdido por *escorrentía*; ha terminado la infiltración, con 10 mm. de *drenaje*, y se ha producido una mayor *evaporación* desde la superficie del suelo.

*En verano:*

— El perfil del mes de JUNIO indica redistribución de humedad por infiltración de agua de las precipitaciones ocurridas en cortos períodos de tiempo, con un total de 30 mm, de los cuales 10 se han perdido por *escorrentía*.

— Los perfiles de JULIO y AGOSTO muestran que la lluvia recibida (20 mm.) se han infiltrado sin ocasionar ni *drenaje* ni *escorrentía* y ha existido *evaporación* intensa en las capas superficiales; el perfil del suelo ha alcanzado su máxima desecación, especialmente en superficie.

*En otoño:*

— Los perfiles correspondientes a los meses de SEPTIEMBRE, OCTUBRE y NOVIEMBRE reflejan situaciones de rehumectación progresiva del suelo por infiltración de las lluvias, cada vez más frecuentes y de mayor cuantía, hasta un total de 165 mm., de los que 10 se pierden por *escorrentía* en el mes de Noviembre. La *evaporación* desde las capas superficiales es cada vez menor y, como consecuencia, SE VA RESTITUYENDO LA RESERVA DE AGUA DEL SUELO.

En la parte central de la figura 14 (gráfica B) se ha representado la evolución de los términos del balance hídrico del suelo.

— En el INVIERNO, la *reserva* que tiene el suelo, acumulada durante el otoño (110 mm.), recibe 80 mm. de *precipitaciones*, perdiéndose 20 mm. por *escorrentía*; de los 170 mm. retenidos en el suelo, 30 se pierden por *evaporación*, 20 mm. por drenaje y quedan *acumulados* en el suelo 120 mm.

— Del total de las lluvias de PRIMAVERA (120 mm.), dado el estado de *reserva* acumulada, se infiltran únicamente 90 mm. perdiéndose 30 mm por *escorrentía*, constituyendo una *reserva* de 210 mm, de los que 30 se pierden por *drenaje* y 120 por *evaporación*; quedan *acumulados* en suelo al final del mes de mayo de 60 mm.

— Durante el VERANO, las *lluvias* de carácter tormentoso, de escasa cuantía pero intensas (50 mm.) dan lugar a una *escorrentía* de 10 mm. y a una infiltración de 40 mm. que junto a la *reserva* anterior (60 mm.) se consumen en parte (75 mm) en *evaporación*, permaneciendo una *reserva* de 25 mm. al terminar el mes de agosto.

— Las *lluvias* del OTOÑO (165 mm.) aumentan la *reserva* hasta 190 mm, de ellos 10 mm. los pierde el suelo por *escorrentía* durante el mes de Noviembre; finalmente 70 mm. son consumidos en *evaporación*, quedando el suelo con una *reserva* de 110 mm. para el INVIERNO, COMENZANDO DE NUEVO EL CICLO.

En este supuesto, del total de lluvias que recibe el suelo . . . . .	415 mm
— se pierde por <i>escorrentía</i> (superficial y grietas) . . . . .	17 %
— se pierde por drenaje hacia capas más profundas . . . . .	12 %
— se pierde por <i>evaporación</i> directa hacia la atmósfera . . . . .	71 %

Finalmente, en la parte inferior de la figura 14 (gráfica C) se ha representado la evolución del *perfil de saturación del espacio poroso*. Este valor, en cada cota de profundidad, resulta de dividir el correspondiente a la humedad volumétrica, Hv (%), por el de la porosidad media del suelo en cada estación. Para este último parámetro se ha puesto una evolución cíclica con un máximo (55 %) en primavera, y un mínimo (40 %) en el verano. El perfil



de saturación del espacio poroso ayuda a introducir criterios objetivos sobre las fechas más convenientes para el laboreo del suelo; estas suelen ser las que se corresponden con perfiles que muestran el espacio poroso repartido al 50 % entre la fase líquida y la gaseosa. En nuestro supuesto: perfiles de saturación de los meses de octubre, febrero, abril y junio.

El ejemplo expuesto pone de manifiesto dos funciones propias del suelo: *acumulador de agua* en forma de humedad, y *transmisor de agua*: en fase líquida (escorrentía y drenaje) y en fase gaseosa (evaporación). En este sentido puede considerarse como un depósito muy característico, ya que sin fondo prácticamente ni tapa, por su naturaleza porosa, es capaz de retener agua en su interior, constituyendo, lo que denominamos la *reserva de agua*.

De una forma simple, podemos distinguir dos tipos de reserva, una «fija» y otra «móvil». La *reserva fija* es la cantidad de agua del suelo retenida de tal forma que no puede ser utilizada ni en evaporación ni en drenaje o escorrentía, el resto es la *reserva móvil*. Ejemplos de estos dos tipos de reserva son los correspondientes a los perfiles hídricos del mes de agosto (reserva fija) y de cualquier otro mes (reserva fija más reserva móvil). Se trata de una división cualitativamente importante, ya que de una manera general podemos decir, por una parte, que *todos los suelos presentan una evolución cíclica de su humedad o reserva total* (como consecuencia de la evolución de los parámetros climáticos temperatura y precipitación), y que, por otro lado, *la diferencia entre unos suelos y otros es precisamente el diferente balance entre estos dos tipos de reserva*, que está condicionado por la naturaleza de sus constituyentes y por su organización espacial. Estos conceptos de «fijo» y «móvil» están relacionados con el de «fuerza» con que el agua está retenida en el suelo.

Existe también una terminología acerca de la reserva de agua del suelo basada bien en el papel que juega el agua, así *reserva útil* (para las plantas) que es una porción no definida de la reserva total, y *reserva no utilizable*; o bien basada en el proceso que ocasiona en el suelo (en el caso de la reserva móvil es un agua de lavado, por ejemplo). Por último son también frecuentes las tipologías «formales»: agua *higroscópica* (reserva fija) y *agua capilar y gravitacional* (reserva móvil más una fracción variable de la reserva fija). Sin embargo EL AGUA EN EL SUELO NO CAMBIA DE FORMA, SINO DE ESTADO ENERGÉTICO. Veamos a continuación cual es la naturaleza de las fuerzas de retención del agua en el suelo.

### 3.3. FUERZAS DE RETENCIÓN DEL AGUA EN EL SUELO.

Como dijimos en el capítulo 1, el suelo está constituido por partículas minerales y orgánicas de diferente naturaleza química, tipo y tamaño que, con una ordenación espacial, le confiere las características de un cuerpo o *matriz porosa*. El comportamiento y propiedades de la humedad del suelo está intrínsecamente relacionado con los de la matriz en la que el agua es retenida. En efecto, considerando las tres fases del suelo (agua - aire - sólido), en las superficies de separación entre ellas (*interfases*) se ponen de manifiesto fuerzas de atracción que, en conjunto, ocasionan la *disminución del peso efectivo del agua en el sistema*. El agua en fase líquida puede ocupar el sistema de poros, fundamentalmente, de dos formas: llenando todo el espacio poroso (*suelo saturado*) o bien sólo una porción de este sistema de poros de diferentes diámetros que se encuentran interconectados (*suelo insaturado*); dentro de esta última forma, el agua se encuentra formando cuñas de tipo capilar entre las partículas en contacto o bien, rodeando la superficie de dichas partículas.

*En la interfase agua líquida - aire*, las fuerzas de cohesión de las moléculas del agua que actúan por igual en todas las direcciones, quedan descompensadas y aparece como consecuencia una componente denominada *tensión superficial*, lo que origina la forma cóncava de la superficie de separación agua - aire. (El valor de la tensión superficial está determinado por las características propias del líquido, por los solutos que tenga y por la temperatura). En esta situación, en un poro cualquiera, para que el sistema agua - aire se encuentre equilibrado, las presiones arriba y debajo de la superficie de la interfase deben ser iguales, y, por ello, el agua asciende por el poro (de manera semejante a como asciende por un tubo capilar) en contra de la fuerza gravitatoria, hasta una altura que se denomina *altura capilar* (o también presión capilar) equivalente a una presión hidrostática, y que, como se vio en el primer capítulo, es inversamente proporcional al radio del poro y directamente proporcional a la tensión superficial.

*En la interfase agua - sólido*, el líquido se encuentra adsorbido, unido a la superficie del sólido por fuerzas de elevada intensidad, de tipo iónico y de orientación molecular, debidas fundamentalmente a la naturaleza polar del agua, a la hidratación de las micelas coloidales de la arcilla y del humus, y a la de los iones del complejo de cambio.

En resumen, el agua está unida al suelo por fuerzas que dependen:

- de la naturaleza, forma y tamaño de sus constituyentes: FUERZAS DE ADSORCIÓN, y
- de su organización: FUERZAS CAPILARES.

Unas y otras, por deberse a la matriz porosa del suelo, se denominan FUERZAS MATRICIALES (figura 15), que se oponen a la fuerza de gravedad.

### 3.4. POTENCIAL DE AGUA EN EL SUELO

Como toda la materia, el agua en el suelo está sometida a la Ley de la gravedad; en virtud de ella una porción de agua de un suelo saturado «se pierde por gravedad»; pues bien, en un punto dado del suelo el *potencial gravitacional es EL TRABAJO QUE HAY QUE EJERCER SOBRE LA UNIDAD DE MASA DE AGUA PARA EXTRAERLA, contrarrestando la acción del campo gravitatorio.*

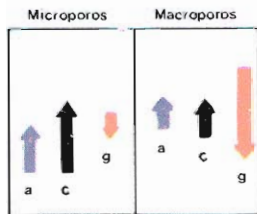


FIG. 15. En los dos sistemas principales de porosidad del suelo (macroporos y microporos) se muestra el punto y cuantía de las fuerzas que actúan sobre el agua: FUERZA GRAVITACIONAL ( $g$ ) y fuerzas matriciales de ADSORCIÓN ( $a$ ) y CAPILAR ( $c$ ). En los macroporos predomina la componente gravitacional sobre las matriciales.

Después de haber perdido el suelo el «agua gravitacional» la que aún queda (en los poros menos grandes y rodeando las partículas) está retenida por fuerzas de la matriz del suelo. De forma semejante, se define el *potencial matricial* como EL TRABAJO QUE CEDE LA UNIDAD DE MASA DE AGUA AL SITUARLA FUERA DE LA MATRIZ DEL SUELO. Y decimos «ceder» ya que toda materia

retenida al ser liberada cede trabajo. El efecto de estas *fuerzas matriciales* es que el agua está en el suelo como «colgada», o, lo que es lo mismo, bajo una presión negativa con relación a la presión atmosférica.

Dada la existencia en el suelo de un campo de fuerzas gravitacional y otra matricial, el POTENCIAL TOTAL de agua en un punto dado del suelo es la suma del valor de ambos potenciales, teniendo en cuenta el signo negativo del potencial matricial.

Cabe considerar también otros componentes del potencial de agua en el suelo, como el *térmico* (debido a la diferencia de temperatura entre dos puntos del suelo), y el *osmótico* (que resulta de la diferente concentración de solutos entre dos puntos del suelo), pero éstos son poco relevantes, en general.

Por último, en el orden práctico, dado que los valores del potencial matricial del agua en el suelo son negativos y con un rango de variación alto (desde - 1 milibar a - 15.000 milibares), para operar con números más pequeños y de signo positivo, los especialistas han introducido el *concepto de pF*, que es el *logaritmo del valor absoluto del potencial*. Dicho concepto proviene también de la consideración de que para contrarrestar una cantidad negativa debemos aplicar otra igual y de signo positivo. Así, por ejemplo, decimos que el agua de una muestra de suelo está retenida a  $pF = 4.2$  porque para poner de manifiesto el potencial matricial correspondiente (y liberarla) hemos aplicado una presión de 15.000 mb. (aproximadamente, 15 atmosferas). Y decimos que está retenida a  $pF = 1$  para significar que el potencial matricial es - 10 mb. y que para contrarrestarlo aplicamos una presión de 10 mb. (aproximadamente, la presión ejercida por una columna de agua de 10 cm de altura).

### 3.5. CURVA CARACTERÍSTICA DE HUMEDAD O CURVA DE pF.

Es evidente que para quitar o extraer materia que está retenida es preciso aplicar una energía igual o ligeramente superior a la energía de retención. Pues bien, si a una muestra de suelo saturado de agua se la somete a ligeras presiones, de valor creciente, no hay flujo de agua hasta que la presión no alcanza el valor *límite de entrada de aire*. A partir de ese momento, el suelo va perdiendo agua «proporcionalmente» a los valores de presión a que es sometida la muestra, *vaciándose en primer lugar los macroporos y luego los microporos*. A valores muy altos de presión los poros finos aún retienen agua

(«ligada» por intensas fuerzas de adsorción y electrostáticas; es un agua «no móvil», retenida a valores de pF entre 5 y 7).

Cada «tipo» de suelo (con su diferente matriz porosa) posee una CURVA CARACTERÍSTICA DE HUMEDAD, que se obtiene experimentalmente determinando, a partir de una muestra saturada, los valores de humedad que se corresponden con las presiones (crecientes) ejercidas. La curva viene a ser como *las huellas dactilares del suelo en relación con su capacidad de retención de agua*, ya que EXISTE UNA RELACIÓN DE CAUSA-EFECTO ENTRE LAS CARACTERÍSTICAS DE LA MATRIZ Y LA CANTIDAD DE AGUA QUE ES CAPAZ DE RETENER, cuando se somete el suelo saturado a succiones de valor creciente.

Lógicamente, la cantidad de agua retenida a valores de succión bajos (valores de pF entre 0 y 2) depende ante todo de la estructura del suelo, es decir del efecto capilar, de la distribución por tamaños de los sistemas de poros y de sus interconexiones. La *textura* del suelo, en cambio, tiene un efecto indirecto en el rango de succiones bajas, y *directo en el de succiones altas* (valores de pF entre 2 y 7). Es decir, la arena se comporta como macroagregados, mientras que las fracciones más finas, al ocasionar un aumento del complejo coloidal, hacen que aumente, por una parte la superficie específica, las interfaces aire - agua y suelo - agua, además de la agregación de las partículas elementales. Por tanto, la *textura* del suelo es más bien responsable de la retención de agua a valores de pF más elevados (entre 2 y 7).

La importancia de la *curva característica de humedad* en su aplicación a estudios sobre movimiento del agua en el suelo es sólo de carácter orientativo. No hay que olvidar que el comportamiento del suelo en relación con el agua depende: a) *del modo cómo el suelo la capta*, b) *de la cantidad captada*, y c) *de cómo el agua se distribuye en el espacio poroso*. Por otra parte, se dice que el suelo tiene un comportamiento *histerético* o anómalo en relación con el agua, para indicar que una misma cantidad de agua puede ser captada por el suelo con diferentes valores de energía; con otras palabras que LA ENERGÍA NECESARIA PARA EXTRAER UN VOLUMEN DETERMINADO DE AGUA ES SUPERIOR A LA EMPLEADA POR EL SUELO PARA CAPTARLA. Se trata de un fenómeno que se presenta con mayor intensidad en suelos con un espacio poroso heterogéneo, por sus formas y por sus interconexiones (estrangulamientos, o «cuellos de botella», etc.), para los mayores contenidos de humedad. Empleando un símil, una persona acepta un préstamo de dinero con mayor facilidad que lo devuelve. Si la cantidad prestada es mayor se necesita emplear más esfuerzo para recuperar todo el dinero prestado. Y si el deudor, en lugar de ser un sólo individuo o un grupo homogéneo (una «sociedad»), fuera un grupo heterogéneo (un «holding»), el *esfuerzo necesario*, para recuperar el préstamo en su totalidad *crece*.

Finalmente, es conveniente tener presente que cuando se determina la curva característica de humedad a partir del estado de suelo saturado, los valores de humedad de equilibrio con las diferentes succiones correspondientes son los máximos que puede retener el suelo cuando otro sistema en contacto con él ejerce ese valor de succión. Tal es el caso de las raíces de las plantas y de la atmósfera, con su demanda evaporante por ejemplo. Se habla por ello de curva característica límite de extracción o de desecación.

### 3.5.1 Determinación de la curva de pF

Los métodos para la determinación de la curva de humedad tienen su fundamento en las relaciones de presión, como base para medir el potencial matricial del agua en el suelo, manteniendo constante el resto de las variables.

