

cos y recicla nutrientes para las plantas y retiene y descompone algunos residuos tóxicos

El suelo cumple un papel clave en el mundo, la economía y la estabilidad ambiental, por lo tanto es imprescindible conservarlo y utilizarlo de manera sostenible.

5. Ejemplos de aplicación de la nomenclatura en suelos de la Argentina

- Suelos ubicados en lomas planas, suavemente onduladas de la provincia de Buenos Aires (Serie Peyrano): A_p (0-10 cm); A (17-23 cm); AB (23-34cm); B_{t1} (34-57 cm); B_{t2} (57-80 cm); BC (80-120 cm); C (+120 cm).
- Suelos ubicados en depresiones entre lomas y colinas, áreas anegables (Serie Zabala): E (0-10 cm); B_{t1} (10-55cm); B_{t2} (55-85 cm); BC (85-130 cm); C (+130 cm).
- Suelos ubicados en planos aluviales del arroyo Azul: A (0-25cm); C_{k1} (25-65 cm); C_{k2} (65-95 cm); C_{k3} (+95cm)
- Suelos ubicados en áreas planas y cóncavas de influencia marina y en sectores adyacentes al Río Colorado: A; $2B_t$; $2BC_k$
- Suelos ubicados en pendientes largas, terrazas bajas y áreas deprimidas (Serie Arroyo Juárez): A (0-20 cm); B_{t91} (20-40 cm); B_{t92} (40-70 cm).

Bibliografía de apoyo

Atlas de Suelos de la República Argentina. 1995. Edición en CD Función Argentina, INTA, Aeroterra S.A.

BARBERIS, L. 1968. Guía de reconocimiento de Suelos en Campaña. FAUBA.

BUOL-HOLE-Mc CRAKEN. 1991. Génesis y Clasificación de Suelos. Ed. Trillas, Méjico, pp: 417.

BRADY N.C. 1990. The Nature and Properties of Soils. Tenth edition, Macmillan Publishing Company, New York, Collier Macmillan Publishers, London, pp: 621.

GREGORICH, L.J. 1995. Introduction. [1-3] in D.F. Acton and L. Gregorich (eds.). The health of our soils-toward sustainable agriculture in Canada. Centre for Land and Biological Resources Research, Research Branch. Agriculture and Agri-Food Canada, Ottawa, Ont.

NIBORSKI, M.J. 1996. Reconocimiento y caracterización de suelos. Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos. FAUBA, pp:27.

PORTA J., M. LÓPEZ - ACEVEDO C, ROQUERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi Prensa Madrid, pp: 807.

REICHART R.E., H.J. BUSTILLO 1994. Reconocimiento y Caracterización de Perfiles de Suelos. Programa para el Manejo de la Tierra y el Agua., SAGyP. Adaptado por el Ing. Agr. Mauricio J. Niborski, Material cedido por la Cátedra de Manejo y Conservación de Suelos.

USDA. 1996. Keys to Soil Taxonomy. Soil Conservation Service, USA, pp:356.

Propiedades Físico-químicas del Suelo

Coloides del suelo

Intercambio de iones

Reacción del suelo

4

COLOIDES DEL SUELO

Temario

1. **Introducción**
 - 1.1 Sistemas coloidales: definición y clasificación
2. **Teorías y modelos de la doble capa**
 - 2.1 Doble capa difusa
 - 2.2 Doble capa de Stern
3. **Punto de carga cero (PCC)**
4. **Potencial zeta (pz) y punto isoeléctrico (PI)**
5. **Fuerzas de repulsión y Van der Waals del sistema coloidal del suelo**
6. **Efecto de floculación y dispersión sobre la estabilidad de los agregados del suelo y el crecimiento vegetal**

Jorge Alfredo ALBERTO
Mg. Prof. en Geografía

COLOIDES DEL SUELO

Ing. Agr. Marta Elvira Conti

OBJETIVOS

- Presentar los conceptos que nos permitan interpretar los procesos que ocurren en el suelo relacionados con su sistema coloidal y su interfase sólido-líquido-gaseosa.

1. Introducción

1.1 Sistemas coloidales, definición y clasificación

La Química Coloidal es una rama especializada dentro de la físico-química.

La palabra coloide proviene del griego y significa: gluten, gelatina.

Generalizando y en términos modernos, una dispersión coloidal es un sistema en el cual las partículas de dimensiones coloidales (menores de 1 ó 2 μm) pueden ser dispersadas en un solvente formando una fase continua.

Las partículas dispersadas pueden ser partículas sólidas, macromoléculas, gotas de líquido o burbujas de gas y el solvente puede ser un líquido o un gas.

En el caso del sistema coloidal del suelo, están involucradas las arcillas, los óxidos y las sustancias húmicas. Las propiedades importantes que desempeñan, retención de agua y gases, intercambio iónico y molecular, contracción-expansión, y estabilidad de agregados del suelo, son derivadas de la alta superficie específica que presentan.

Clasificación de un sistema coloidal

a) por su relación con el agua:

Esta clasificación fue hecha para describir las propiedades del mojado de la superficie, según que el coloide fuera afín o no al agua.

Los **coloides hidrofílicos**, como las gelatinas, adsorben gran cantidad de agua. Se necesita agregar gran cantidad de electrolitos para que abandonen la solución y floculen. En un medio acuoso se rehidratan espontáneamente, por eso se los llaman de floculación reversible.

Los **coloides hidrófobos** presentan menos moléculas de agua o están menos fuertemente unidas sobre las partículas. Floculan fácilmente con el agregado de electrolitos y son difíciles de rehidratar y redispersar, por eso se llaman de floculación irreversible.

OTREROA 020801 0211
11/01/02 10:14 AM

En el sistema coloidal del suelo, los óxidos de Fe y Al se consideran hidrófobos; la materia orgánica y las arcillas silicatadas se consideran hidrofílicas. Algunos investigadores sólo consideran hidrofílicas a las arcillas silicatadas expandentes.

b) por su carga

Se llaman coloides positivos a los que presentan como balance, carga positiva. Un ejemplo de estos son los óxidos de Fe^{3+} , Al^{3+} , que presentan carga + a los valores de pH normales del suelo. Se llaman negativos aquellos que tienen como balance, carga neta negativa. Por ejemplo, la mayoría de las arcillas silicatadas y las sustancias húmicas.

Los fenómenos que se tratarán en este capítulo ocurren en la interfase de las partículas sólidas de tamaño coloidal (arcillas, óxidos y sustancias húmicas), la solución del suelo y el aire que las rodea.

Para comprender estos hechos será necesario estudiar las teorías y modelos que los interpreta, como por ejemplo los de la doble capa eléctrica, el punto de carga cero (PCC), el punto isoeléctrico (PI) y el potencial zeta (PZ).

2. Teorías y modelos de la doble capa

2.1 Doble capa difusa de Gouy Chapmann

En un experimento se observó el desplazamiento de las partículas de arcilla bajo el efecto de un campo eléctrico. Como resultado de las investigaciones derivadas del experimento se llega a la conclusión, que la causa del fenómeno era la presencia de cargas superficiales en la región límite entre el sólido y el líquido. Las cargas de las arcillas, no se ponen de manifiesto en otras condiciones.

En suelos secos al aire, las cargas negativas de las arcillas, sustancias húmicas y la capa de cationes que las rodean forman una «doble capa» denominada **Doble Capa de Helmholtz** (Figura 1).

Cuando el suelo se humedece, la capa de agua que rodea las partículas crece y la superficie no retiene tan fuertemente a los cationes. La atracción electrostática que sufren los iones es entonces contrarrestada por la difusión de los cationes, que tiende a igualar las diferencias de concentración de la fase acuosa externa. El balance entre estas dos fuerzas hace que la concentración de los cationes disminuya con la distancia a partir de la superficie. La carga negativa del coloide es neutralizada por los iones de la solución que constituyen la «doble capa difusa» (Figura 2). La teoría de la doble capa difusa sobre la superficie de las arcillas fue creada simultáneamente por Gouy y Chapman, por lo tanto se la llama de la **capa difusa de Gouy-Chapman**.