La muestra de tierra fina (o el terrón de suelo con estructura sin alterar) secada al aire es luego colocada dentro de un anillo de goma, sobre una placa de cerámica porosa (permeable al agua y no al aire) saturándose el conjunto con agua desmineralizada, de forma que se establece una lámina de agua de altura 2-3 mm. durante 48 horas. Se somete a continuación el conjunto, en un recinto de presión (figura 16), provisto de un orificio para la salida del agua, a la acción de gas o aire secos a una presión con-



FIG. 16. Equipo de cámaras de presión según Richard para la determinación de cuatro «puntos» en la curva característica de humedad: en primer término figura una de las placas cerámicas porosas utilizadas, con los anillos de goma portamuestras de suelo.

venida. Cuando se alcanza el equilibrio (cuando cesa la salida de agua del sistema) se cumple que *la variación o pérdida de humedad con relación a la inicial es proporcional a la diferencia de presión entre la ejercida por el aire seco introducido y la atmosférica*; el factor de proporcionalidad es una característica de la matriz del suelo. Para determinar por gravimetría la *humedad ponderal* porcentual de equilibrio, se pesa la muestra de suelo (*peso húmedo*) y secada luego a la estufa a 105° C (*peso seco*), y la diferencia entre estos valores se refiere a 100 gr. de muestra seca. Para conocer la *humedad volumétrica* se determina el volumen específico del suelo en el estado final de humedad, es decir al alcanzar el equilibrio.

Acerca de los valores experimentales de la curva, es frecuente determinar cuatro «puntos», es decir la humedad retenida correspondiente a cada una de cuatro presiones diferentes. Experimentalmente, por imperativos metodológicos, la presión viene expresada en diferentes unidades, según los casos. La tabla siguiente muestra la EQUIVALENCIA ENTRE LOS POTENCIALES MATRICIALES DEL AGUA DEL SUELO (expresados en alturas de agua) Y LAS PRESIONES APLICADAS para la determinación de los cuatro «puntos» de la curva.

Potencial matricial (cm. de agua)	Diferencia de presión		pF
	(cm. de agua)	(atm.)	
-10	10		1
-100	100		2
-345		1/3	2.5
-15.500		15	4.2

Además se determina independientemente el valor de la humedad del suelo saturado (aproximadamente  $pF = 0$ ). Para ello se provoca la imbibición con agua durante 48 horas de la muestra contenida en un cestillo con fondo de rejilla, cubierto con papel de filtro, de forma que la lámina de agua en la pared exterior del recipiente está aproximadamente 1 cm por debajo de la superficie de la muestra, utilizando también el método gravimétrico para determinar el valor del agua retenida (figura 17). Para determinar la humedad de equilibrio a valores de pF superiores a 4.2 se suelen utilizar métodos con base en la *psicrometría*: se dispone para ello de disoluciones acuosas de sales que proporcionan una presión de vapor de agua determinada a la atmósfera que está en contacto con ellas; colocando las muestras de los suelos en dichos ambientes, a temperatura constante, y esperando a que se alcance el equilibrio, se determina a continuación por gravimetría el valor de humedad correspondiente. El valor de pF es función de la temperatura y de la humedad relativa del ambiente.



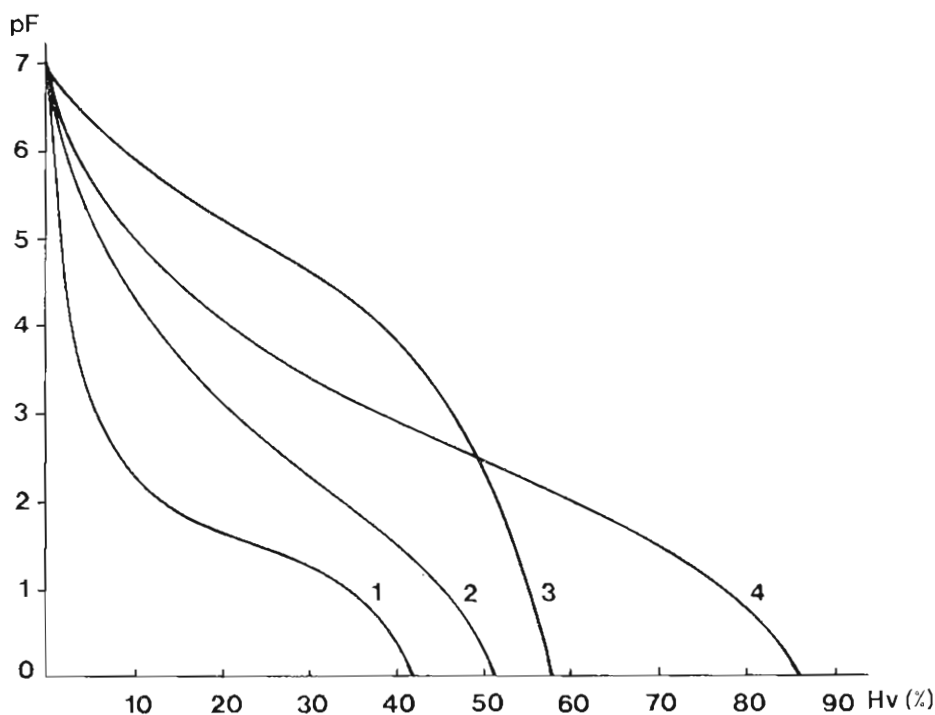


FIG. 17. Curvas características de humedad de muestras de suelo de diferentes clases texturales (Koo-revaar y otros; 1983) 1 arenosa, 2 limosa, 3 arcillosa y 4 suelo orgánico. El contenido de agua denominada gravitacional (la retenida a  $pF < 2.5$ ) es superior al agua útil para las plantas (entre  $pF 2.5$  y  $pF 4.2$ ) para los suelos arenosos y para los orgánicos, si bien en estos últimos el valor de la reserva de agua útil es muy alto. En los suelos de textura limosa ambos valores son similares y de cuantía media. En los suelos arcillosos predomina el agua útil frente a la gravitacional. Recordemos que en los suelos arenosos el agua está retenida por fuerzas capilares, mientras que en los arcillosos predomina el agua retenida por fuerzas de adsorción más intensas.

### 3.5.2. «Clases de agua» en el suelo.

En el orden práctico, o de *aplicabilidad* de este conjunto teórico-experimental sobre el POTENCIAL DE AGUA EN EL SUELO, hay que hacer referencia a la *terminología adoptada* acerca de diversos valores de la curva de pF, y acerca del valor de la humedad comprendido entre algunos de sus puntos; hay que destacar que se trata de una terminología convencional, útil, pero en sentido general. En la tabla 2 se exponen algunas de las expresiones y ejemplos numéricos, correspondientes a suelos de nuestra Región. La terminología se indica a continuación.

TABLA 2. CARACTERISTICAS DE RETENCION DE SUELOS FRECUENTES DE LA REGION CASTELLANO-LEONESA

Suelos		Agua gravitacional	Capacidad de campo	Punto de marchitamiento	Agua útil
Arenoso (M.O. 1 %)	H (%)	20	3 - 6	1 - 2	2 - 4
	pF	0 - 2	2	4.2	2 - 4.2
	Ø poros	> 30 µ m	< 30 µ m	0.2 µ m	0.2 - 3 µ m
Areno-arcillosos (M.O. 7 %)	H (%)	45 - 50	20 - 30	10 - 15	10 - 15
	pF	0 - 2.5	2.5	4.2	2.5 - 4.2
	Ø poros	> 10 µ m	< 10 µ m	0.2 µ m	0.2 - 1.10µm
Arcillosos (M.O. 1 %)	H (%)	25 - 35	20 - 30	10 - 15	10 - 15
	pF	0 - 2.7	2.7	4.2	2.7 - 4.2
	Ø poros	> 6 µ m	< 6 µ m	0.2 µ m	0.2 - 6 µ m

Ø = diámetro;

M.O. = materia orgánica

La humedad que retiene el suelo a diferentes valores de succión está en relación con la distribución de su espacio poroso. El agua llamada *gravitacional* se corresponde con poros de diámetro mayor que 30µm y la de *capacidad de campo* y de *punto de marchitamiento* con poros de menor diámetro. La porosidad capaz de retener agua útil para las plantas presenta un rango de tamaños de poros entre 0.2 y 30µm. Como consecuencia de ello en los suelos arenosos —con mayor proporción de macroporos— predomina el *agua gravitacional*. La presencia de materia orgánica en el suelo contribuye al aumento del *agua gravitacional* y del *agua útil*.

AGUA GRAVITACIONAL: es agua móvil, no útil para las plantas; su carácter fundamental es el *lavado* y puede alejar los nutrientes solubles hacia capas más profundas.

PUNTO DE MARCHITAMIENTO: la humedad retenida por el suelo a pF 4.2, ya sea por su pequeña cuantía, bien por su difícil cesibilidad a las raíces (es un agua retenida a 15 atmósferas) viene a ser, en general, la que corresponde a una situación en la que *las plantas se marchitan* de modo permanente.

CAPACIDAD DE CAMPO: la humedad retenida a 1/3 atm. (pF 2.5) viene a ser la que corresponde, en el medio natural, a un suelo que ha recibido precipitaciones (o riego) en cantidad suficiente para alcanzar su saturación, y ha transcurrido el tiempo necesario para que drene el agua en exceso. Su valor real se determina en el suelo en cuestión, haciendo medidas varios días consecutivos para determinar la *meseta* de la figura 18; se trata de un

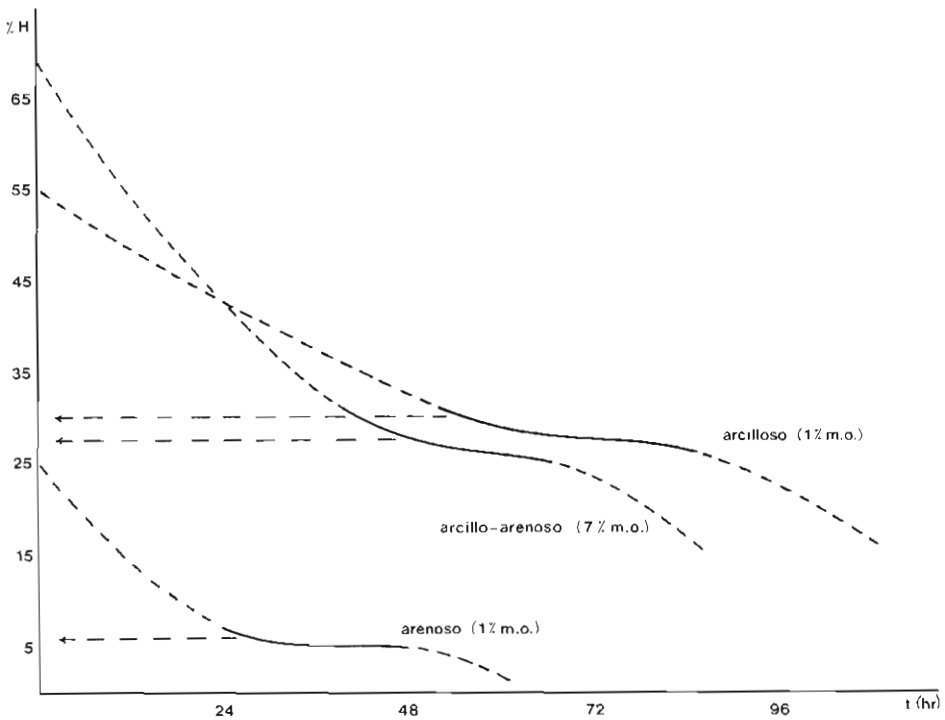


FIG. 18. Partiendo de suelo saturado (por lluvia o riego), se determina el valor de la humedad del suelo mediante medidas consecutivas durante varios días, la humedad correspondiente a la meseta o tramo horizontal es el valor de la capacidad de campo.

valor de alta variabilidad, según la naturaleza y organización del suelo. Así, para suelos minerales, dependiendo de su estado estructural, puede variar entre 2 y 6 % para los arenosos, y entre 20 y 30 % para los arcillosos. Para los arenosos suele ser más conforme a la realidad el valor de humedad de equilibrio a  $pF \cong 2$ , y para los arcillosos el de humedad a  $pF = 2.7$ . En cuanto a la movilidad del agua en esta situación, suele ser en general la más conveniente para satisfacer la demanda de las plantas. Por ello su diferencia con el valor de  $pF 4.2$  (*punto de marchitamiento*) se suele denominar *agua útil* para las plantas. Hay quien, dentro de la reserva útil, establece categorías, tales como *reserva fácilmente utilizable*, etc., pero esto es más propio de situaciones agronómicas concretas (relacionadas con las dosis de riego, con la eficacia del agua y de fertilizantes, etc). Queriendo ser rigurosos, debemos tener presente que en la realidad el SUELO es muy complejo y variado, con caracteres y situaciones muy distintas, y las PLANTAS, tanto en sus necesidades como en su alimentación hídrica, poseen modalidades muy diferentes.

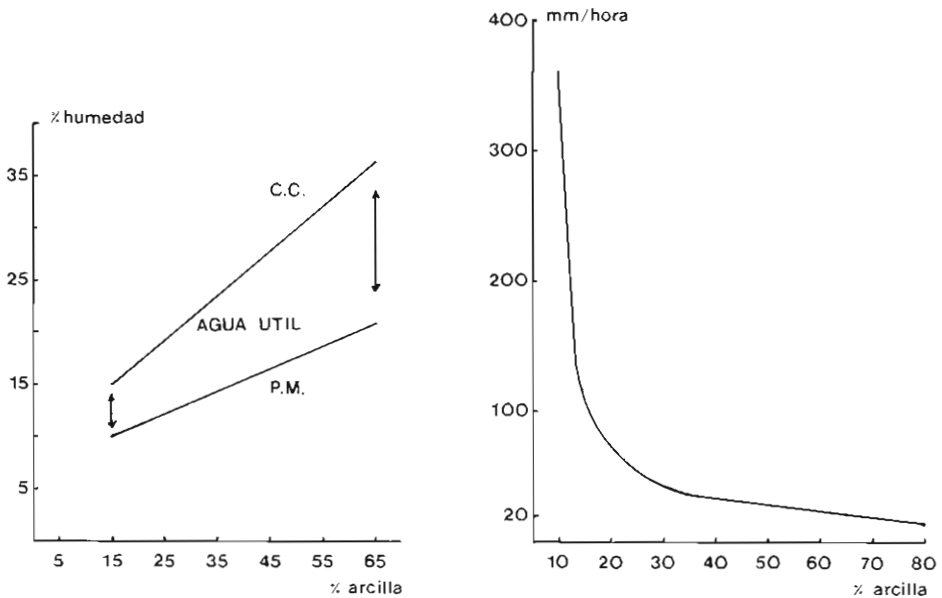


FIG. 19. Izquierda: El porcentaje de humedad ponderal del suelo crece al hacerlo su contenido en arcilla; en la gráfica se representan los valores correspondientes a capacidad de campo y punto de marchitamiento.

Como consecuencia, la diferencia C.C. - P.M. (agua útil) aumenta también con el % de arcilla  
 Derecha: En cambio la permeabilidad hidráulica de muestras saturadas disminuye a medida que aumenta el contenido de arcilla, especialmente a partir de más de 20 % de fracción arcilla.

Lo mismo hay que decir respecto al poder de exploración de las raíces y respecto a la adaptación y defensa de los vegetales al estrés» hídrico, etc.

### 3.6. MOVIMIENTO DEL AGUA EN EL SUELO

La caracterización estática del agua en el suelo, en cuanto establece las condiciones de equilibrio del sistema, es válida para marcar pautas generales sobre EL MOVIMIENTO DEL AGUA: la *dirección del movimiento viene determinada por el valor de la diferencia de potencial total entre dos puntos del suelo*. Teniendo en cuenta que en el suelo el potencial total de agua es negativo, el movimiento se producirá desde los puntos de más bajo hacia los de más alto potencial, en valores absolutos. Lo que equivale al conocido principio de que: *toda transformación espontánea está dirigida desde los puntos de mayor a los de menor energía*. Ejemplos: un cuerpo cae espontáneamente desde un lugar elevado a otro bajo; el calor se transfiere desde los puntos calientes hacia los fríos.

En el caso de que el suelo sea textural y estructuralmente un *medio uniforme*, el principio anterior «equivale» a decir que el sentido del movimiento viene marcado por la *diferencia en los contenidos de humedad* entre dos puntos. Pero este principio debe aplicarse con determinadas reservas, ya que pueden existir causas que ocasionan su fallo, por ejemplo: la organización del espacio poroso o diferencias térmicas entre un punto y otro del suelo. En cuanto a esto último, puede producirse un movimiento de agua en fase líquida, por ejemplo, desde una capa de suelo con una humedad ponderal de un 10 % y una temperatura de 30 °C, hacia otra inferior con una humedad del 15 % y a 25 °C. Y por supuesto, si el suelo no es uniforme, el principio tiene pocas posibilidades de servir para la interpretación de un proceso que implique movimiento de agua en el suelo. En cambio, la consideración de la *diferencia de potenciales totales* es válida para la mayor parte de los procesos. En efecto, el ejemplo de la figura 20 ilustra el movimiento de agua entre dos capas de suelo de distinta textura, de los que conocemos, por la curva de pF, la cantidad y el estado energético del agua; suponiendo que están situadas una junto a la otra (a la misma profundidad del suelo) y que el contenido de agua en cada capa es:

— en la capa arenosa, humedad ponderal del 10 % (potencial matricial de equilibrio -100 cm).

— y en la capa arcillosa, humedad ponderal del 20 % (potencial matricial de equilibrio -500 cm),  
según el criterio de la *diferencia de contenidos de humedad*, el agua se tendría

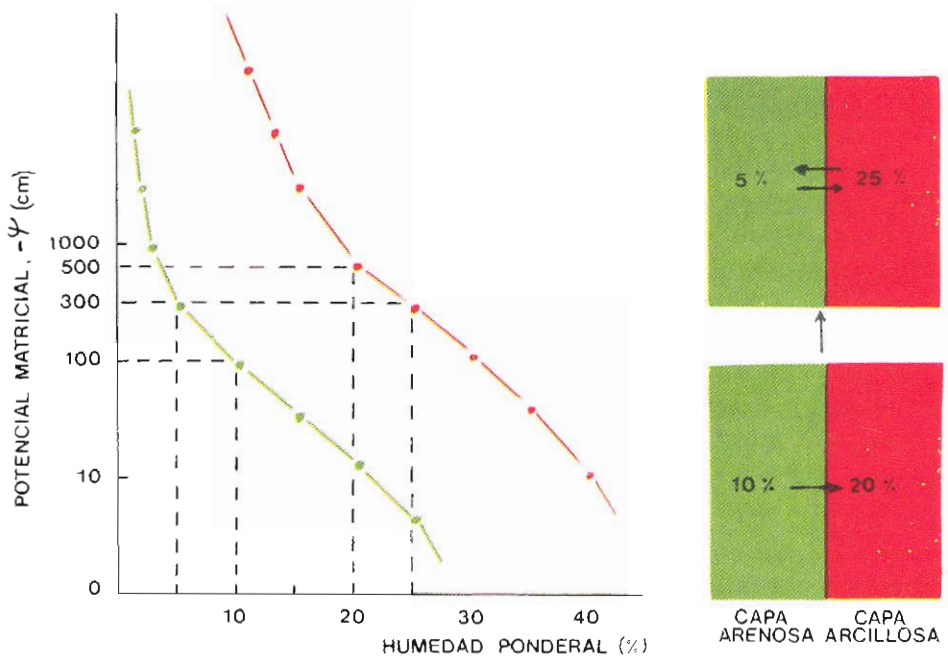


FIG. 20. Curvas características de humedad y dirección del movimiento del agua entre dos capas de suelos de diferente textura.

que mover desde la capa arcillosa hacia la arenosa; sin embargo, ocurre exactamente lo contrario: pasa agua desde la capa arenosa a la arcillosa, en virtud de la *diferencia de potenciales*; es decir:

El suelo arenoso (10 %; -100 cm) cede un 5 % de su humedad ponderal al arcilloso (20 %; -500 cm)

y quedando finalmente ambas capas en la situación:

arenosa: 5 %; -300 cm  
 arcillosa: 25 %; -300 cm

} a igual potencial

Esto es, se ha producido un movimiento de agua hasta que se ha igualado el potencial total en ambos suelos.

### 3.6.1 Conductividad y difusividad hidráulica

Para comprender no sólo el *movimiento* del agua en el suelo, sino también su *velocidad*, hay que hacer referencia a los conceptos de TRANSPORTE y FLUJO DE AGUA, así como a algunos de los parámetros asociados con ellos, tales como: *conductividad y difusividad hidráulica*.

La *conductividad hidráulica* representa la velocidad con la que fluye el agua desde un punto a otro, en el interior del suelo, mientras que la *difusividad hidráulica* viene a ser la superficie que abarca el frente de humectación en la unidad de tiempo. Uno y otro parámetro, como veremos, están condicionados por: *la naturaleza y organización de la matriz del suelo*, así como por *la mayor o menor cantidad de agua presente* en el mismo, en un momento determinado.

Como todo proceso de flujo, el movimiento del agua en el suelo tiene dos aspectos fundamentales, uno relativo a su transferencia (*transporte a través del medio*), y otro a su acumulación o expulsión (*flujo*).

El *flujo* de agua en el suelo es la cantidad transportada por unidad de área, perpendicular a la dirección del transporte, y por unidad de tiempo. Dependiendo de la situación de humedad en que se encuentra el suelo, cabe distinguir dos tipos de flujo: *flujo en medio saturado*, que nos informa sobre la facilidad de movimiento y penetración del agua (lluvia o riego) en el suelo, y *flujo en medio insaturado*, que nos informa sobre la velocidad de redistribución del agua en el suelo, o de cesión a otro medio en equilibrio con el suelo (por ejemplo, las raíces de las plantas o la atmósfera).

En relación con el *transporte*, se admite generalmente que la *velocidad del agua es directamente proporcional a la fuerza conductora*, es decir, a la *diferencia de potencial total del agua entre dos puntos*, en una dirección determinada; el factor de proporcionalidad se denomina *conductividad hidráulica*; a esa fuerza conductora el medio opone una fuerza de *fricción o rozamiento*, que es proporcional a la *velocidad de transporte del agua*. Ambas fuerzas se oponen y tienden a compensarse. Se comprende por tanto que la *conductividad hidráulica* depende tanto de la matriz del suelo como de su contenido de agua. En efecto, según sea el espacio poroso la probabilidad de fricción del agua con los sólidos aumentará (microporos) o disminuirá (macroporos); y cuanto menor sea el espesor de las películas de agua (que rodean las partículas, que ocupan parcialmente sus poros, o que forman cuñas capilares entre partículas adyacentes) mayor será la fuerza de fricción con las paredes.

Sobre la *velocidad de transporte* del agua en el suelo, puede orientarnos de forma más cuantitativa la curva característica de humedad. Así para valores de pF *no muy altos* (entre pF 2.5 y 4.2) la humedad ponderal de equili-



brio varía, para un suelo arenoso entre 6 y 2 %, y para uno arcilloso entre 25 y 15 %; pues bien, *el agua se moverá más deprisa en el arcilloso que en el arenoso* para una misma diferencia de potencial entre dos puntos del suelo en ambos casos; la explicación de esta afirmación, que parece contradictoria, está en el hecho de que en el espacio poroso del suelo ARCILLOSO predominan los MICROPOROS, y los MACROPOROS en el ARENOSO. Por otra parte, para *contenidos de humedad elevados*, es decir en suelo saturado, a valores de pF próximos a cero, con una humedad ponderal de los suelos,

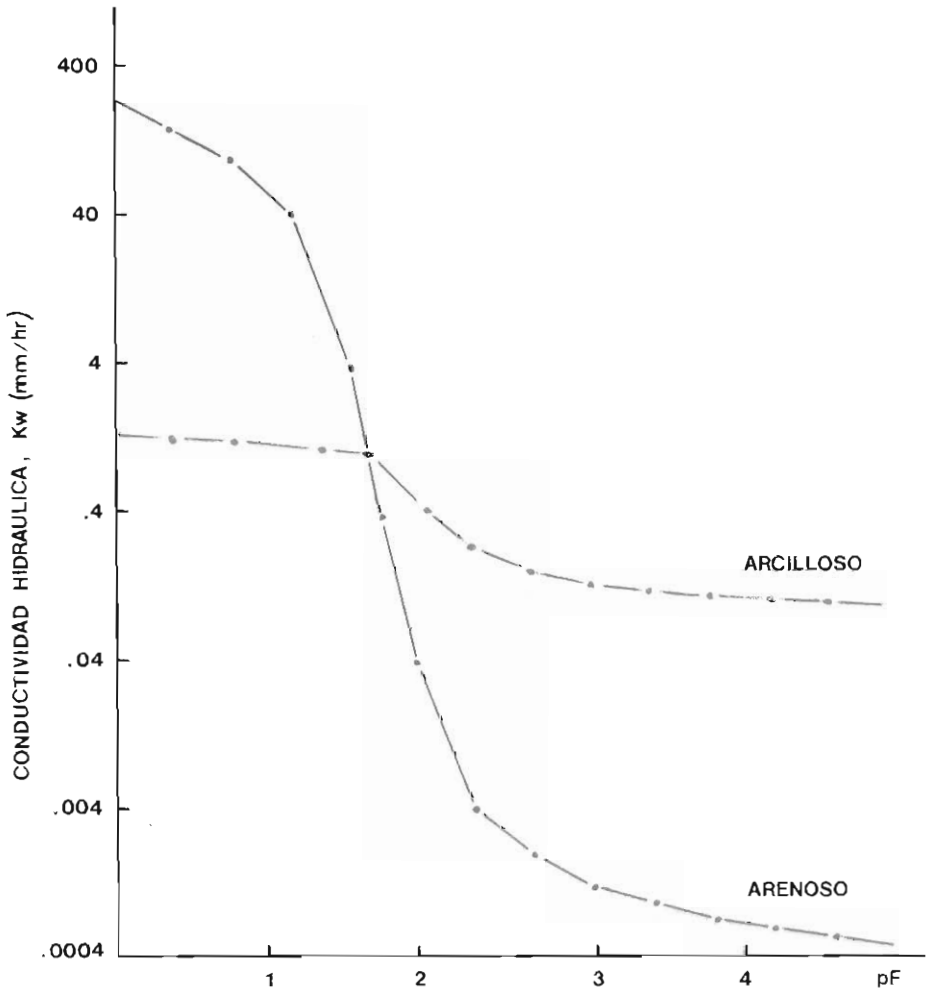


FIG. 21. Variación de la conductividad hidráulica con el potencial matricial (pF) en dos suelos de diferente textura (Koorevaar y otros; 1983).

arenoso (20 - 25 %), y arcilloso (45 - 55 %), lo que sucede es: a) que en el suelo ARENOSO el agua sufre un fuerza de fricción menor con las paredes de los poros, que tienen diámetro mayor, por lo que *se mueve más deprisa*; y b) que en el suelo ARCILLOSO, por el contrario, su escasa macroporosidad disminuye aún más con el hinchamiento propio de este tipo de suelos, por lo que el agua circula con mayor fuerza de rozamiento, *más lentamente*. Por eso la *conductividad hidráulica* en suelos saturados (o la *permeabilidad*) es mayor en suelos arenosos que en arcillosos.

En la figura 21 se ha representado de forma gráfica la evolución de los valores de *conductividad hidráulica* de estos dos tipos de suelo a medida que aumentan los valores de pF. A valores más altos que el del punto de cruce de las curvas, la escasa cantidad de agua retenida por el suelo arenoso se encuentra o rodeando las partículas o bien formando cuñas capilares entre partículas vecinas, con elevadas fuerzas de fricción que dificultan el movimiento, por lo que el valor de la *conductividad hidráulica* decrece bruscamente. En el suelo arcilloso, a estos valores de pF, la cantidad de agua es mayor y se encuentra ocupando los poros más finos, el agua circula por ellos hacia otros de parecido tamaño interconectados; de ahí que el descenso de la *conductividad hidráulica* sea más gradual.

Por tanto, cuando se consideran los aspectos dinámicos del agua en el suelo, tales como los de su *cesibilidad* a las plantas a través de las raíces, o a la atmósfera por evaporación, conviene tener en cuenta no sólo las cantidades presentes en el suelo (*reserva* de agua) sino también el potencial total del agua (su *energía* potencial específica), dado que con ello sabemos no sólo la dirección del proceso sino también la *velocidad* de su transcurso.

Por último, un concepto importante relacionado con la captación de agua por un suelo seco es el de la *difusividad hidráulica* de un frente, a partir de una zona húmeda. Experimentalmente hemos determinado la evolución del frente húmedo, en muestras de suelo de diferente naturaleza textural, desde una zona central, que tiene la misma humedad en todos los casos, hacia la zona seca que lo rodea (figura 22); comparando las gráficas pueden observarse las diferencias entre la evolución del frente en los diferentes suelos.

Por otra parte, en la figura 23 (izquierda) se ha representado la evolución de los valores de *difusividad hidráulica*, según el valor de la humedad de la zona central desde la que se extiende el frente, para las diferentes muestras de suelo; se puede observar que a medida que disminuye la humedad (mayor potencial matricial), disminuye la *difusividad hidráulica*. En la parte derecha se observa la evolución de los valores de *difusividad*, según los de potencial matricial de la zona de humedad inicial; se puede compro-

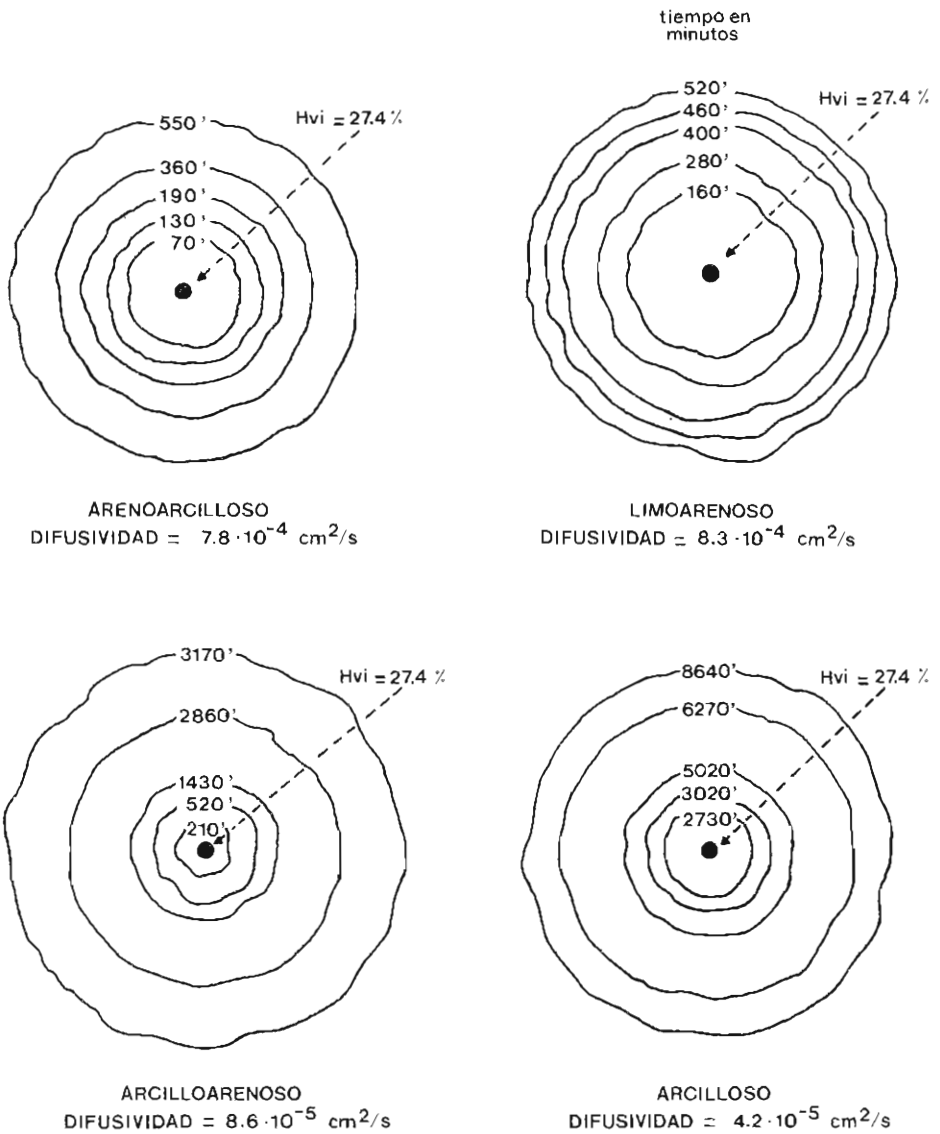


FIG. 22. Evolución de los frentes de humectación a partir de una zona con una misma humedad, en muestras de suelo de diferente textura (Tiempo, en minutos; humedad inicial, 27.4 %).

bar cómo al disminuir el potencial matricial aumenta la difusividad, de acuerdo con la teoría.