El resultado combinado de la atracción de cationes y repulsión de aniones de la capa difusa, se muestra en la figura 2. La solución que queda así dividida en: la atraída por las cargas del coloide **doble capa** y la que se ubica afuera de ella, que se denomina **solución externa**. La solución cercana a la superficie cargada negativamente tiene exceso de cationes y deficiencia de aniones, respecto a la solución externa. En la figura 2a, se ve como el efecto del incremento de la concentración de la solución, de Mo_1 a Mo_2 , es la de contraer la doble capa difusa. En la figura 2b, se presenta la acción de cationes mono-bi y trivalentes a una misma concentración en solución.

Resumiendo, el espesor de la doble capa disminuye con el aumento de:

- la concentración de la solución.
- la carga de los cationes o la disminución de carga de los aniones que forman la solución.

El efecto de la concentración de la solución es más significativo que el efecto de la carga de los iones.

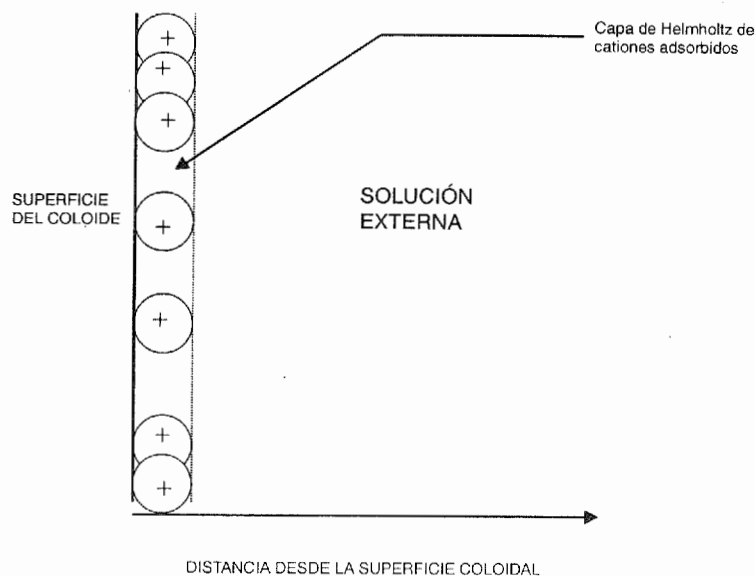


Figura 1. Modelo de Doble Capa de Helmholtz.

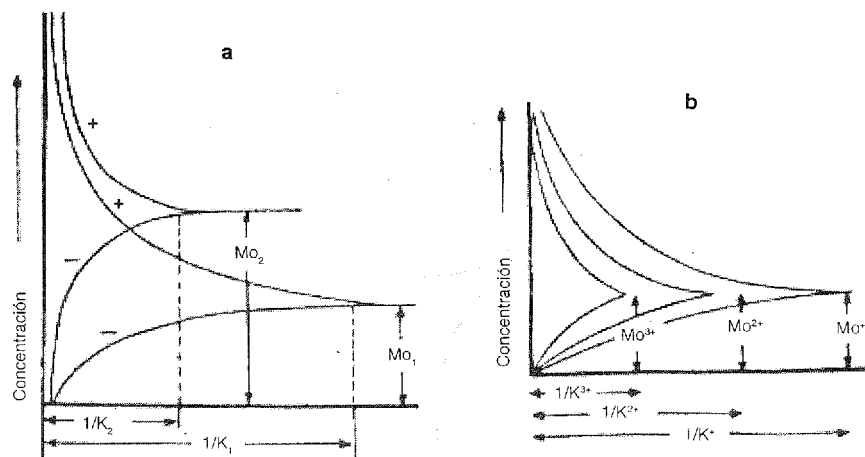


Figura 2. Doble Capa Difusa de Gouy Chapman. Distribución esquemática de la doble capa difusa y la solución externa ($n^+=n^-$).

a) Efecto de dos concentraciones de un mismo electrolito, Mo_1 menor y Mo_2 mayor. b) Efecto de la misma concentración para distintos cationes; Mo^+ mono, Mo^{2+} bi y Mo^{3+} trivalentes, en la contracción de la doble capa.

2.2 Doble capa de Stern

Stern mejoró la teoría de la doble capa difusa de Gouy Chapman al suponer que algunos de los iones se encuentran fuertemente retenidos junto a la superficie del coloide, en una capa de cationes específicamente adsorbidos, **capa de Stern** y luego de ésta comienza la doble capa difusa. Se puede lograr una aproximación al modelo de Stern si se supone que los iones específicamente adsorbidos reducen la densidad de carga superficial del coloide. Por lo tanto, la proporción de carga de la capa difusa queda modificada por la disminución producida por los cationes de la capa de Stern.

La figura 3 muestra las modificaciones de la capa de Stern y difusa para una serie de cationes monovalentes. Se evidencia que el Li^+ tiene poca atracción en la capa Stern, ubicándose preferencialmente en la difusa. El K^+ muestra una tendencia opuesta ubicándose preferencialmente en la capa Stern. Estas ubicaciones preferenciales de los cationes tienen relevancia en la posibilidad de flocular o dispersar coloides, los iones con mayor atracción sobre la capa Stern (K^+), tienen mayor potencial de floculación de los coloides

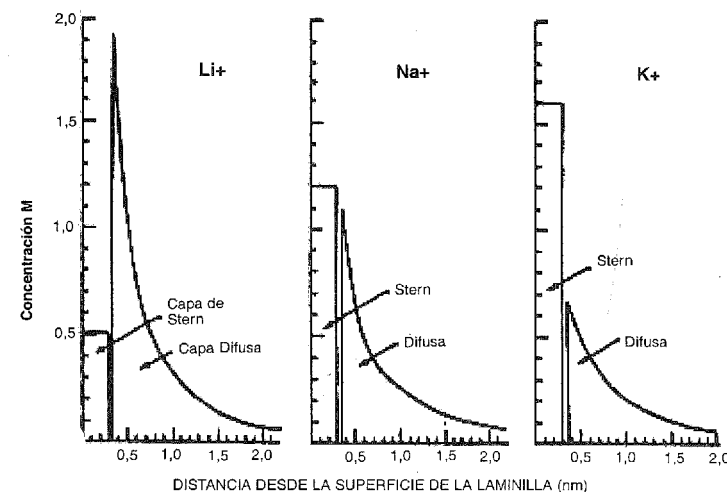


Figura 3. Modelo de Doble Capa: Stern y Difusa. Efecto de tres iones monovalente Li , Na y K sobre la capa Stern.

3. Punto de carga cero (PCC)

Los coloides del suelo pueden presentar cargas negativas y positivas, simultáneamente. Parte de esa carga es fija y parte de esa carga es pH dependientes o cargas variables (ver Capítulo Intercambio Iónico, punto 2 Origen de las partículas del suelo). La carga variable cambia, al participar de la adición de hidróxidos, OH^- , o de H^+ , según la acidez del medio. Como consecuencia de la alteración originada por el pH de la solución que rodea al coloide, este puede tomar un potencial neto de carga diferente, a distintos niveles de pH. Un coloide, puede presentar a determinado pH un potencial positivo y a otro pH, un potencial negativo. También es posible coincidir en un pH en que el balance de cargas producidas por la sumatoria de las cargas fijas más las cargas variables sea igual a cero.

El pH donde la **carga neta de la superficie de los coloides es 0** (la suma de cargas negativas es igual a la suma de cargas positivas), se llama **Punto de Carga Cero (PCC)**.

Las cargas negativas del coloide, hacen posible el intercambio preferencial de cationes y las cargas positivas hacen posible el intercambio de aniones. A un valor de pH por encima del **PCC**, el coloide presentará carga neta negativa y valores por debajo de este pH, el coloide presentará carga neta positiva.

La figura 4 muestra las posibles cargas de un coloide por cambios en el pH del medio.

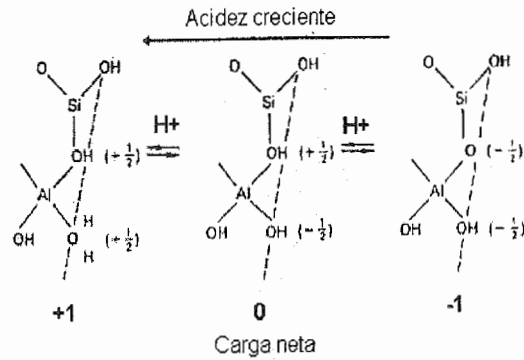
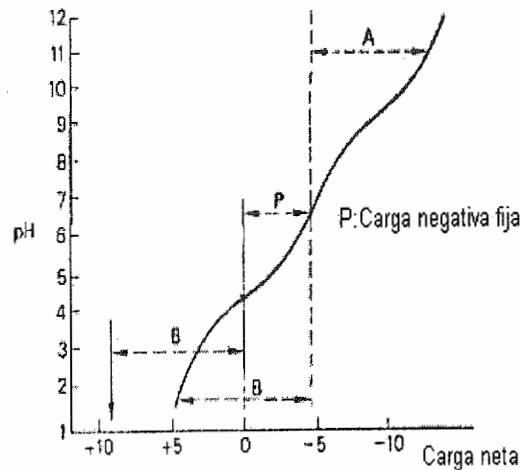


Figura 4. Desarrollo de cargas en cara exterior de la arcilla caolinita debido a cambios de pH.

En la figura 5 se presenta la curva de titulación de un subsuelo ácido altamente meteorizado (presencia de caolinita y sesquióxidos), su PCC y sus alternancias de carga neta.



A: Carga negativa dependiente del pH

B: Carga positiva dependiente del pH

Figura 5. Curvas de titulación de un subsuelo ácido, con arcillas compuestas principalmente por caolinita y sesquióxidos. Carga neta sobre los coloides vs. pH de la solución.

4. Potencial Zeta (PZ) - Punto Isoeléctrico (PI)

Cuando una suspensión coloidal es colocada en un campo eléctrico, las partículas coloidales se mueven en una dirección. Si son negativas en dirección del polo positivo y si son positivas en dirección del polo negativo.

El potencial eléctrico desarrollado por el coloide en esta migración, es llamado **Potencial Zeta, PZ**.

El PZ está dado por la carga del coloide en el plano de deslizamiento, figura 6, y su ubicación se presenta a una distancia desconocida del coloide ubicada dentro de la solución interna. En el campo eléctrico el coloide no arrastra toda la solución que lo rodea sino que se lleva la porción más cercana a su superficie. El plano de deslizamiento es determinado por la porción de solución interna del coloide que es arrastrada en su movimiento hacia el campo eléctrico.

Van Olphen (1977) determinó que el PZ no es igual al potencial de la superficie del coloide, sino que es menor y tal vez comparable al potencial límite de la capa de Stern.

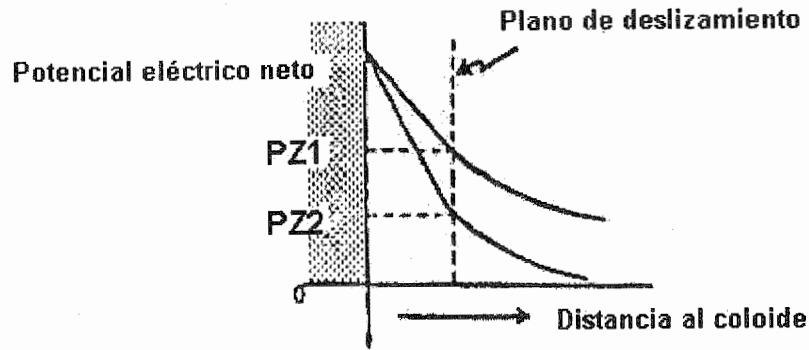
Efecto de los electrolitos sobre el PZ.

Aumentando la concentración o la valencia de los iones de la solución externa disminuye el espesor de la doble capa. Esa retracción produce una disminución del PZ.

En casos de valores críticos (alta concentración de electrolitos) el PZ puede llegar a cero. Este punto es llamado **Punto isoelectrico, PI**.

En el PI la doble capa es muy delgada y su límite coincidente con el plano de deslizamiento. En esa situación, las fuerzas de repulsión entre las partículas coloidales están minimizadas produciéndose la floculación de las partículas coloidales. Los coloides floculados permanecen en forma continuada en esa posición.

En la figura 6 se presenta el plano de deslizamiento, el PZ 1 (a baja concentración de electrolitos), el PZ 2 (a alta concentración de electrolitos). El plano de deslizamiento es considerado una distancia fija.



PZ1: Potencial a baja concentración
PZ2: Potencial a alta concentración

Figura 6. Plano de deslizamiento y potencial zeta PZ, a dos concentraciones de electrolitos en la solución.

5. Fuerzas de repulsión y Van der Waals del sistema coloidal del suelo

Las arcillas tienen una carga negativa la cual es balanceada por los cationes intercambiables adsorbidos sobre su superficie. En suspensión, estos cationes tienden a difundir desde la arcilla hacia la solución externa por la diferencia de concentración entre esta y la «doble capa». Una gran porción de los iones, aquellos de la vecindad inmediata de la superficie coloidal, no pueden moverse mucho, porque la gran fuerza de atracción de la carga negativa del coloide los retiene con gran fuerza, Capa de Stern. Los otros, más alejados de la superficie de atracción del coloide, menos retenidos y con más libertad se encuentran en la Capa Difusa.

La «doble capa» tiene un espesor que varía de 50 a 300 Å. Cuando las partículas arcillosas se aproximan unas a otras, se origina una fuerza de repulsión porque la doble capa presenta el mismo tipo de carga. La suspensión es entonces considerada activa y las arcillas se mantienen en suspensión. Con la aproximación coloidal, los iones de la doble capa interfieren unos sobre otros, conduciendo a una reorganización en ambas partículas coloidales. El trabajo de este reacomodamiento es llamado energía de repulsión o **potencial de repulsión (PR)**. El rango y la efectividad de este potencial de repulsión depende del espesor de la doble capa de los coloides. Se recuerda que ese espesor puede aumentar o disminuir con la variación de la concentración de la solución o la predominancia de cationes no no o bivalentes. A mayor espesor de la doble capa, mayor potencial de repulsión.

Otro factor que influye en la repulsión es la distancia entre partículas. Entre dos partículas coloidales, la fuerza decrece exponencialmente con el aumento de la distancia.

Opuestas a estas fuerzas de repulsión la suspensión arcillosa es sujeta a la atracción entre partículas. Estas fuerzas de atracción son llamadas de **Van der Waals (FW)**. La atracción de FW es sólo efectiva a distancias muy pequeñas de la superficie de la arcilla. Por consiguiente son fuerzas aditivas a las fuerzas originadas por atracción atómica. La atracción total entre las partículas coloidales es igual a la suma de las fuerzas de atracción entre átomos y las fuerzas FW.

Cuando las distancias interparticulares decrecen a valores menores de 20 Å las fuerzas de FW comienzan a ser dominantes y las partículas floculan. A una distancia interparticular mayor a 20 Å las fuerzas repulsivas son las dominantes y crean la dispersión coloidal. Un ejemplo de fuerzas de repulsión a baja y alta concentración de la solución, de fuerzas de atracción, FW y la resultante entre ambas fuerzas se muestra en la figura 7.