Estas breves consideraciones acerca de la *difusividad hidráulica* nos parecen de gran interés, ya que se trata de conceptos referidos al movimiento del agua en el suelo, relacionados entre sí. De hecho, matemáticamente el valor de la *difusividad hidráulica* de un frente con una determinada humedad es igual al producto del valor de la *conductividad hidráulica* por el de la pendiente de la curva característica de humedad.

### 3.6.2. *Movimiento del agua en medios heterogéneos*

En el estudio de la dinámica del agua en el suelo, hemos visto la necesidad de conocer no sólo la cantidad de agua presente, sino también el potencial de la misma. Con este conocimiento puede ya abordarse el estudio del comportamiento del agua en *medios heterogéneos*, tales como el correspondiente a capas de suelo de naturaleza textural diferente, o a la presencia de gravas y de pedregosidad dentro de una capa de textura homogénea, etc. En este sentido, como ejemplo, la figura 24 nos ilustra sobre el movimiento del agua en un volumen de 1 m.<sup>2</sup> de superficie y 100 cm. de profundidad ocupado de tres maneras diferentes por muestras de suelo:

- A) 50 cm. de suelo arcilloso sobre 50 cm. de suelo arenoso.
- B) 50 cm. de suelo arenoso sobre 50 cm. de suelo arcilloso.
- C) mezcla uniforme de ambos suelos en toda la profundidad.

Se comprueba experimentalmente, por la forma de los perfiles, claras diferencias.

*En la parte superior* de la representación se observa la diferente distribución del agua en profundidad después de recibir 140 mm. cada uno de los conjuntos de muestras de suelo (perfil «o»). Los perfiles intermedios («i») y finales («f») son también diferentes como consecuencia de la diferente infiltración y redistribución del agua en cada caso. El resultado es que la situación B (muestra arenosa sobre arcillosa) tiene la mayor *reserva de agua* ( $R = 130$  mm.) por tener lugar el drenaje más pequeño ( $D = 10$  mm.).

*En la parte inferior* de la figura se da cuenta del resultado del proceso de evaporación a que son sometidos a continuación los tres conjuntos por éso los perfiles son, en cada caso, los mismos, que los finales de la parte superior de la gráfica. Los conjuntos se van desecando, por evaporación del agua, con distinta intensidad (perfiles intermedios «i» y finales «f»). El resultado final es que hay una *economía* de agua en la situación B ( $E = 45$  mm.) debido a que al desecarse rápidamente la escasa reserva de agua de la capa arenosa, la de la arcillosa queda retenida por la dificultad de ascender a la superficie, y ello a pesar de ser la situación que comienza con una reserva

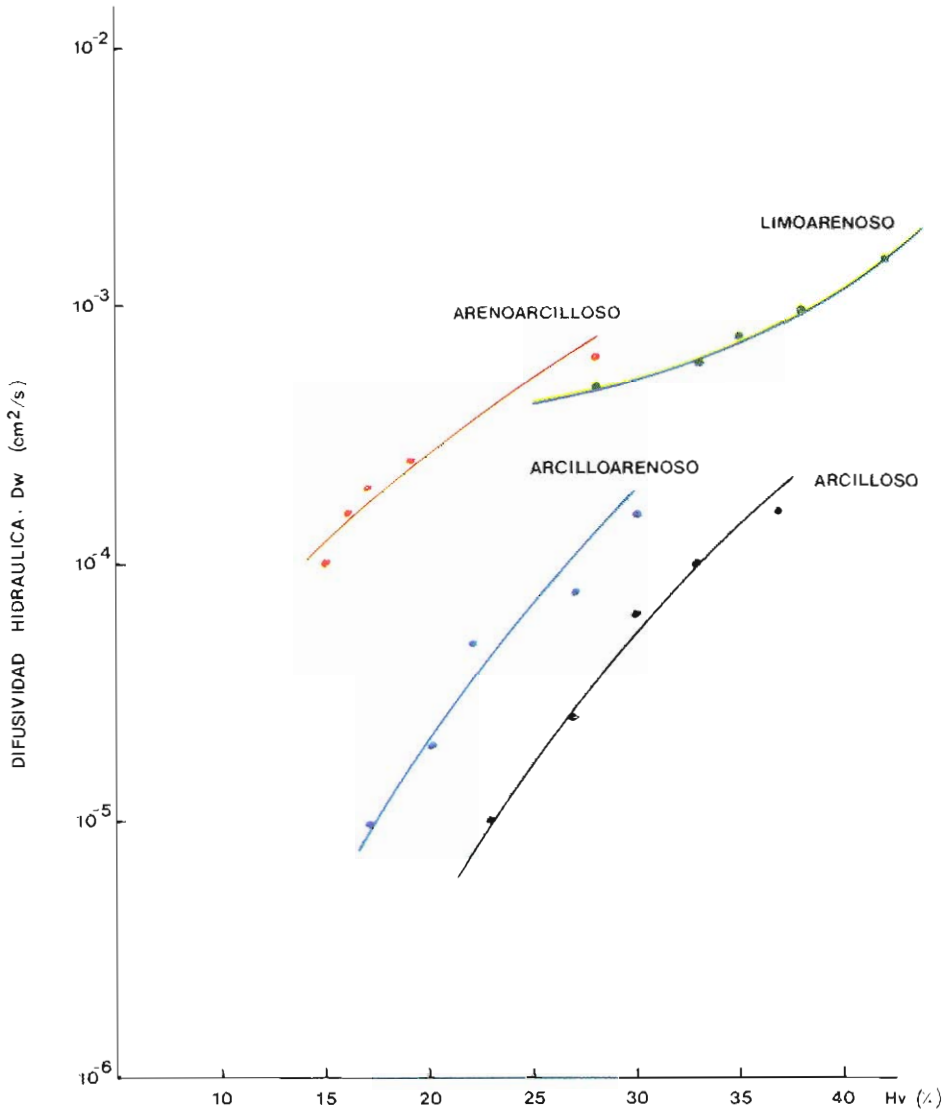


FIG. 23. Izquierda Variación de la difusividad hidráulica con la humedad volumétrica de la zona de partida del frente de humectación, en muestras de suelo de diferente textura.

inicial mayor ( $R_0 = 130$  mm.). Por el contrario, en la situación A se produce la mayor cantidad de evaporación (65 mm.), a pesar de tener la menor reserva inicial (110 mm.).

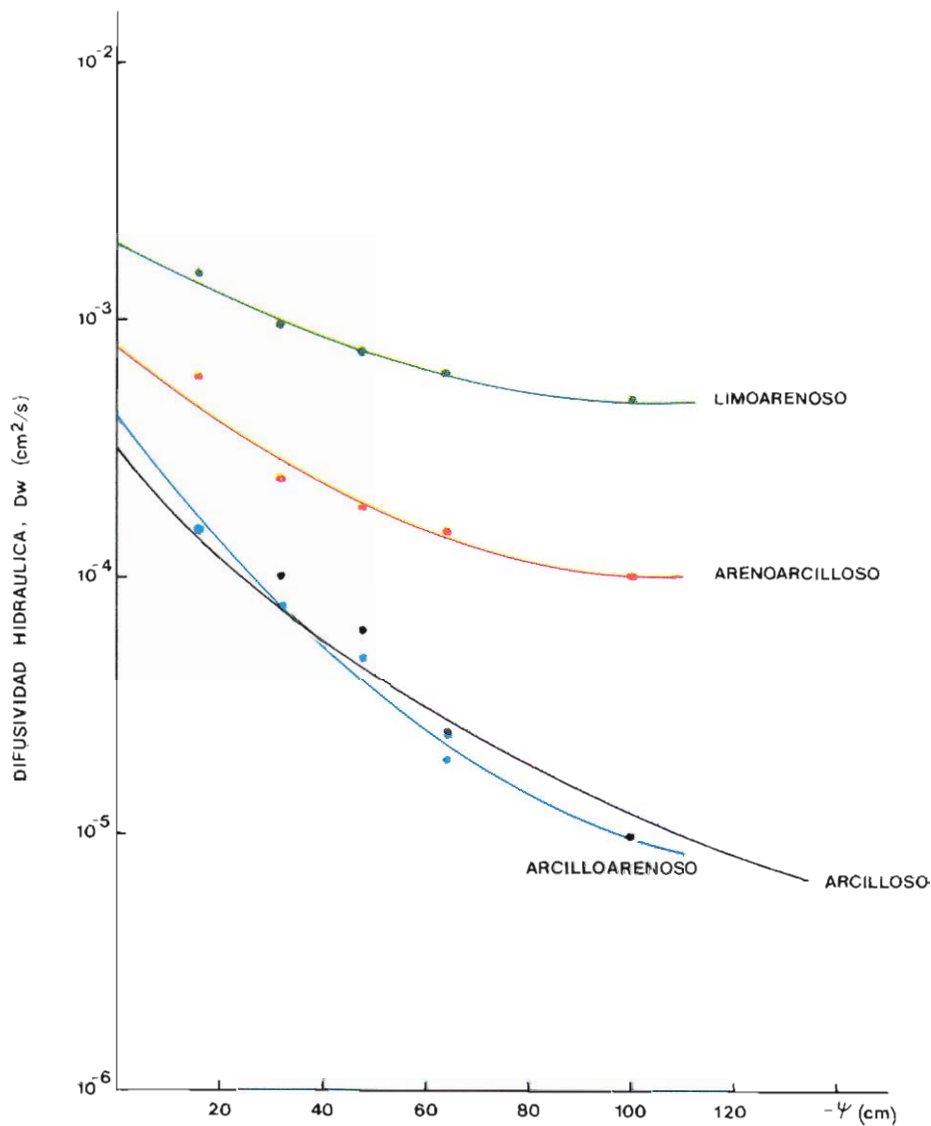


FIG. 23. Derecha. Variación de la difusividad hidráulica con el potencial matricial de la zona de partida del frente de humectación, en muestras de suelo de diferente textura.

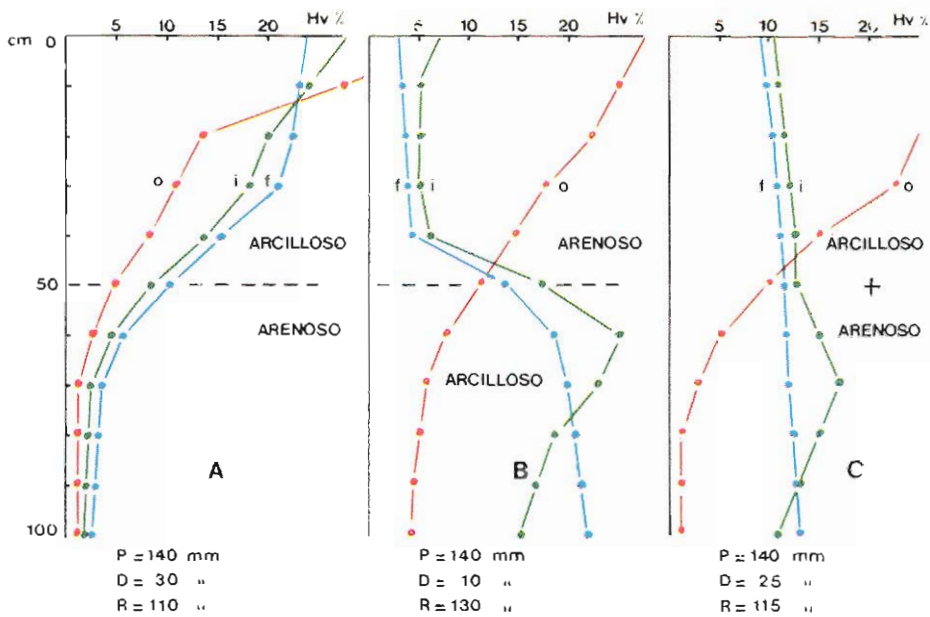


FIG. 24. Movimiento del agua en medios heterogéneos. Parte superior: Evolución de los perfiles de agua recibida ( $P = 140$  mm.), por cada una de las tres disposiciones (A, B, y C) de las muestras de suelo. Se representa, en cada caso, un perfil inicial «o», intermedio «i» y final «f», y se indica el valor de la reserva de agua con que queda el conjunto ( $R_0$ ), y el drenaje correspondiente ( $D$ )

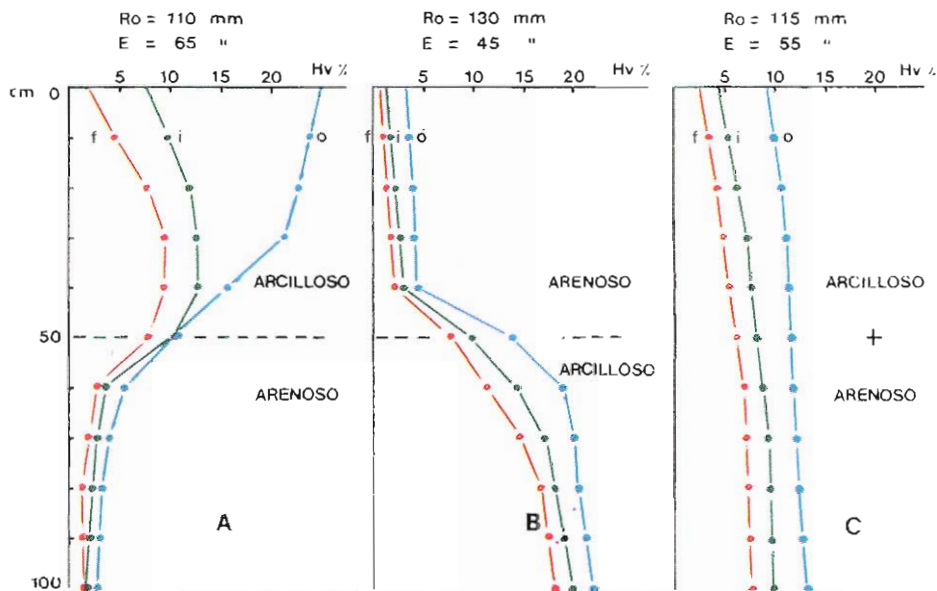


FIG. 24. Parte inferior. Evolución de los perfiles hídricos por la desecación durante el proceso de evaporación en las del ensayo anterior que tiene lugar a continuación, en las tres mismas disposiciones de las muestras de suelo.  $E$  es la evaporación acumulada durante el proceso.



#### 4. COMPORTAMIENTO MECANICO DEL SUELO

La cantidad de agua presente y las características del medio físico del suelo determinan, en un momento dado, su comportamiento mecánico. En efecto, la caracterización morfológica del suelo como un sistema trifásico, con su fase sólida constituida por materiales de distinta naturaleza, mezclados en diferentes proporciones y con una organización espacial determinada, lleva implícita el carácter dinámico de las formas en el tiempo. Cabe preguntarse, por ello, sobre el comportamiento del suelo cuando se le somete —por ejemplo, mediante su laboreo— a la acción de esfuerzos dirigidos.

Desde el punto de vista mecánico se dice que un cuerpo es de naturaleza *elástica* si cambia de forma cuando, sobre él actúa una fuerza y vuelve a recuperar la inicial al dejar de actuar la fuerza (por ejemplo, un muelle). Al contrario, se dice que es de naturaleza *plástica* cuando la deformación se mantiene. El suelo, va a tener un comportamiento intermedio entre ambos extremos, dependiendo de su textura, de la naturaleza de sus constituyentes y de la cantidad de agua retenida en su espacio poroso. Decimos que el suelo es de naturaleza *elastoplástica*.

En ingeniería civil interesa mucho conocer el comportamiento mecánico del suelo y de otros materiales empleados, fundamentalmente sus características de plasticidad y de soporte de cargas y tensiones. Las técnicas en uso para este fin tratan de poner de manifiesto, por vía empírica, cuáles son los materiales y los grados de humedad óptimos para que una determinada compactación se mantenga firme a lo largo del tiempo, sin ocasionar ni rupturas ni fisuras.