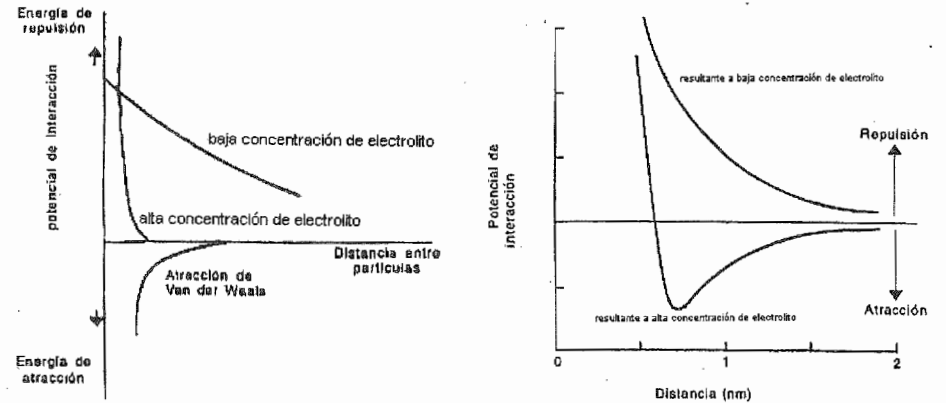


Figura 7. a) Potencial de repulsión y fuerzas de Van der Waals de la doble capa, a baja y alta concentración de electrolitos. b) resultante o balances de ambas fuerzas en ambas concentraciones.

A concentraciones bajas de electrolitos en la solución las fuerzas de repulsión son dominantes. Las partículas arcillosas mantienen una doble capa muy ancha decreciendo la posibilidad de una mutua aproximación.

A altas concentraciones de electrolitos, la doble capa se mantiene fina y las oportunidades de aproximación de los coloides son altas. En estas condiciones las FW comienzan a superar las fuerzas de repulsión y la coagulación o floculación de las partículas coloidales ocurre rápidamente.

6. Efecto de floculación y dispersión sobre la estabilidad de los agregados del suelo y el crecimiento vegetal

Pueden formarse agregados estables solamente en suelos que contienen arcillas y sustancias húmicas floculadas.

Cuando los suelos son lixiviados por el agua de lluvia, se produce un lavado de sales, las cuales normalmente desaparecen del perfil. En estas condiciones, parte de las arcillas y las sustancias húmicas comienzan a ser dispersadas y a migrar junto al agua de lavado. El resultado es que lentamente se colmatan los poros con los coloides dispersos y el sistema de drenaje del suelo comienza a reducir su nivel de aireación y circulación de agua. El suelo aumenta su densidad aparente, y en casos extremos, se compactan. En estas condiciones el crecimiento radical de las plantas se ve impedido, tanto por la falta de aireación como por dificultar la penetración de las raíces en el suelo.

Es necesaria una adecuada concentración de electrolitos para mantener la floculación de los coloides y las condiciones físicas del suelo. Para lograr este estado, generalmente los suelos ácidos o alcalinos son corregidos por agregado de Ca o Ca+Mg (encalado o enyesado). De no corregirse con agregado de estas sales, los suelos se «amasan» y «pegotean» cuando se humedecen, y se endurecen formando «costras» y «panes duros» cuando se secan.

Bibliografía de apoyo

- MORTLAND, M.M. 1970. Clay-organic complexes and interactions. *Adv. Agron.* 22:75-117.
- SPOSITO, G. 1994. Chemical Equilibria and Kinetics in Soils. Oxford University Press. New York
- TAN KIM, H. 1993. (Kim Howard). Principles of soil chemistry/ Kim H. Tan De. Marcel Dekker 2nd ed.
- VAN OLPHEN, H. 1977. Clay colloid chemistry. John Wiley & Sons, New York.

INTERCAMBIO DE IONES

Temario

1. Introducción
2. Origen de las cargas de las partículas del suelo
 - 2.1 Cargas permanentes
 - 2.2 Cargas pH dependientes
3. Cationes y capacidad de intercambio de cationes (CIC)
 - 3.1 CIC. Definición. Unidades. Valores
 - 3.2 Cationes intercambiables. Saturación de bases (S.B.) Total de bases intercambiables
4. Capacidad de intercambio de aniones (CIA)
5. Mecanismo del intercambio. Ecuaciones
6. Intercambio iónico. Su relación con la acidez del suelo y la disponibilidad de nutrientes

INTERCAMBIO DE IONES

Ing. Agr. Marta Elvira Conti

OBJETIVOS

- Conocer las causas, mecanismos y efectos del Intercambio de Iones del suelo.
- Ubicar el fenómeno en relación a su importancia en la agricultura.

1. Introducción

Una de las propiedades más interesantes de los suelos es su capacidad de retener e intercambiar iones sobre las superficies coloidales minerales y orgánicas. En él participan aniones y cationes (simples y complejos) y moléculas de agua. Está íntimamente relacionada con los procesos que regulan la acidez, la dinámica de los nutrientes, la retención de pesticidas (disminuyendo los procesos de contaminación), la formación de horizontes y el mantenimiento de la estructura de los suelos.

El intercambio de iones tiene la característica de ser: reversible, instantáneo y estequiométrico. Se cumple en la interfase coloides - solución de suelo.

La unidad en que se expresa es el centímol carga por cada kilogramo de sustancia ($\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$).

Definiciones de interés

- **Intercambiador:** partículas de suelo menores de $2 \mu\text{m}$ (coloides), arcillas, óxidos, compuestos húmicos y complejos húmicos - arcillosos.
- **Iones Intercambiables:** son aquellos cationes y aniones que se adsorben y desorben sin limitaciones Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} .
- **Iones no Intercambiables:** se presentan retenidos enérgicamente (fijación), o forman parte de compuestos minerales u orgánicos, como quelatos, redes cristalinas de minerales, uniones específicas con grupos complejos.

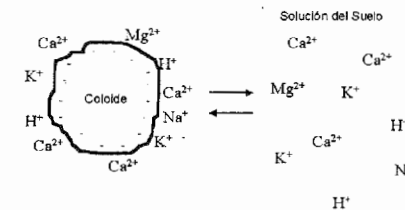


Figura 1. Equilibrio entre los cationes intercambiables y la solución del suelo.

2. Origen de las cargas de las partículas del suelo

La formación de carga de los intercambiadores del suelo puede tener dos orígenes: carga permanente o fija y carga variable o pH dependiente. En los minerales arcillosos predomina la carga fija o permanente, mientras que en los complejos húmicos, la variable o pH dependiente.

2.1 Carga fija o permanente

Es propio de las arcillas silicatadas del suelo. Se produce por sustitución isomórfica de:

- Si^{4+} por Al^{3+} en tetraedros.
- Al^{3+} por Mg^{2+} o Fe^{2+} en octaedros.

La consecuencia de la sustitución isomórfica es la generación de carga fija negativa que se traslada a la superficie activa de las arcillas. Es por ello que la carga de los suelos es preferencialmente negativa y el intercambio es preferencialmente un intercambio de cationes, también llamado capacidad de intercambio de cationes (CIC).

La superficie activa de las arcillas puede comprender, como en el grupo de las esmectitas, el espacio interior (ver capítulo de minerales), en estos casos este aumento de superficie se corresponde con un aumento de carga fija negativa y de la CIC.

Los minerales 1:1, caolinitas, baja sustitución isomórfica por lo tanto baja carga negativa y baja CIC. Los minerales 2:1, illitas, con alta sustitución isomórfica en tetraedros pero espacio interno cerrado tienen la CIC con valores medios. Los minerales 2:1, del grupo de las esmectitas, poseen alta sustitución isomórfica en octaedros y alta superficie específica por apertura del espacio interno. Esta combinación produce valores de CIC muy altos.

Los valores promedios de CIC de componentes de suelos son:

Material	CIC (cmol _c kg ⁻¹)
Caolinitas	5-15
Cloritas	10-40
Illitas	20-50
Arcillas – intergradados	40-80
Esmectitas	80-150
Alofanos	+ 100
Sustancias húmicas	200-500
Suelos (horizontes superiores)	5-35

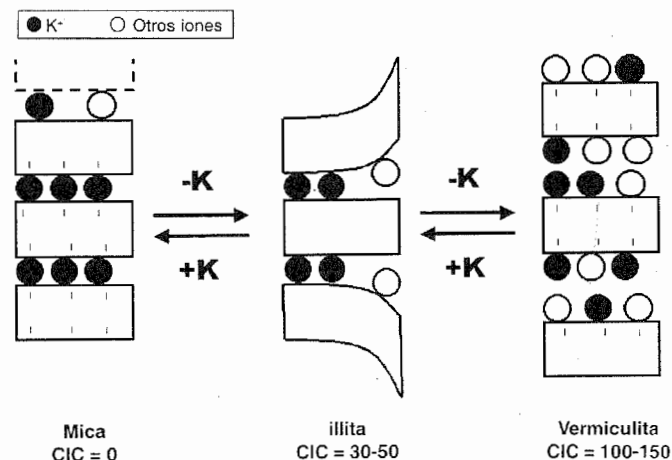


Figura 2. Efecto de la ganancia y pérdida de K^+ entre láminas sobre la capacidad de intercambio de la arcillas de densidad de carga constante, (10^{-7} cmol_c cm⁻²).

En la figura 2, se esquematiza el aumento de la CIC en arcillas por aumento del espacio interior

CIC: Capacidad de intercambio en cmol_c kg⁻¹

2.2 Carga variable o pH - dependiente

La carga variable o pH dependientes originada por hidrólisis de los grupos terminales, $-\text{OH}$ de Si , Fe y Al , en arcillas y por restos carbonilos ($\text{R}-\text{C}=\text{O}$), carboxilos ($\text{R}-\text{CO}=\text{OH}$) y alcoholes ($\text{R}-\text{C}-\text{OH}$), de las sustancias húmicas. En la figura 3 y el cuadro N° 1 se presentan algunos ejemplos de cambios de carga producido por variaciones de acidez del medio.

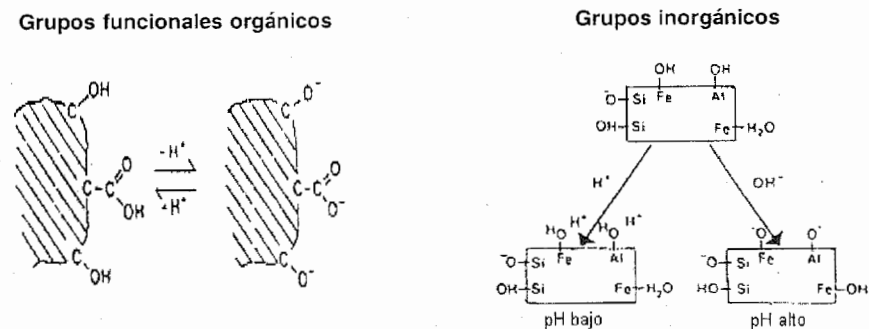


Figura 3. Cargas variables o pH dependientes.

Cuadro N° 1. Fuentes de carga pH dependientes

a. Fuentes de cargas pH dependientes de minerales formada por disociación de grupos hidroxilos (En el cuadro figuran los H⁺ bloqueando las cargas residuales negativas).

UNIDAD DE CARGA	NOMBRE	EJEMPLO
$\begin{matrix} -Al \\ -Al \end{matrix} \begin{matrix} / \\ \backslash \end{matrix} OH$	Hidroxialuminio	Al(OH) ₃
-Si — OH	Borde de Silicatos	H ₂ SiO ₃
$\begin{matrix} -Al \\ -Si \end{matrix} \begin{matrix} / \\ \backslash \end{matrix} OH$	Borde de lámina de Al	AlSiOH ⁺
$-Al-O \begin{matrix} / \\ \backslash \end{matrix} \begin{matrix} H \\ H \end{matrix}$	Polímeros de Al	Al(OH ₂) ₆ ⁺

b. Fuentes de cargas pH dependientes orgánica formada por disociación de grupos hidroxilos (en el cuadro figuran los H⁺ bloqueando las cargas residuales negativas).

GRUPO FUNCIONAL	ESTRUCTURA
1. FENOL	$\text{C}_6\text{H}_5\text{OH}$
2. NITROFENOL	$\text{NO}_2\text{C}_6\text{H}_4\text{OH}$
3. CARBOXILO	$R-C(=O)OH$
4. CARBOXILO-ACIDO	$R-C(Cl)_2-C(=O)OH$

En los suelos, la CIC se produce por una combinación de cargas fijas y variables, determinada por los constituyentes orgánicos e inorgánicos y el pH del medio.

En la medida que aumenta la acidez de los suelos, la CIC disminuye por el bloqueo de grupos activos, con H⁺ y por la obstrucción de cargas permanentes y dependientes del pH, que realizan los polímeros de Al, Fe y Mn. También disminuye por la formación de «quelatos» con metales, que le disminuye la carga eléctrica a los complejos húmicos y a los complejos húmico-arcillosos.

En la figura 4 se presenta la variación de las cargas con el pH.

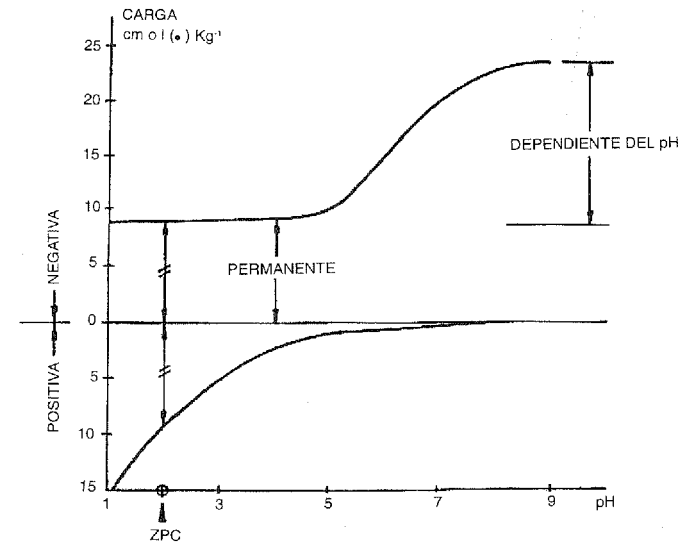


Figura 4. Variación de cargas eléctricas de los coloides y el pH del medio.

3. Cationes y capacidad de intercambio de cationes (CIC)

La adsorción de cationes depende de la atracción electrostática entre las cargas residuales negativas de los complejos húmicos-arcillosos de los suelos y los cationes. Los cationes son "retenidos" por los complejos y permanecen en "equilibrio" con los iones de la "solución del suelo".

Este equilibrio depende de:

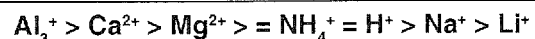
1. La concentración de la solución y la actividad relativa de cada ión.
2. La característica de cada catión: valencia y grado de hidratación.
3. Grado de afinidad entre el intercambiador y el catión.

1. **La concentración de la solución:** es la más importante. Al aumentar la actividad del catión en la solución, aumenta el desplazamiento de cationes hacia el complejo de cambio (acción de masa).

2. **La característica del catión:** es dependiente de,

- **valencia del catión**, los cationes polivalentes son adsorbidos en más cantidad y fuerza que los monovalentes.
- **el estado de oxidación**, que provoca cambios en su valencia, determinando una preferencial fuerza de unión en la medida que aumenta la carga +.
- **el grado de hidratación**, los cationes mas hidratados son menos adsorbidos al complejo.

Ambas condiciones determinan la siguiente serie de adsorividad:



3. El **grado de afinidad intercambiador-catión** se manifiesta en casos muy específicos, alterando las características anteriores. El intercambiador da preferencia a un catión específico. Ej. illita por K^+ ; clorita por Mg^{2+} .

El efecto de las características de los iones, determina el mecanismo de adsorción - desorción, con desplazamiento de algunos iones y ubicación de otros en el complejo de intercambio. La actividad del catión en solución es la fuerza más importante que determina el mecanismo de desplazamiento.