Desde el punto de vista edafológico interesa también este conocimiento, pero con una finalidad distinta. Es decir, interesa conocer el comportamiento mecánico del suelo considerado como soporte de la producción agrícola, lo que significa saber la capacidad del suelo para resistir a una determinada acción de compactación y recuperar o mejorar la fertilidad física. A este

conocimiento se llega también por vía empírica, y actualmente se dispone de correlaciones estadísticas que permiten establecer las propiedades texturales —contenidos de arcilla y de materia orgánica, fundamentalmente— y los valores de humedad óptimos para un conveniente trabajo del suelo que, modificando inicialmente su estructura, posibilite una mejora de las condiciones físicas, sin dar lugar a una compactación, general o localizada, no recuperable de manera natural.

En este sentido, en cuanto a la *capacidad de soporte* de cargas por el suelo, hay que decir que:

— los de textura poco arcillosa (arenosas, arenolimosas y limoarenosas) tienen capacidades de soporte altas a humedades inferiores o iguales a la capacidad de campo.

— los de textura arcillosa tienen capacidad de soporte alta en el estado seco y pierden esta cualidad cuando están húmedos.

De ahí que una de las motivaciones esenciales del drenaje de los suelos sea aumentar la capacidad de soporte de los terrenos agrícolas.

En cuanto a la *sensibilidad al apelmazamiento* del suelo, puede decirse que es baja cuando la humedad lo es y que crece proporcionalmente al aumentar aquélla y el contenido de arcilla del suelo. El crecimiento de la compacidad de una muestra depende de la energía aplicada a la misma y de la constitución del suelo, siendo máximo para contenidos de arcilla entre el 10 y el 20 %. Los suelos ligeros, excepto si se trata de arenas, son muy sensibles al apelmazamiento y los arcillosos, cuando están húmedos se deforman sin apelmazarse.

Conocidos los comportamientos mecánicos y estructurales de los suelos, la evolución espontánea de su estado físico bajo la influencia de los factores climáticos o biológicos puede ser modificada mediante el conveniente trabajo del suelo. El problema estriba en la reagrupación y generalización de estos comportamientos. Para ello, la realización de mapas edafológicos temáticos es de gran utilidad ya que permiten la generalización de los resultados puntuales. En este sentido cabe destacar que una unidad de suelos representa un sistema heterogéneo en el que pueden diferenciarse relaciones eficaces entre parámetros de acceso fácil (por ejemplo, la textura) y comportamientos complejos. De ahí que la etapa cartográfica debiera preceder y luego seguir las investigaciones concernientes al funcionamiento físico de los suelos.

De manera esquemática en la figura 25 se trata de poner de manifiesto cómo el *comportamiento mecánico del suelo* depende de causas intrínsecas y externas al mismo. Entre las primeras destaca la propia consistencia del

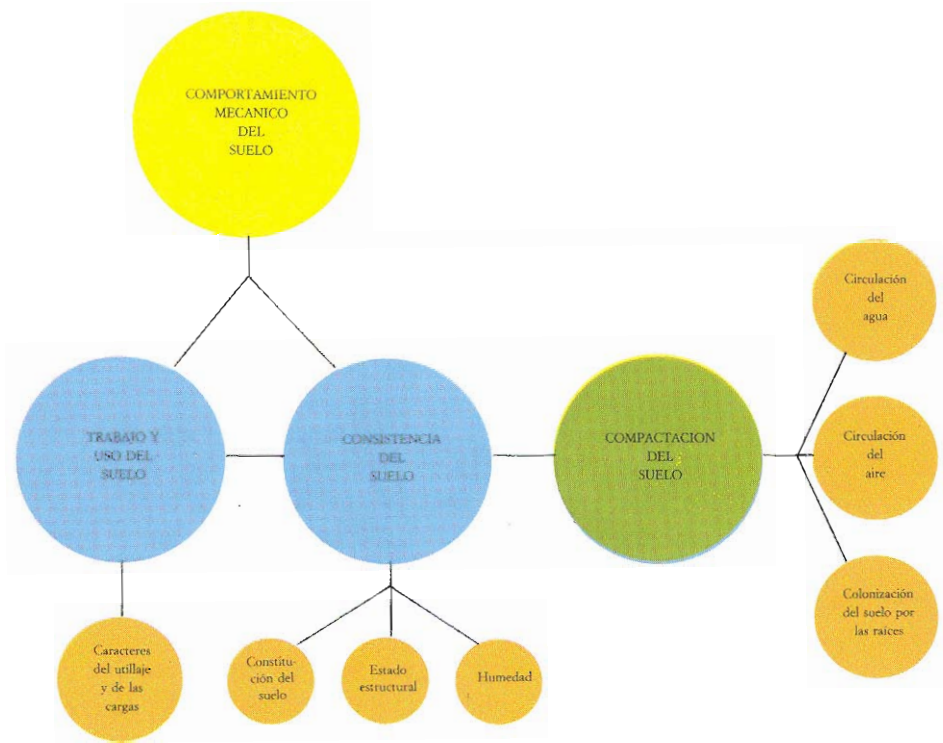


FIG. 25 Comportamiento mecánico del suelo. Las modalidades del uso del suelo y del trabajo al que se le somete, sus propias características (constituyentes, estado estructural) y la humedad modifican su compactación, lo que incide sobre tres aspectos fundamentales del suelo: la circulación del agua y del aire, y la colonización por el sistema radicular.

suelo, dependiente de su constitución, del estado estructural y de la humedad. Las externas se refieren al trabajo y uso del suelo, que depende de las características del utillaje y los tipos de cargas a que se somete el suelo. Finalmente, se destacan las consecuencias que conlleva la compactación no deseada del suelo, negativas en cuanto a la circulación del agua y del aire y respecto a la colonización del suelo por las raíces de las plantas.

## 5. TEMPERATURA DEL SUELO

En *Física del Suelo* el estudio de la temperatura viene imperado por la incidencia que tiene sobre: el régimen hídrico, sobre el desarrollo vegetal y actividad microbiana, sobre la transformación de la materia orgánica, etc. La temperatura es un importante factor ecológico del suelo, en el que en general «todo» está relacionado. Así, gradientes de temperatura entre dos puntos del suelo dan lugar a desplazamientos de agua entre ellos; por otra parte, la humedad del suelo influye sobre su régimen térmico en razón de los caracteres térmicos del agua, muy diferentes a los de los componentes sólidos y a los del aire. A su vez el régimen térmico del suelo depende de la fuente de calor y de las características de los componentes del suelo.

El suelo tiene como FUENTE ENERGÉTICA fundamentalmente la radiación solar. Y entramos aquí en un tema que es punto común de diversas disciplinas científicas. Desde una consideración agronómica es sabido que el desarrollo vegetal consiste en la captación de energía solar, en condiciones no limitantes de agua y de nutrientes en el suelo; en un marco geofísico más general, el sol y el agua provocan y gobiernan conjuntamente los balances hídricos y energéticos en la superficie terrestre; en la evaporación desde superficies de agua libre, plantas y el suelo, y en la transpiración vegetal, se consume parte de la radiación solar y se proporciona vapor de agua a la atmósfera; mediante este gasto de energía y por la presencia de masas de vapor de agua en la atmósfera, *se regula la propia radiación solar, manteniéndose a niveles biológicos.*

En la figura 26, por una parte (izquierda) se representan los términos del balance hídrico de una forma simplificada: precipitación y condensación (P) junto con la ascensión capilar, desde una posible capa freática, constituyen las entradas. La escorrentía superficial, el drenaje por gravedad y la escorrentía en profundidad son las salidas. R es la variación de la reserva de humedad del suelo. El resultado final del balance es la cantidad de agua *evapotranspirada* (E), que depende lógicamente de la cuantía del desarrollo radicular.

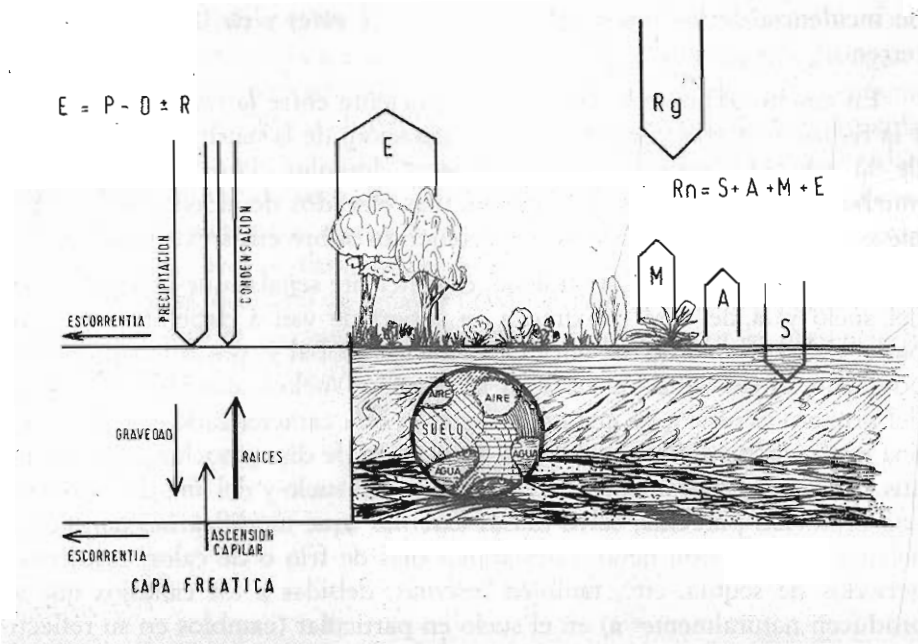


FIG. 26. Balance hídrico y energético en el sistema suelo-planta-atmósfera. Con el esquema se trata de indicar que la masa de agua evapotranspirada entre dos fechas es el resultado de la suma de los términos, precipitación, drenaje y variación de la reserva de agua del suelo, parte del agua de las precipitaciones se pierde por escorrentía superficial. De la infiltrada en el suelo, una parte se pierde por gravedad hacia capas más profundas. En algunos casos puede aumentar la reserva por la existencia de una capa freática

Desde el punto de vista energético, la energía consumida en el proceso de evapotranspiración es uno de los términos del balance correspondiente; la radiación neta ( $R_n$ ) se consume además en calentar el suelo ( $S$ ), el aire próximo a él ( $A$ ), y en el calentamiento de la vegetación y en los procesos metabólicos y fotosíntesis ( $M$ ). La radiación global ( $R_g$ ) es la suma de la radiación neta más la reflejada

En la misma figura (derecha) están los términos del balance energético, en primer lugar la radiación global ( $R_g$ ), que es la suma de la radiación neta ( $R_n$ ) y de la radiación reflejada. Parte de la radiación neta se consume en calentar el suelo ( $S$ ), el aire que está junto a él ( $A$ ) y la vegetación ( $M$ ) (y en el proceso de fotosíntesis, de pequeña cuantía), y en el de evapotranspiración ( $E$ ).

Por otra parte, tanto la cuantía de la radiación recibida como la reflejada por el suelo dependen, y mucho, de la situación geográfica del lugar (ángulo

de incidencia de los rayos del sol y altura de éste) y de la exposición del terreno.

En cuanto al porcentaje de *albedo* (cociente entre la radiación reflejada y la radiación global) depende de la vegetación, de la naturaleza del suelo y de su color. Es grande en suelos secos y de color claro, pero disminuye mucho si están húmedos. Los valores más elevados de albedo se dan en la nieve y en las arenas. No vamos a detenernos sobre estos extremos.

Dado el objetivo de este trabajo, es suficiente señalar que la temperatura del suelo y la del aire próximo a su superficie van a depender, por una parte, del resultado del balance de radiación global y, por otra, del correspondiente al de radiación neta en la interfase suelo - atmósfera. El efecto del primero es obvio; en cuanto al segundo está caracterizado por presentar una *evolución periódica* regular con la sucesión de días y noches, y de inviernos y veranos. Lógicamente, la temperatura del suelo y del aire deben seguir una evolución parecida, salvo *causas externas* (que modificarían también el balance de radiación neta), tales como: olas de frío o de calor, tormentas, períodos de sequía, etc., también *internas*, debidas a los cambios que se producen naturalmente: a) en el suelo en particular (cambios en su reflectividad o en su conductividad térmica, como consecuencia de la alternancia de los procesos de humectación - desecación en superficie, y también en profundidad, por cambios texturales o de organización espacial), y b) en el sistema suelo - planta - atmósfera, en general; cabría considerar también las modificaciones artificiales debidas a la acción del hombre sobre cada uno de los tres componentes de este sistema, pero ello nos alejaría del objetivo de este trabajo. Veamos por tanto cuales son los *condicionantes generales*.

En cuanto al suelo, el *flujo* y el *transporte*, de los que es reflejo el *perfil térmico*, (es decir, la temperatura en cada una de las cotas de profundidad del suelo) dependen de las características generales y de las térmicas de sus componentes. EL CALOR ESPECÍFICO (calorías necesarias para elevar un grado centígrado la temperatura de un gramo de una sustancia: cal/gr ° C) *en el caso del agua y del humus es muy superior al de los otros componentes sólidos del suelo* (principalmente cuarzo y silicatos) y al del aire. De ahí que la CAPACIDAD CALORÍFICA (producto del calor específico por la masa: cal/°C) *sea mayor en suelos orgánicos y húmedos que en suelos minerales y secos*. Por último, la CONDUCTIVIDAD TÉRMICA (calorías/segundo que atraviesan una profundidad de un centímetro de suelo, existiendo entre sus extremos una diferencia de un grado centígrado: cal/s. cm. ° C) *es muy baja en los suelos porosos y secos, y alta en los compactados y húmedos*, al aumentar el contacto entre los sólidos, y por ser el agua unas 20 veces mejor conductor del calor que el aire.

Dado que el suelo es un sistema de tres fases, es lógico que su CONDUCTIVIDAD TÉRMICA dependa de la porosidad y de los porcentajes de agua y aire que la ocupa en cada caso. Como quiera que el aire es un pésimo conductor del calor, los suelos arcillosos (con pequeño tamaño de partículas y, por ello, de elevado volumen de microporos) se comportarán como aislantes del calor en estado seco. En general, la CONDUCTIVIDAD TÉRMICA disminuye según la secuencia: arenas > arcillas > turba. Por otra parte, la compactación, al provocar disminución de la porosidad y aumento de contacto entre partículas, ocasiona una mayor CONDUCTIVIDAD TÉRMICA, pero en todo caso el aumento es siempre comparativamente mayor por la presencia de humedad en el suelo (figura 27).

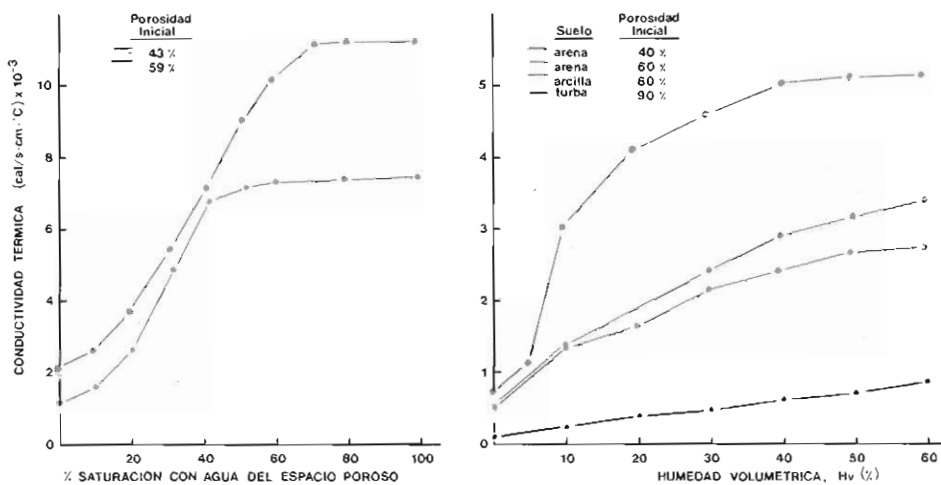


FIG. 27. Variación de la conductividad térmica del suelo con la humedad y con la porosidad inicial. Izquierda: En un mismo suelo, pero con dos valores diferentes de porosidad inicial, saturada progresivamente con agua.