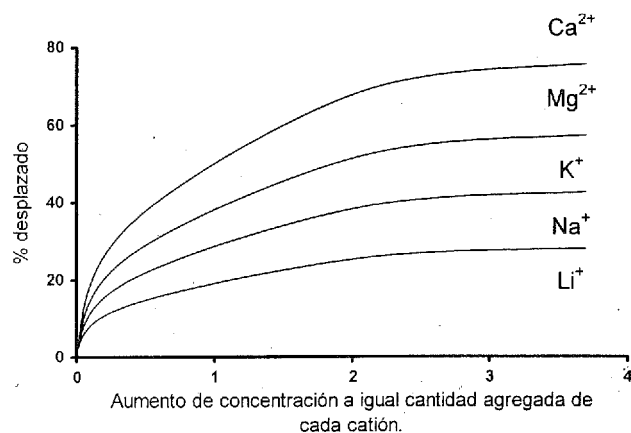


Figura 5. Influencia de diferencias catiónicas (valencias y tamaño del ión hidratado) en el desplazamiento de iones.

Valores de Hissink

Son variables que miden distintos aspectos del complejo de intercambio:

- **Capacidad de Intercambio de Cationes, CIC:** cantidad total de cationes del complejo. También llamada valor **T** de Hissink.
- **Capacidad de Bases de cambio:** es la cantidad de bases, **Ca, Mg, Na, K**, en el complejo. También llamada valor **S** de Hissink.
- **Capacidad de Acidez:** Cantidad de **H, Al, Mn, Fe** en el complejo. También llamada **H** de Hissink.
- **Saturación de Bases, % S.B.:** es la proporción de **Ca + Mg + K + Na**, del total de iones del complejo, CIC. También llamada valor **V** de Hissink.
- **Insaturación del complejo, % I:** es la proporción de **Al + H + Mn + Fe**, del total de iones del complejo, CIC. También llamada valor **I** de Hissink.

$$T = S + H \quad I \% = (H/T) \cdot 100 \quad V \% = (S/T) \cdot 100$$

4. Capacidad de intercambio de aniones (CIA)

La capacidad de intercambio de aniones se produce a través del desarrollo de cargas positivas en arcillas y sustancias orgánicas del suelo, ver figura 4. Es en cantidad, significativamente menor que la CIC. En suelos normales la CIA llega a valores de 0,2 - 2 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$. En suelos tropicales con alto contenido de caolinita y arcillas de óxidos ó en suelos ácidos de alofanos pueden encontrarse valores de 10-15 $\text{cmol}_c \text{kg}^{-1}$ o más.

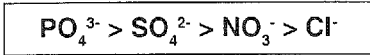
El proceso que caracteriza la CIA es el **desarrollo de cargas positivas:** las cargas positivas se incrementan cuando aumenta la acidez, por lo tanto la CIA es un fenómeno pH dependiente originado por.

- **El bloqueo de cargas de las arcillas:** a pH ácido se produce la asociación de H^+ a los grupos **Al-OH** y **Fe-OH** de las aristas y paredes rotas de las arcillas, produciéndose carga neta positiva. Ejemplo: **Al-OH₂⁺**, **Fe-OH₂⁺** en caras y aristas de arcillas.
- **De hidróxidos de Hierro y Aluminio:** el mecanismo de producción de cargas positivas es similar al anterior, **Al-OH₂⁺**, **Fe-OH₂⁺**.
- **De los complejos húmicos:** sus -H y -NH₂ se asocian con los H^+ del medio ácido dando origen a cargas +, **=NH₂⁺** y **-NH₃⁺**.

Aniones intercambiables: los principales son **PO₄³⁻**, **SO₄²⁻**, **NO₃⁻** y **Cl⁻**,

también aniones orgánicos como citrato y elementos de menor concentración como boratos y molibdatos.

La afinidad y fuerza de unión depende como en los cationes del orden de valencia e hidratación, originando la siguiente serie:



En los fosfatos la «adsorción» puede resultar irreversible por la formación de uniones fuertes con el intercambiador (fijación de fosfatos) y la formación de sales de Al y Fe. Por eso para fosfatos el proceso se llama «adsorción» (es difícil separar la adsorción de la precipitación, la fijación o oclusión), no intercambio.

En los aniones predominan las interacciones específicas sobre el intercambio iónico.

5. Mecanismos del intercambio. Ecuaciones

Cuando se produce un intercambio, los iones del intercambiador son reemplazados por iones de la solución del suelo e inmediatamente se genera un nuevo equilibrio.

En este proceso dinámico, el equilibrio se modifica, cuando las plantas toman nutrientes o hay lavado de iones en la solución del suelo por lluvia o hay un agregado de fertilizante. En todos estos casos se efectúa un intercambio de iones y se restablece un nuevo equilibrio.

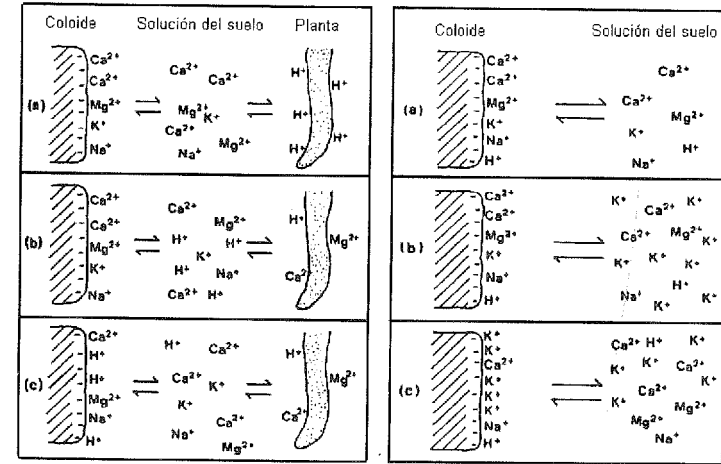
La distribución de cationes entre fase sólida y fase líquida depende de las propiedades del intercambiador y las actividades de los «nuevos cationes de la solución del suelo». La figura 6 esquematiza los pasos del equilibrio

Ecuaciones que describen el intercambio de iones

En la literatura se presentan numerosas ecuaciones para describir el intercambio de iones. Todas pretenden interpretar matemáticamente el fenómeno y aportar información al movimiento de nutrientes o lavado de iones o correcciones de acidez de los suelos.

El modelo más simple y más usado es la ecuación de GAPON, que utiliza el coeficiente de selectividad (k_g) de Gapon para cuantificar los intercambios de la siguiente forma:

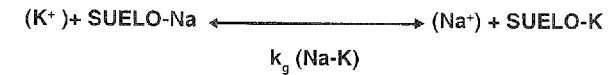
Ejemplo: para iones monovalentes, la ecuación y fórmula resultante es:



(a) estado inicial, (b) intermedio por toma de nutrientes de la raíz (izquierda) o agregado de fertilizante potásico (derecha), (c) luego del nuevo equilibrio

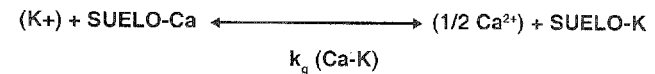
Figura 6. Intercambio de iones entre el intercambiador y la solución del suelo.

$$\frac{\text{SUELO - K}}{\text{SUELO - Na}} = k_g (\text{Na - K}) \frac{(K^+)}{(Na^+)}$$



$k_g (\text{Na-K})$; toma la responsabilidad de las relaciones entre los iones retenidos y los de la solución del suelo. Estos aumentan en adsorción con el aumento de la concentración y de la valencia del catión. Como la solución del suelo es extremadamente diluida en iones, el **factor valencia es el de mayor importancia cuantitativa**.

Ej. Equilibrio entre iones mono y bivalentes.



$$\frac{\text{SUELO - K}}{\text{SUELO - Ca}} = k_g (\text{Ca - K}) \frac{(K^+)}{(\sqrt{Ca^{2+}})}$$

Este término representa la relación de iones de esta solución de acuerdo a su concentración y actividad relativa.

Ley de relaciones de valencia (Ratio Law)

Un modelo simplificado de estas ecuaciones anteriores, es conocido como la ley de relaciones de valencia (Ratio Law) o ley de Scholfield.

Esta dice que: "Cuando los cationes de la solución están en equilibrio con los cationes del intercambiador (sorbidos), el intercambio no altera el equilibrio si: la concentración de los monovalentes es cambiada en relación 1:1; entre los monovalentes-bivalentes en relación 1:raíz cuadrada y entre los monovalentes-trivalentes en relación 1:raíz cúbica". Este modelo se emplea en muchos lugares para el cálculo de agregado de correctores en suelos salinos, suelos sódicos y suelos ácidos.

6. Intercambio iónico. Relación con la acidez del suelo y la disponibilidad de nutrientes

Es un fenómeno natural que los suelos reemplacen con el tiempo las bases, cationes Ca, Mg, Na, K, de los complejos de intercambio por H^+ . La acidificación de los suelos es un mecanismo normal que se produce por lavado de cationes y/o toma de nutrientes de los vegetales. En la figura 7 se muestra gráficamente la relación del % de saturación de bases con la acidez de los suelos y la proporción de iones intercambiables de acuerdo al pH.

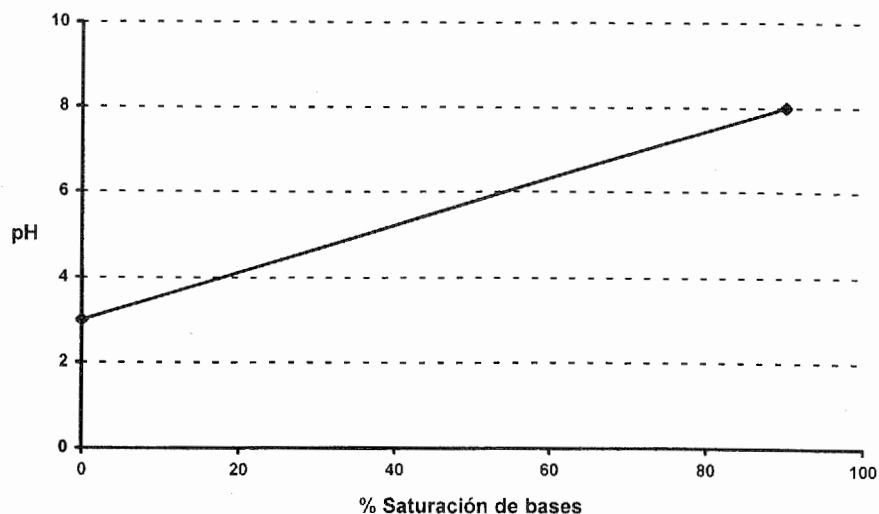
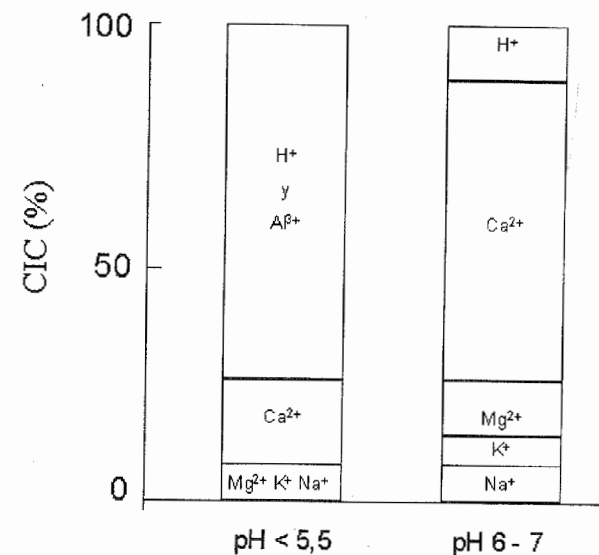


Figura 7a. Relación entre el pH y el % de saturación de bases (valor V) de los suelos.

Figura 7b. Proporción de iones intercambiables de acuerdo al pH del suelo.



7. Ejemplo de valores de CIC y cationes intercambiables que caracterizan a suelos argentinos

Cuadro Nº 2. Ejemplo de suelos argentinos. (CIC en $cmol_{(c)} kg^{-1}$)

ORDEN	LUGAR	CIC	%Ca	%Mg	%K	%Na	%Acidez intercam.	% S.B.	pH
Molisol	Pergamino (Bs. As)	20-25	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7
Molisol	M. Juárez. (Córdoba)	18-19	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7
Molisol	Rafaela (Santa Fe)	20-23	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7
Molisol	Junín (Bs. As)	15-18	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7
Molisol	Puán (Bs. As.)	13-16	70-80	10-15	5-10	0.5-1	15-25	75-85	5-7
Oxisol	L.N. Alem (Mnes.)	7-9	30-40	3-5	0.4	0.3	60	35-40	4-5
Entisol	Concordia (E. Ríos)	10-14	50-60	10-12	10-12	1-2	10-15	80-90	6-7.5

Bibliografía de apoyo

BOHN, H.; B.Mc NEAL AND G.O'CONNOR. 1993. Química del Suelo. Ed.Limusa. Noriega editores. Cap. 6.

Edafología. Guía de trabajos prácticos. 1994. CEABA.

McLAREN, R.G. AND K. C. CAMERON. 1994. Soil Science. An introduction to the properties and management of N. Z. soil. Ed Oxford University Press. Cap. 12. Intercambio de Iones del suelo.

ORTIZ, B.; C. A. VILLANUEVA Y C. A. ORTIZ SOLORIO. 1990. Edafología. Univ. Autónoma de Chapingo. Cap.8.

PORTA, J.; M. LÓPEZ ACEVEDO, C. ROQUERO. 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi Prensa.

REACCIÓN DEL SUELO**Temario**

1. Concepto de acidez y alcalinidad de los suelos - pH
2. Clasificación de acidez
3. Origen de la acidez de los suelos
4. Origen de el H^+ y OH^- de la solución del suelo
5. Clasificación de suelos según pH y origen de la acidez
6. Factores que determinan la intensidad de la acidez
7. Factores que determinan la intensidad de la alcalinización
8. Efectos del pH sobre algunas características del suelo y el crecimiento de las plantas
9. Ejemplos de pH en series de suelos argentinos
10. Capacidad reguladora del suelo
 - 10.1 Caracterización cualitativa
 - 10.2 Caracterización cuantitativa
 - 10.3 Medida de la capacidad reguladora

Jorge Alfredo ALBERTO
Mg. Prof. en Geografía

REACCIÓN DEL SUELO

Ings. Agrs. Mirta González, Andrea Segat, Marta Conti

OBJETIVOS

- Analizar las causas y consecuencias de la reacción del suelo.
- Relacionar la condición de acidez o alcalinidad con las características del suelo.

1. Concepto de acidez y alcalinidad de los suelos - pH

La reacción del suelo se refiere a la actividad del hidrógeno (H⁺) presente en la solución del suelo.

La reacción del suelo es una propiedad fundamental del mismo. Es a la vez, causa y efecto de una serie de factores. No existe proceso físico, biológico y químico, que no esté influido por las condiciones de acidez, neutralidad o alcalinidad del suelo.

La reacción del suelo se mide a través del pH.

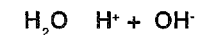
Concepto de pH

$$\text{pH} = -\log a_{\text{H}^+} = -\log (\text{H}^+) \cdot f(\text{H}^+)$$

$$a = \text{actividad} \quad f(\text{H}^+) = \text{factor de actividad}$$

En las soluciones diluidas, la actividad puede reemplazarse por la concentración (se toman como sinónimos) sin alterar el resultado.

En el agua, la disociación de H⁺ y OH⁻ presenta una concentración de 10⁻¹⁴ moles por litro y la concentración del agua no disociada es tan grande que se considera constante y aproximadamente igual a 1. Por consiguiente:



$$\frac{[\text{H}^+][\text{OH}^-]}{1} = K_w = 10^{-14}$$

K_w = constante de ionización del agua

aplicando log.