Derecha: En muestras de suelo de diferente naturaleza y textura, con su correspondiente porosidad inicial, progresivamente saturada con agua (Baver y otros; 1972)

En cuanto a la PLANTA, si bien su efecto sobre la temperatura del aire del suelo dependen de las características de ésta y del estado de desarrollo del cultivo, puede decirse que, en general, la vegetación constituye, al mismo tiempo, una cubierta aislante del calor que pierde o que recibe el suelo, y un agente modificador de la temperatura del aire.

Finalmente, el estado de la ATMÓSFERA (fundamentalmente la velocidad del aire, la concentración de partículas en suspensión y el grado de humedad) condiciona el valor de la temperatura del aire y del suelo, por incidir sobre el proceso de evapotranspiración y, en consecuencia, sobre el balance de calor en el suelo y en el aire. Un análisis más profundo de estos factores, y en su relación con el suelo, es de indudable interés, pero se aparta del propio de este trabajo.

El estudio del régimen térmico del suelo es una labor compleja. Comenzando porque es poco frecuente la medida de la temperatura del suelo en superficie y en profundidad, a no ser en escasos observatorios meteorológicos, o bien en trabajos especiales. Por el contrario, la medida de la temperatura del aire es más usual, pudiendo contarse con relativa facilidad con largas series cronológicas de datos que, ordenados y modelados según determinadas leyes, permiten definir, con auxilio de otras variables meteorológicas, el clima de una zona, por una parte, y, por otra predecir el régimen térmico del suelo si se conocen sus características térmicas (en base a la naturaleza, ordenación espacial, relieve y estado hídrico del suelo, y tipo de cultivo).

La figura 28 se ha elaborado con los datos de temperatura diarias (a tres horas del día, tanto del aire a un metro de altura como del suelo a tres profundidades) del Observatorio Meteorológico de la Finca Experimental «Muñovela», del C.S.I.C. (proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología), correspondiente a los años 1978 a 1984. Ordenando por décadas diarias, se han representado las temperaturas medias de un día de la segunda década de los meses siguientes: enero (INVIERNO), abril (PRIMAVERA), julio (VERANO) y octubre (OTOÑO). Como se observa, en todas las estaciones del año la temperatura matinal del aire es inferior a la del suelo, con una diferencia máxima de 7.8 °C en el verano. Al mediodía, en el invierno, la temperatura del aire supera a la del suelo. El signo de las pendientes de los perfiles térmicos informa del sentido en que evoluciona el proceso de *transmisión de calor*: si es negativo hacia arriba, y viceversa si es positivo. Así, en invierno y otoño se produce ascenso de calor durante el día desde capas profundas, al contrario que en primavera y verano. Por último, superponiendo al eje de profundidades el de evolución temporal, se puede estudiar comparativamente la *evolución de los valores de temperatura máxima*



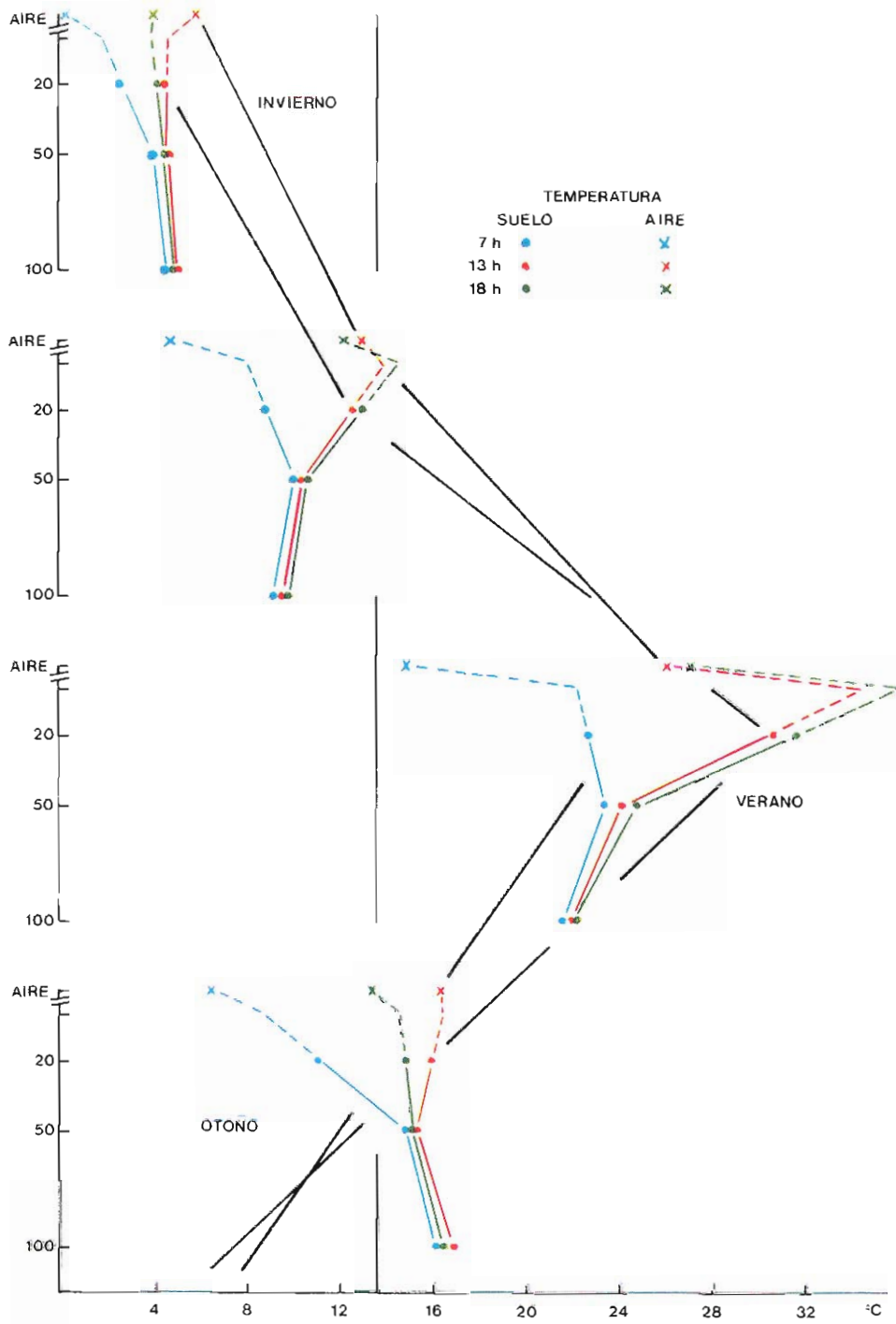


FIG. 28. Evolución de la temperatura del suelo, a tres profundidades, y de la del aire, a tres horas del día, durante el año.

*del aire la y, del suelo a 20 cm.* Puede observarse el carácter cíclico periódico de ambas curvas, así como el desfase temporal entre ellas: el aire alcanza su valor máximo de temperatura antes que el suelo; asimismo las oscilaciones de temperatura son menores a medida que se profundiza en el suelo.

## 6. EL MEDIO FISICO DEL SUELO Y LA PLANTA

El suelo es el soporte poroso en el que las plantas desarrollan su ciclo vital; en él encuentran un *ambiente propicio* y los *nutrientes necesarios*, contando también con la aportación del clima. SUELO (con agua, aire y nutrientes), ATMÓSFERA Y PLANTA constituyen un sistema del que depende la vida y desarrollo de aquéllas. Lógicamente, la PRODUCCIÓN VEGETAL está en función de la interacción de los componentes del sistema y, por tanto, de la naturaleza y características de cada uno de ellos. Es éste un campo en el que en la actualidad se desarrolla una intensa investigación por especialistas de diversas disciplinas científicas. En nuestro caso el estudio del tema tiene el suelo como núcleo o línea medular. En este capítulo se tratan los aspectos más relevantes del MEDIO FÍSICO DEL SUELO en relación con la planta. Consideraremos en primer lugar la función que el agua desempeña en ella, y después la *exploración del suelo por las raíces*, actividad que viene a constituir el eslabón que une suelo y planta. Terminaremos por estudiar aspectos relacionados con la cuantía y variación de la *reserva de agua* en el suelo, y con la *evapotranspiración* del agua por el conjunto suelo - planta, fenómeno que significa el lazo de unión planta - atmósfera, y por ello del sistema «agua - suelo - planta - clima».

En términos generales, los expertos conceden a la humedad del suelo la categoría de FACTOR LIMITANTE DE LA PRODUCCIÓN VEGETAL, después de que, a lo largo de muchos años, se han venido introduciendo sustanciales mejoras en selección de semillas, en técnicas de cultivo, en empleo de abonos, etc., tras comprobar la existencia de un techo en el rendimiento si fallan las condiciones físicas del suelo, que es fértil en la medida que posea humedad suficiente durante el proceso vegetativo de la planta. Esta necesidad de agua es conocida, si bien de forma empírica, desde que el hombre comenzó a cultivar la tierra. El hecho de la relación directa entre contenido de agua en el suelo y desarrollo vegetal ha impulsado el estudio de la que existe entre el agua y la planta. La función múltiple que el agua ejerce en la vida y creci-

miento de los vegetales es aspecto de un TEMA MONOGRÁFICO venidero que estudiará, con la amplitud debida, las *bases fisiológicas de la producción vegetal*. Pero es preciso hacer ahora alguna breve consideración al respecto.

— Puede decirse que el agua realiza funciones simplemente «físicas» al actuar como VEHÍCULO que en disolución acarrea nutrientes desde el suelo a las distintas partes de la planta, y al contribuir a mantener el estado de turgencia (contrario al de marchitez), es decir la normal disposición espacial de órganos y tejidos, que así pueden recibir la adecuada iluminación. Algunos autores, a esta acción del agua en las plantas la consideran como función de ESQUELETO.

— CONSTITUYENTE PRINCIPAL de la materia viva (un 80 % aproximadamente) el agua es el DISOLVENTE en cuyo seno tienen lugar diferentes reacciones químicas en las diversas partes de la planta; en ellas interviene el agua: bien como reactivo (fotosíntesis), como producto intermedio (hidrólisis), o producto final (respiración).

— Por otra parte el agua viene a ser como un REFRIGERADOR para la planta al consumir en su evaporación el exceso de calor acumulado en hojas y tejidos. La falta de agua trae como consecuencia el recalentamiento del vegetal, y una modificación progresiva de su organización interna; uno de sus primeros efectos es la disminución del crecimiento, y por la creciente dificultad para el transcurso de sus procesos vitales la planta *enferma*. En estas condiciones las proteínas se descomponen formando productos tóxicos, como el amoníaco. En fin, impedida de realizar sus funciones metabólicas, la planta *muere*.

— Para terminar, hay que recordar que existe un tránsito de agua en fase de vapor desde las plantas hacia la atmósfera, denominado *transpiración*. Su cuantía es muy superior a la que contiene en su estructura, unas cien veces más si contabilizamos, por ejemplo, la de todo el proceso vegetativo de una cosecha anual. Acerca del fenómeno mixto, evaporación desde el suelo y transpiración de la planta, y de sus modalidades trataremos al cierre de este capítulo; volvamos ahora al suelo.

## 6.1. EXPLORACIÓN DEL SUELO POR LAS RAÍCES

Es sabido que las terminaciones más finas de las raíces entre los poros del suelo, y en contacto con los agregados, obtienen de aquéllos el oxígeno y, de las películas que rodean a los agregados, el agua. El suelo debe poseer condiciones físicas apropiadas para que la raíz pueda desarrollarse y cumplir su doble misión: la alimentación hídrica de la planta y su respiración. Puede decirse que *la raíz se forma y se conforma según el medio en que tiene que desarrollarse*. En cualquier caso, en general, los caracteres del perfil del suelo que afectan al crecimiento de la raíz son: su *consistencia* (y la presencia

de elementos gruesos) por cuanto representan un impedimento mecánico al crecimiento, la *densidad aparente*, la *estructura* y la *humedad del suelo*. Se puede comprobar por observación directa que las raíces, si en la exploración del suelo encuentran un horizonte o zona compactados, detienen su crecimiento o cambian su trayectoria hacia zonas más favorables, con densidad aparente menor; también puede suceder que la raíz encuentre grietas, penetrando por ellas. Ha podido comprobarse que un trabajo mayor de la raíz para vencer el impedimento mecánico del suelo incrementa sus necesidades respiratorias, su consumo de oxígeno. Lógicamente, suelos de textura arenosa ofrecen por lo general menos resistencia a la penetración que los arcillosos, que suelen estar más compactados. Por otra parte, también ha quedado establecido que el tamaño menor de hueco del poro no debe ser inferior al diámetro de las raíces más finas, para un buen desarrollo del sistema radicular.

También la *estructura* del suelo afecta el normal funcionamiento de las raíces, ya que de aquélla depende: la porosidad, la aireación y la permeabilidad del suelo. Una buena porosidad posibilita la aireación, un ambiente renovable, rico en oxígeno, que es necesario no solamente para la respiración radicular, sino también para la toma de agua y de nutrientes, como ha sido comprobado por los especialistas. En cuanto a la permeabilidad, asegurada por una buena dosis de macroporos, se entiende su necesidad en orden a un buen drenaje del suelo; lo contrario, el exceso de humedad por deficiente drenaje o por la presencia de una capa freática, crea condiciones anaerobias debido a la no renovación de los gases (entrada de  $O_2$  y eliminación de  $CO_2$ ) y la raíz detiene su crecimiento.

Como resumen, puede asegurarse, por conocimiento experimental, que la DENSIDAD APARENTE Y LA POROSIDAD DEL SUELO SON FACTORES LIMITANTES DEL DESARROLLO VEGETAL.

La *falta de humedad* es otra causa lógica de inhibición del crecimiento radicular. La raíz no crece de no existir humedad. Pero a medida que la zona superficial del suelo explorada por las raíces se va desecando el potencial del agua que queda es mayor, y el resultado es un movimiento capilar del agua desde donde se encuentra a menor potencial (menos firmemente retenida por el suelo) hacia aquélla zona. Al mismo tiempo que las raíces crecen hacia zonas más húmedas, continuando su desarrollo. De ahí que una escasa *conductividad hidráulica* en un suelo insaturado sea un factor limitante del desarrollo de las raíces, dado que la conductividad gobierna la velocidad de cesión de agua a las raíces.

## 6.2. RESERVA DE HUMEDAD DEL SUELO

De la cuantía de la *reserva de humedad* del suelo está dependiendo, como acabamos de indicar, que las raíces puedan disponer de las necesi-

dades consuntivas de agua que tienen las plantas y de la concentración suficiente de oxígeno para su respiración. A su vez, la cuantía de la reserva de humedad depende, *en cuanto al suelo*, de la naturaleza y características de su perfil; y *en cuanto al clima*, de los aportes que reciba por las precipitaciones y del consumo en el proceso de evapotranspiración.

En cuanto al suelo, nada nuevo hay que decir, sino aplicar lo que fue explicado en el capítulo 3 respecto a su capacidad de retención de agua y a las modalidades de su movimiento, tanto en régimen saturado como insaturado. Y en tal sentido conviene destacar que *la reserva de agua en el perfil del suelo y las características de su conductividad en régimen insaturado, constituyen dos factores importantes que, por deficiencia, pueden limitar el desarrollo vegetal*. En general hay que distinguir claramente entre las características de los elementos gruesos y los de la tierra fina.

Los *elementos gruesos* del suelo —piedras (200 - 50 mm.), guijarros (50 - 20 mm.), grava (20 - 5 mm.) y gravilla (5 - 2 mm.)— se consideran como masa inerte frente a las propiedades que posee la *tierra fina*, pero no dejan de poseer propiedades físicas importantes a tener en cuenta. Así, su presencia reduce la compactación o apelmazamiento de los suelos arcillosos, favorecen por tanto las labores (siempre que su contenido y tamaño no sea excesivo), así como la fisuración, la infiltración del agua (cuyo recorrido aumenta y así las raíces pueden disponer mejor de ella). Por otra parte limitan las pérdidas de humedad del suelo por evaporación, al interrumpir los hilos de agua de la capilaridad ascendente, creando una especie de manto protector contra la evaporación. Los elementos gruesos de la superficie del suelo limitan la acción erosiva del agua de lluvia y del viento, actuando como una coraza del suelo. Por último cuando poseen cierta porosidad (margas calizas, areniscas, etc.) pueden retener hasta un 25 % en peso de humedad. Por lo que respecta a elementos gruesos orgánicos (restos de raíces o rastrojos), pueden contribuir al aumento del espacio poroso útil para la retención de agua y aire, al mismo tiempo que a limitar la erosión hídrica y eólica.

Los caracteres de la *tierra fina*, en concreto su textura y el contenido de materia orgánica, determinan en el suelo una estructura que da lugar a una porosidad determinada, al mismo tiempo que a una repartición de ella entre macro y microporos. Y es todo este conjunto de *caracteres físicos* los que gobiernan la forma de la curva característica de humedad como ya fue explicado, por lo que hay que estudiar en cada caso la naturaleza de los diferentes horizontes del suelo, y determinar la capacidad de retención de agua, sus valores en los puntos característicos *capacidad de campo* ( $pF = 2.5$  ó  $1/3$  atm.), y *punto de marchitamiento* ( $pF = 4.2$  ó  $15$  atmósferas), y calcular su diferencia, valor que suele denominarse *agua útil* para las plantas. Tam-

bién es interesante conocer el valor de la denominada *agua gravitacional*, es decir la comprendida entre la que tiene el suelo saturado ( $pF = 0$ ) y cuando está a capacidad de campo, ya que al ser agua fugaz, poco útil para las plantas, puede dar idea del lavado del suelo y de la pérdida de nutrientes que ello comporta. Ya hemos visto que, en general, suelos de textura gruesa o con elevado porcentaje de macroporos son de buen drenar, aireados y con pequeña retención de agua; y por el contrario, suelos de textura fina, o con buen contenido de materia orgánica, poseen elevada capacidad de retención de agua, aunque pueden ser asfixiantes en el primer caso, si el agua no drena con facilidad después de recibir una buena cantidad, por la lluvia o el riego.

En la competencia por el agua entre el suelo y la planta se habla de *cesibilidad de agua del suelo a la planta* a la facilidad con que ésta puede aprovisionarse de la disolución acuosa del suelo; depende del potencial del agua en cada caso y en cada suelo. Según las dos características hídricas del suelo, capacidad de retención de agua y conductividad (o su consecuencia: cesibilidad), veamos cuatro tipos de suelos bien característicos: arcillosos, arenosos, de textura equilibrada (francos) y suelos que presentan superposición de una capa arenosa sobre una arcillosa, por ejemplo (luvisoles).

a) en los *suelos arcillosos* la retención y la conductividad son mayores que en los arenosos, por lo que es mayor la cesibilidad del agua a las plantas, siendo el suelo arcilloso, por tanto, mejor soporte para las plantas que el arenoso. Estos suelos admiten aportes grandes de agua, por lluvia o por riego, pero conviene que estén distanciados en el tiempo; lo contrario puede acarrear saturaciones permanentes o prolongadas y por ello asfixia radicular.

b) en los *suelos arenosos* el agua es retenida en menor cantidad y con menor potencial la mayor parte; es más libre, más fugaz, se pierde rápidamente por infiltración y evaporación y se mueve más lentamente en condiciones de insaturación que en los arcillosos, por lo que un suelo arenoso puede ser fértil con aportes de agua (por lluvia o riego) pequeños y frecuentes.

c) los suelos de *textura equilibrada* suelen ser los más favorables por poseer retención y movilidad del agua intermedias.

d) *en suelos que presentan una capa ligera en superficie sobre una arcillosa*, algunos luvisoles, por ejemplo, el agua se almacena en la arcilla y su movimiento ascendente hacia la superficie de evaporación se ve dificultado por la capa arenosa, aumentando de este modo la eficacia del agua en relación con la planta (siempre que no se den condiciones limitantes en cuanto a propiedades mecánicas del suelo y en cuanto a su permeabilidad al agua y al aire); por otra parte, la capa superficial de textura arenosa favorece la

infiltración del agua de precipitaciones o de riego y actúa como de cubierta térmica de la capa arcillosa, en donde se desarrollan con más intensidad las raíces de las plantas.

TABLA 3. RESERVA DE AGUA UTIL DE TRES TIPOS DE SUELOS

SUELO	Profundidad (cm)	pF 2.5 H. (%)	pF 4.2 H. (%)	Reserva total (mm)
Cambisol húmico	0 - 25	26	16	94
	25 - 50	23	12	
	50 - 75	19	10	
	75 - 100	17	9	
Cambisol vértico	0 - 13	43	28	140
	13 - 40	47	31	
	40 - 70	42	28	
	70 - 100	26	15	
Luvisol órtico	0 - 20	22	11	166
	20 - 40	20	13	
	40 - 75	36	25	
	75 - 100	33	23	

En los *Cambisoles* predomina la retención de agua en los horizontes superiores mientras que en los *Luvisoles* predomina en los inferiores, más arcillosos. Los *Cambisoles vérticos* suelen poseer altos valores totales de reserva de agua útil, por la naturaleza arcillosa de gran parte del perfil.

La *reserva de agua útil* (%) es, por definición, la diferencia entre (H %) a pF 2.5 y (H %) a pF 4.2; a su expresión en mm se llega multiplicando el valor H % por la densidad aparente ( $g/cm^3$ ) y por la altura (dm) del horizonte del perfil del suelo.



Desde un punto de vista dinámico hay que considerar que, si bien el suelo es como un depósito de agua abierto y sin fondo teórico, y que su magnitud depende de la naturaleza, de los caracteres físicos y de la profundidad del suelo, también hay que decir que, como ya vimos, la reserva de agua en el perfil del suelo es variable a lo largo del ciclo hidrológico, y del ciclo vegetativo. Se puede decir, asimismo, que el suelo es como un «banco» donde están depositadas las reservas de agua. De él se sabe que hay «reintegros», por evaporación y por consumo de las plantas, y «entregas en efectivo», por precipitaciones; aunque nunca a fecha fija, especialmente estas últimas. Una buena comprensión de esta dinámica puede lograrse observando las representaciones de la figura 29, que muestra la evolución de la

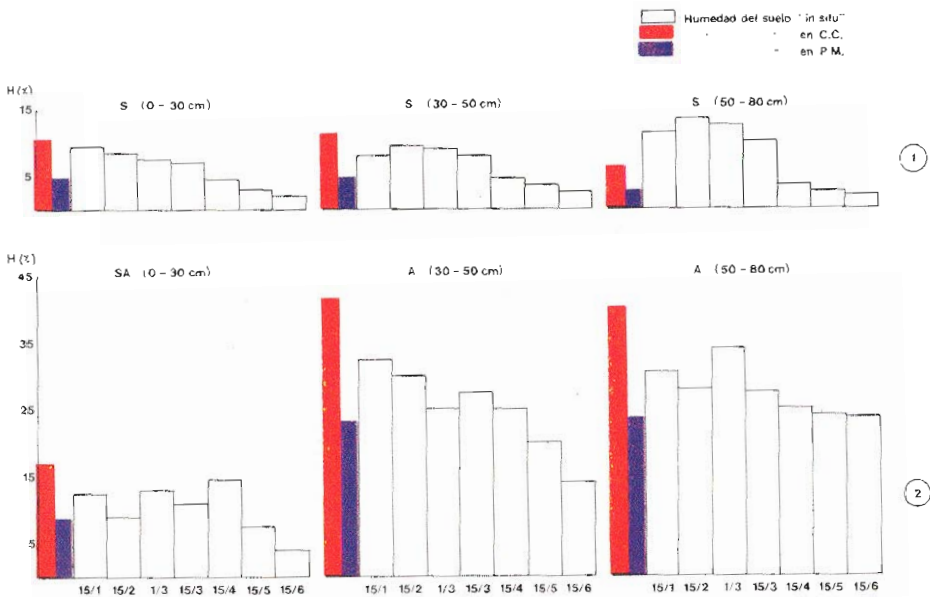


FIG. 29. Evolución de la humedad en dos tipos de suelos naturales diferentes. Parte superior, un fluvisol con los tres horizontes arenosos. Parte inferior, un luvisol con horizontes profundos arcillosos. Como referencia, se indican los valores de humedad a la capacidad de campo y en el punto de marchitamiento correspondientes, para conocer la magnitud relativa de la reserva de humedad del suelo en cada fecha.

humedad de dos suelos diferentes de nuestra Región. En efecto, partiendo de la situación de suelo próxima a la *capacidad de campo* en los dos casos (suelos situados en la misma zona geográfica) puede observarse cómo la humedad, determinada periódicamente, va disminuyendo en ambos, fundamentalmente por dos causas: el consumo de agua para satisfacer las necesidades hídricas de las plantas (transpiración la mayor parte) y a causa de la evaporación desde el mismo suelo. La distinta naturaleza de éstos queda reflejada en la forma de las representaciones; con un mismo cultivo cereal (campana 1982-83) en el suelo (1) de textura arenosa en sus tres horizontes (tipificado como Fluvisol) la reserva de agua tiene un agotamiento rápido, el suelo se deseca con más facilidad y llega a situación de marchitamiento (agotamiento de la reserva útil) hacia el 15 de abril. Por el contrario en el otro suelo (2), con una capa superficial areno-arcillosa sobre otras dos arcillosas (tipificado como Luvisol) se mantiene más tiempo la reserva, hasta el 15 de mayo, debido a la acumulación del agua en las capas arcillosas; obsérvese que éste suelo no agota su agua útil en el último horizonte, explorable por raíces profundas (p. e. árboles, girasol).

### 6.3. INFLUENCIA DE LA TEMPERATURA

A estas alturas ya sabemos que la TEMPERATURA incide de múltiples formas en el desarrollo vegetal. En síntesis muy apretada puede decirse que de una manera remota y una manera próxima.

De una *manera remota* la temperatura influye en el desarrollo vegetal, en cuanto que es un factor importante de la meteorización de la roca, de la formación del suelo, así como del proceso de mineralización de la materia orgánica (en el que se liberan nutrientes para las plantas). La temperatura también afecta a las condiciones de *fertilidad física* del suelo (estructura, porosidad, etc.) e influye sobre las características hídricas relacionadas, tanto con la capacidad de retención como con la movilidad del agua, por ejemplo: el aumento de la temperatura del suelo hace que sea mayor el potencial del agua retenida, y que disminuya la conductividad hidráulica. Por otra parte, en estas condiciones térmicas elevadas la demanda de transpiración de la planta es grande, y como el suelo no puede satisfacerla, la planta puede llegar al marchitamiento.

La temperatura influye sobre la planta de una manera *próxima*, ya que «interviene» en el desarrollo vegetal, pues las plantas tienen unas exigencias determinadas (especialmente por lo que respecta a los mínimos) para su germinación y para la realización de sus procesos metabólicos, según su propia fisiología, de tal forma que ha podido establecerse la existencia de

una *distribución de la vegetación en el mundo* en consonancia con la temperatura, especialmente los valores de temperatura media (vegetación climática).

#### 6.4. EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL, MÁXIMA Y REAL

*Evapotranspiración* es el término que se utiliza para *designar el proceso mixto de tránsito de agua a la atmósfera*: por evaporación desde el suelo y por transpiración a través de la epidermis de la parte aérea de las plantas (estomas de las hojas y lenticelas del tallo en las plantas herbáceas).

Físicamente, el proceso está condicionado por el clima, por el suelo, y por la planta. Por *el clima*, que determina la demanda evaporante de la atmósfera: es preciso la existencia de un aporte continuo de energía que satisfaga el calor latente de evaporación del agua, y de un gradiente de presión de vapor entre la superficie de evaporación y de transpiración y la atmósfera. Por *el suelo*, que gobierna el aporte suficiente de agua hacia la superficie de evaporación y de transpiración. Finalmente, por *la planta* en relación con la forma y la cuantía de la superficie de transpiración que presente, variable a lo largo del ciclo vegetativo y dependiente de su propia fisiología. Según estas condiciones, cabe distinguir las SITUACIONES de:

a) EVAPOTRANSPIRACIÓN POTENCIAL (ETP), cuando no existe limitación (por parte del suelo, ni por parte de la planta) a la demanda evaporante de la atmósfera, o sea, estando el suelo a *capacidad de campo*, y con un cultivo normalizado en pleno desarrollo y *dispuesto de modo uniforme en la superficie del suelo*.

b) EVAPOTRANSPIRACIÓN MÁXIMA (ETM), con el suelo a la *capacidad de campo* y cultivo en pleno desarrollo, pero que *no cubre totalmente el suelo de modo uniforme*.

c) EVAPOTRANSPIRACIÓN REAL (ETR), el suelo no está de continuo a la capacidad de campo, sino en situación alterna de humectación y desecación; obviamente, este valor será siempre inferior a los anteriores.

Generalmente, para una misma *demanda climática*:  $ETR < ETM < ETP$ ; por lo que puede decirse que la diferencia  $ETM - ETR$  significa el *déficit* en las necesidades consuntivas de agua de la planta. Dependiendo del cultivo y del estadio concreto de su ciclo vegetativo, el valor de ETM puede acercarse al de ETP.

Las *medidas experimentales* de las evapotranspiraciones se logran en un volumen acotado de suelo con cultivo. En este llamado *evapotranspirómetro* se dispone del material necesario para medir entre dos fechas la cuantía del drenaje (D) y la variación de la reserva de humedad del suelo ( $\Delta R$ ), así

como, por otra parte, también para controlar la cantidad de agua recibida por lluvia (P) y por riego (Ro); con ello se calcula la evapotranspiración:  $ET = P + Ro - D \pm \Delta R$ . SEGÚN LAS «SITUACIONES» DE SUELO Y CULTIVO, el valor de ET obtenido corresponderá a ETP, ETM o ETR.

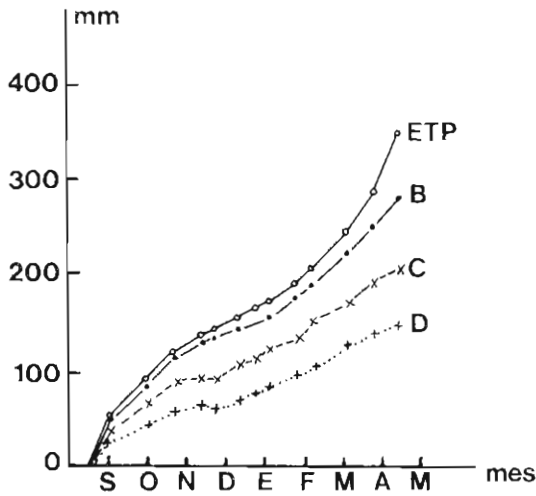


FIG. 30. Evolución comparativa de la evaporación de agua de tres suelos de diferente textura, sin cultivo, y de la evapotranspiración potencial. ETP con un cultivo de *Festuca arundinacea*. B: suelo de textura arenolimoso; C: suelo de textura equilibrada y D: suelo de textura arcillosa; los valores están expresados en mm. ó  $l/m^2$ .

Para la determinación de la humedad del suelo no puede utilizarse un método gravimétrico, pues implica su alteración por la toma de muestras; lo usual es el *humidímetro de neutrones*; para ello el evapotranspirómetro dispone de tubos introducidos en el suelo verticalmente; por el tubo se desliza una sonda y se realizan medidas con las que se obtiene el perfil hídrico correspondiente a cada fecha. También existen, entre otros modelos, evapotranspirómetros de pesada, con un dispositivo que permite determinar el peso del conjunto; la variación de peso entre dos fechas significa la de la reserva.

Para conocer, además, el *estado energético* del agua que posee el suelo puede utilizarse la *técnica tensiométrica* (figura 31).

Existen otros métodos (empíricos y con base física) y fórmulas de cálculo de ETP, siendo también usual la determinación diaria de la evaporación de agua desde un tanque normalizado internacionalmente, como estimación del *poder evaporante climático*. No entramos a considerar formas y fórmulas de determinación de ETP por no alargar más el trabajo, y por considerar que es ésta *materia de suficiente interés* (cara al regadío, al uso racional y eficiente del agua) para justificar la edición de un trabajo propio.

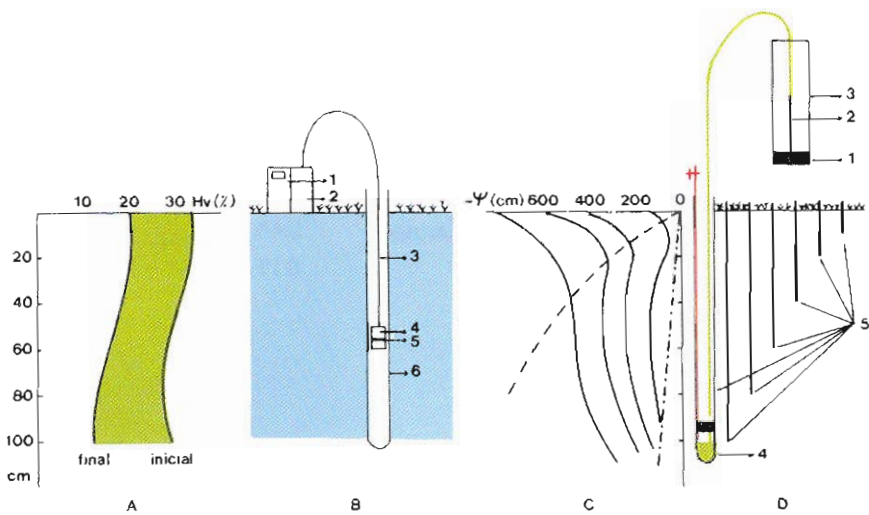


FIG. 31 Esquema de medidas realizadas habitualmente con el humidímetro de neutrones y con técnicas tensiométricas

A) El color verde indica la pérdida de reserva de humedad entre dos fechas (perfil hídrico inicial y perfil hídrico final).

B) Por un tubo de aluminio (6) instalado en el suelo descende la fuente de neutrones rápidos (5) hasta la profundidad a la que se quiere determinar la humedad. Los neutrones rápidos penetran en el suelo y son frenados por los núcleos de hidrógeno del agua volviendo de nuevo al tubo donde son detectados por el detector de neutrones lentos (4), que transmite la señal por el cable coaxial (3) al sistema de amplificación y medida (1 y 2), que es proporcional a la humedad del suelo.

C) En el esquema se representan perfiles tensiométricos obtenidos en diferentes fechas (trazo continuo), y el perfil del potencial gravitatorio (punto y raya); con trazo discontinuo se representa la línea de evolución del *plano de flujo de agua nulo* que une los puntos de los perfiles tensiométricos, en los que la pendiente de las curvas son nulas.

D) Esquema de un tensiómetro conectado a un manómetro de mercurio. (La cápsula porosa (4) está llena de agua. A medida que se deseca el suelo en contacto con la cápsula el mercurio (1) asciende por el tubo capilar (2) proporcionalmente a la cantidad de agua que pasa desde la cápsula al suelo para alcanzar el equilibrio de potenciales. El tubo capilar dibujado en color rojo se emplea para cargar con agua el dispositivo y también para la purga del aire; se observa la escala para la medida de las alturas alcanzadas (3) por el mercurio (-ψ) expresadas en centímetros de agua; se representa una batería de tensiómetros a distinta profundidad (5)

Finalmente, en orden a tener una estimación de cómo habrán de ser los balances hídricos en los suelos, es muy conveniente la *caracterización climática de la zona* de asentamiento. A partir de los datos de lluvia y de temperatura de dos observatorios, proporcionados por el Instituto Nacional de Meteorología, hemos confeccionado los diagramas de la figura 32. Los valores

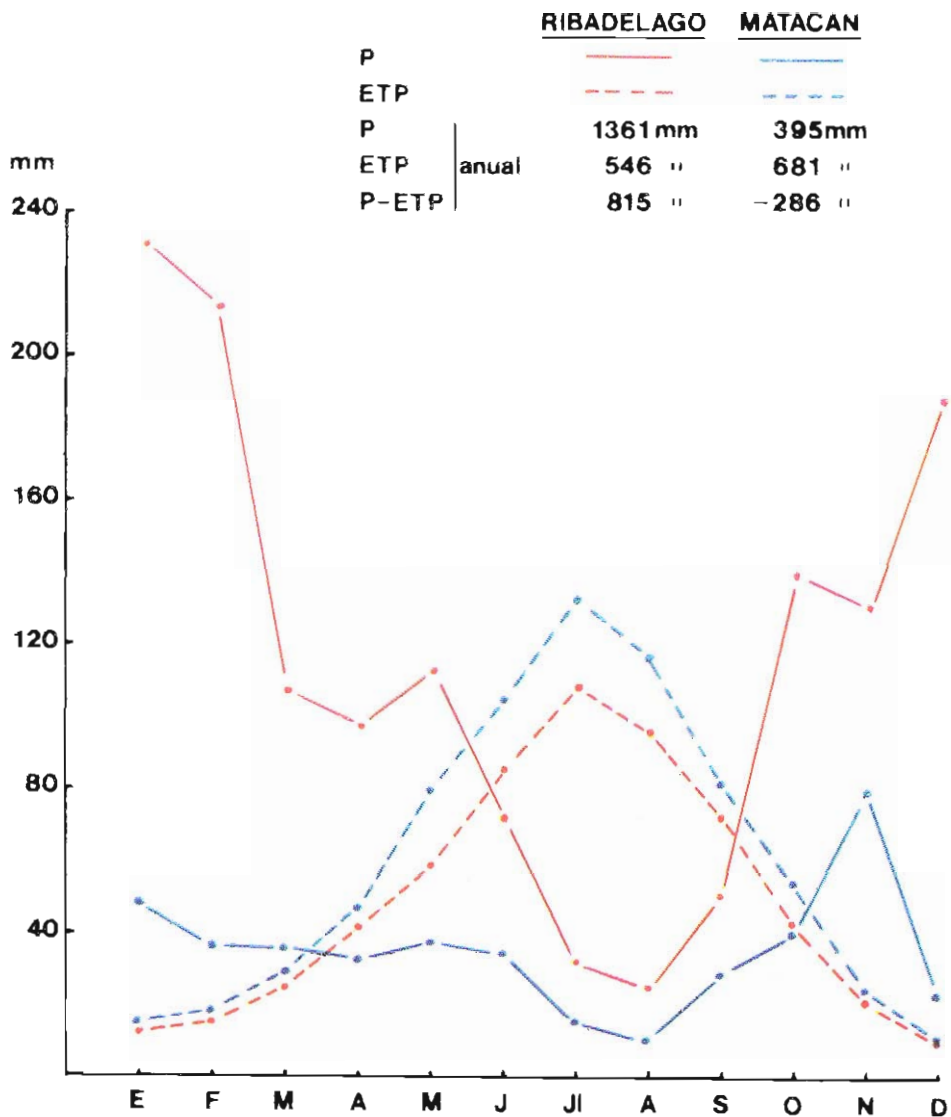


FIG. 52. Medias anuales (de varios años) de lluvia (P) y evapotranspiración potencial (ETP) en dos observatorios, situados a 800 m (Matacán) y a 1.000 m (Ribadelago). Existen excedentes hídricos climáticos diferentes (de Enero a Marzo y de Octubre a Diciembre en el primer caso; y de Enero a Mayo y de Septiembre a Diciembre en el último); existe también diferente déficit durante el año

son media de diez años, y el cálculo de ETP se ha realizado a partir de la fórmula de Thornthwaite, que tiene en cuenta la temperatura media mensual y las horas diarias de iluminación, según la latitud del lugar. Las diferencias entre estos dos datos ( $P - ETP$ ) indica el *superávit* o el *déficit hídrico climático* de la zona. En las gráficas puede apreciarse las diferencias entre los dos observatorios, Matacán (Provincia de Salamanca) con menos lluvia y temperaturas más elevadas, y Ribadelago (Provincia de Zamora) con más lluvia y temperaturas más suaves; de ahí el déficit hídrico total anual y el superávit en uno y otro observatorio, situados a unos 800 y 1.000 metros de altitud, respectivamente.

## 7. PROPIEDADES FÍSICAS DE LOS SUELOS MAS FRECUENTES EN LA REGION

Si por un lado la definición comprensiva de la fertilidad del suelo implica los aspectos físicos, químicos, biológicos y físico-químicos del mismo, en cuanto a capacidad de producción de cosechas, por otro hay que distinguir entre producción agrícola actual y la aptitud del suelo para producir. Lo mismo cabe afirmar del concepto de *fertilidad física* del suelo, como evaluación global de un conjunto de propiedades físicas importantes en orden a la producción.

En este sentido, tal evaluación parece tener por una parte un carácter *intrínseco*, independiente de las modalidades de utilización del suelo, y *definitivo*. La realidad parece mostrar justamente lo contrario: así, si se compara la fertilidad de suelos arenosos y de suelos arcillosos, se observa que varía de unos años a otros (debido al clima) y según el tipo y sucesión de cultivos practicada. Por ello la *fertilidad física del suelo* debe restringirse a un sistema determinado de cultivo, susceptible de evolución temporal, y según el clima; de esta forma puede definirse como la *facilidad de crear y de mantener un estado físico adaptado, en sus consecuencias, al sistema de cultivo practicado*.

Así definida, la fertilidad física resulta de la interacción entre las características más o menos permanentes del suelo y del clima, y las inherentes a las prácticas culturales que soporta en orden a su utilización en un sistema de cultivo determinado.

La tabla 4 se ha elaborado bajo este criterio, y en ella se evalúan, para tres tipos de suelos frecuentes en nuestra Región, *una serie de características físicas del suelo*, inherentes a la clase textural del horizonte y a la posición que ocupa en el perfil, y en relación con el clima y con el manejo del suelo.

En la primera columna figuran las clases texturales y su disposición espacial más frecuente para los tres tipos de suelos considerados. Se muestran a continuación cuatro características esenciales en relación con el uso del



*agua*: en primer lugar la *capacidad de retención*; a continuación la *velocidad de infiltración*; después la capacidad de *cesibilidad de agua a las plantas* y, por último, la capacidad de perder agua por *evaporación*.

En relación con el *aire* se tienen en cuenta dos características primordiales: la capacidad de almacenar aire en la porosidad del suelo, y la de intercambiarlo con la atmósfera.

Se incluye a continuación un apartado que se refiere al propio manejo de los suelos y que, de forma abreviada, se especifica como *otras*. En él se considera en primer lugar la temperatura o régimen térmico del perfil del suelo; en segundo lugar la capacidad de laboreo, en relación con sus comportamientos mecánicos y, finalmente, como una consecuencia no deseada del manejo inapropiado del suelo, su erosión. En las dos últimas filas se indica el efecto positivo o negativo (según que favorezca o dificulte) de la presencia de materia orgánica y de salinidad en algún horizonte del perfil del suelo.

TABLA 4. EVALUACION DE CARACTERISTICAS FISICAS DE

TIPOLOGIA	DISPOSICION CLASE TEXTURAL HORIZONTES	A G U A			
		capacidad de retención	velocidad de infiltración	cesibilidad a la planta	evaporación
FLUVISOL	arenoso arenolimoso arenas	<i>Baja</i> (tipo arcilla; % limo) predomina agua gravitacional	<i>Alta</i> (según estado estructural)	<i>Baja</i> (según estado estructural y pedregosidad)	<i>Alta</i> perfil de deseccación uniforme. (según estruc- tura y pedre- gosidad)
CAMBISOLES	arenoarcilloso arenoarcilloso arenoso	<i>Media-Baja</i> tipo arcilla; agua gravita- cional	<i>Media-Alta</i> (estado estruc- tural)	<i>Media</i> (pedregosidad, negativo)	<i>Media-Alta</i> (pedregosidad y estado estructural)
	arcilloso arcilloso arenoarcilloso	<i>Alta</i> (tipo arcilla) predomina agua útil	<i>Media</i> (estado estruc- tural: hincha- miento-con- tracción; fisu- ras y grietas)	<i>Alta</i> (estado estruc- tural; pedrego- sidad)	<i>Baja</i> (estado estruc- tural: grietas profundas; pe- dregosidad)
LUVISOL	arenoso arenoarcilloso arcilloso	<i>Media-Alta</i> (tipo de arcilla y potencia del horizonte are- noso)	<i>Media-Alta</i> (estado estruc- tural y pedre- gosidad; pre- domina lateral)	<i>Alta</i> (pedregosidad, negativo)	<i>Baja</i>
Presencia de MATERIA ORGANICA en algún horizonte		positivo	positivo	positivo	negativo
Presencia de SALINIDAD en algún horizonte		positivo	negativo	negativo	positivo

DE TRES TIPOS DE SUELOS EN LA REGION CASTELLANO-LEONESA

	A I R E			O T R A S	
	capacidad	movimiento	temperatura	labor	erosión
ru- dre	<i>Alta</i>	<i>Alto</i> (compactación algún horizonte)	<i>Cálidos</i> (conductividad alta)	<i>Fácil</i> excepto compac- tación y pedregos- idad	<i>Alta</i> (por salpicadura)
a dad	<i>Media-Alta</i> (estructura)	<i>Medio</i> (compactación)	<i>Templados-Cálidos</i>	<i>Fácil</i> (huellas labor)	<i>Media-Alta</i> (por salpicadura y laminar, según estado estructural)
ruc- grietas (pe- d)	<i>Media</i> (estado estructu- ral: grietas)	<i>Medio</i> (hinchamiento- contracción; en- costramiento)	<i>Templados</i> (conductividad media baja, según humedad)	<i>Difícil</i> (huellas labor: compactación; No necesaria o escasas)	<i>Baja</i> (por salpicadura: baja; laminar me- dia, según estructura)
	<i>Alta</i> (estado estructu- ral y pedregosi- dad)	<i>Alto</i> compactación, ne- gativo)	<i>Cálidos</i>	<i>Fácil</i> (huellas labor; de- gradación estruc- tura)	<i>Alta</i> (por salpicadura y laminar; pendien- tes)
	positivo	positivo	positivo	positivo	negativo
	negativo	negativo	—	negativo	positivo

## BIBLIOGRAFIA SOBRE EL TEMA

Destacamos en primer término que no existe ningún texto específico sobre la materia debido a autores españoles, encontrándose recogidas sus contribuciones en volúmenes colectivos (por ejemplo: *TRATADO DEL MEDIO NATURAL*, Universidad politécnica de Madrid), y temas o aspectos determinados en publicaciones del Ministerio de Agricultura, además, por supuesto, de los trabajos de Revistas especializadas.

En segundo lugar, están las traducciones del inglés y francés, entre las que merecen citarse:

- FÍSICA DE SUELOS, 1972, Baver et al.; Uteha. México.
- EL PERFIL CULTURAL, 1972, Henin et al.; Mundi Prensa. Madrid.

De los tratados en lengua inglesa, destacan:

*Por su enfoque global*

- FUNDAMENTAL OF SOIL PHYSICS.
  - APPLICATIONS OF SOIL PHYSICS.
- Ambos publicados en 1980, D. Hillel; Academic Pres, New York.

*Por su enfoque edafológico y ecológico*

- PHYSICAL EDAPHOLOGY: The physical or irrigated and non irrigated soils, 1972, S. A. Taylor y G. L. Ashcroft; Freeman, San Francisco.

*Por su valor didáctico*

- ELEMENTS OF SOIL PHYSICS, 1983, P. Koorevaar; Elsevier, Amsterdam.

# INDICE

INTRODUCCION .....	11
1. ORGANIZACION FISICA DEL SUELO .....	15
1.1. Agregación del suelo .....	15
1.2. Textura del suelo .....	18
1.3. Complejo organomineral .....	20
1.4. Estructura del suelo .....	21
1.5. Factores estructurales .....	23
1.6. Evaluación de la estructura del suelo .....	28
2. EL AIRE DEL SUELO .....	39
3. EL AGUA EN EL SUELO .....	42
3.1. Humedad del suelo .....	42
3.2. Evolución de la humedad del suelo .....	47
3.3. Fuerzas de retención del agua en el suelo .....	53
3.4. Potencial de agua en el suelo .....	54
3.5. Curva característica de humedad o curva de pF .....	55
3.5.1. Determinación de la curva de pF .....	57
3.5.2. «Clases de agua» en el suelo .....	59
3.6. Movimiento del agua en el suelo .....	63
3.6.1. Conductividad y difusividad hidráulica .....	65
3.6.2. Movimiento del agua en medios heterogéneos .....	69
4. COMPORTAMIENTO MECANICO DEL SUELO .....	73
5. TEMPERATURA DEL SUELO .....	76
6. EL MEDIO FISICO DEL SUELO Y LA PLANTA .....	83
6.1. Exploración del suelo por las raíces .....	84
6.2. Reserva de humedad del suelo .....	85
6.3. Influencia de la temperatura .....	90
6.4. Evapotranspiración potencial, máxima y real .....	91
7. PROPIEDADES FISICAS DE LOS SUELOS MAS FRECUENTES EN LA REGION .....	96
BIBLIOGRAFIA SOBRE EL TEMA .....	100