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] \text{ y } \text{pOH} = -\log [\text{OH}^-]$$

$$\text{pH} + \text{pOH} = 14$$

por lo tanto, como en el agua las concentraciones de H^+ y OH^- son iguales, el pH es igual a 7.

$$\text{pH} = -\log [\text{H}^+] = 7 \text{ y } \text{pOH} = -\log [\text{OH}^-] = 7$$

Toda alteración de concentración de H^+ , altera el pH de las soluciones. Existen métodos colorimétricos y potenciométricos para determinar el pH.

2. Clasificación de acidez

Varias aproximaciones han sido usadas para clasificar los componentes de la acidez del suelo, una primera categoría es la **acidez titulable** o también denominada **acidez total**. La misma se determina como la cantidad de base fuerte (NaOH o $\text{Ca}(\text{OH})_2$) requerida para elevar el pH de un suelo de un valor inicial dado a un valor final especificado. Pero la acidez titulable es sólo una medida de la acidez total real del suelo y no permite distinguir los componentes de la misma. Es utilizada para la caracterización de suelos ácidos y para la determinación de la necesidad de encalado de los mismos.

Al considerar la **acidez total** de un suelo, se tiene en cuenta, tanto la acidez activa como la potencial. La concentración de los iones H^+ en solución es la que determina la acidez del suelo en la medida de pH. El H^+ ubicado en la solución del suelo, se encuentra en equilibrio con el H^+ intercambiable, y con el H^+ no intercambiable (de los grupos OH^- de las aristas arcillosas y compuestos orgánicos).

a) Acidez activa o actual

Está dada por la actividad de los iones H^+ presentes en la solución del suelo. Cuando:

$a \text{H}^+ > a \text{OH}^-$, la reacción es ácida

$a \text{H}^+ = a \text{OH}^-$, la reacción es neutra

$a \text{H}^+ < a \text{OH}^-$, la reacción es alcalina

Esta cantidad de iones H^+ en solución, que es habitualmente muy pequeña, es la que más influye en la fertilidad del suelo.

En condiciones normales, la cantidad de agua que tiene un suelo es escasa, por lo tanto si se desea la medición directamente en el suelo se presentan inconvenientes metodológicos que dificultan la medición.

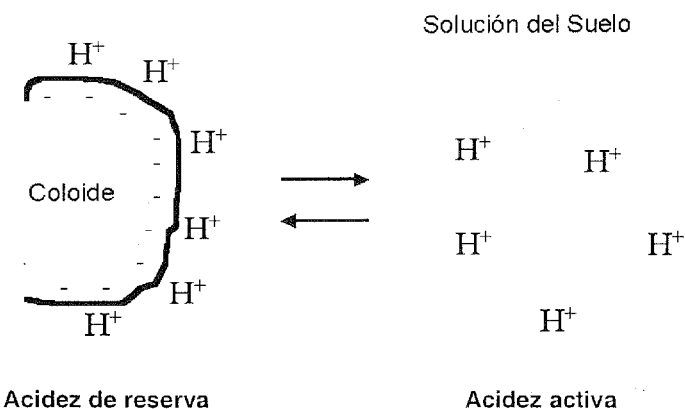
El pH actual, es la expresión internacional edafológica de la acidez actual y hace referencia a condiciones estándar de relación suelo-agua utilizada. Se mide el pH de una suspensión suelo-agua o suelo- CaCl_2 0.02N en relación **1:2,5**.

b) Acidez potencial, de reserva o intercambiable

Esta dada por los H, Al, Fe y Mn adsorbidos en el complejo de intercambio. (leer Capacidad de Intercambio de Cationes). Estos iones sorbidos, están en equilibrio con los de la solución del suelo. **La acidez potencial se mide en $\text{cmol}_c \text{ kg}^{-1}$ de base necesaria para su neutralización.**

c) Acidez no intercambiable

Es importante mencionar que en el suelo existe también un tipo de acidez llamada **no intercambiable**, que se debe a la presencia de iones $\text{Al}(\text{OH})_2^+$ y al hidrógeno unido a la materia orgánica y a los grupos $-\text{Si}-\text{OH}$ de las aristas de las arcillas.



Esquema que representa los H^+ que determinan la acidez.

La figura muestra el equilibrio entre acidez de reserva y acidez activa, si se neutralizan algunos hidrógenos de la solución del suelo, serán rápidamente reemplazados por algunos hidrógenos adsorbidos.

3. Origen de la acidez de los suelos

- **Lavado de sales y cationes del perfil:** los suelos ácidos se encuentran, aún en aquellas regiones donde el material parental es roca básica. A pesar que el producto de la descomposición de la roca es material alcalino, para que se origine un suelo ácido, estos productos deben ser eliminados del perfil a una velocidad mayor a la de su formación.

El agua de lluvia arrastra hacia las profundidades, no sólo las sales solubles y no tan solubles como carbonatos de calcio, sino los Calcio, Magnesio, Sodio y Potasio intercambiables, quedando el complejo de intercambio saturado con H^+ .

- **Fertilizantes:** el empleo de sulfato y nitrato de amonio aumenta la acidez del suelo. Los iones amonio son adsorbidos por el material coloidal, reemplazando las cantidades equivalentes de otros cationes. Los sulfatos y/o nitratos de calcio o de otras bases formados tienden a perderse por lixiviación, favoreciendo la acidez. El efecto principal de los iones NH_4^+ , se ejerce cuando éstos son transformados en nitratos por la oxidación, produciendo acidez por formación de ácido nítrico.

- **Actividad biológica:** la acidificación puede ser producida por la oxidación biológica de los compuestos del azufre y del nitrógeno, generando un pH bajo.

Como resultado de la actividad microbiana se forman constantemente ácidos, que no se neutralizan, provocando la acidificación de la solución del suelo.

4. Origen de los H^+ y OH^- de la solución del suelo

Origen de los iones H^+ de la solución del suelo:

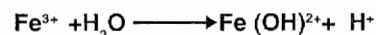
a) Grupos ácidos de minerales de la fracción arcilla

Proviene de la disociación de iones H^+ unidos a las cargas permanentes (sustitución isomórfica) de los minerales de arcilla.

Se comportan como ácidos fuertes disociando los H^+ a pH 3 y 4.

b) Hidrólisis de los iones Fe, Al, Mn.

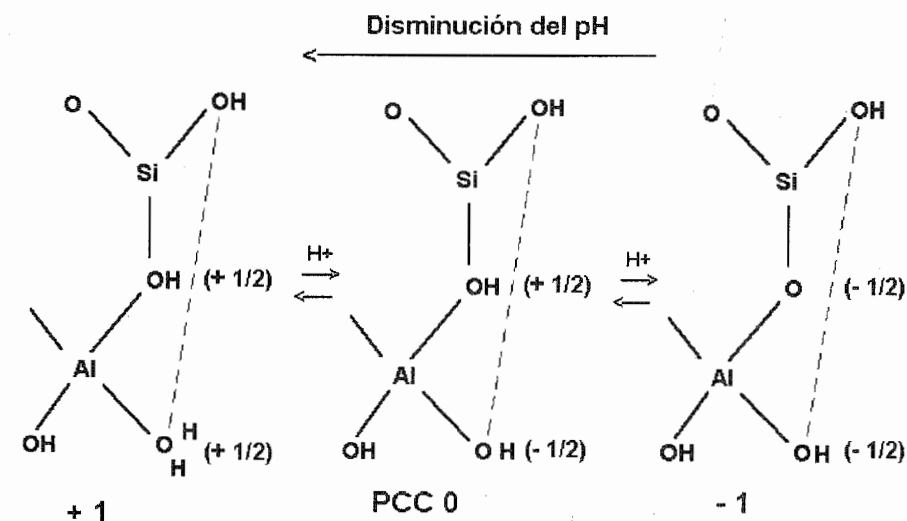
Los cationes hierro y manganeso se hidrolizan dando origen a acidez.



La hidrólisis del Al, por ser la más importante, se trata en un punto aparte, punto (f).

c) Disociación de grupos ácidos débiles de la fracción arcilla.

Los Si-OH y Al-OH que originan cargas variables, y los polímeros hidroxialúminicos a pH mayor que 6 y hasta 10-11, originan H^+ en solución.



d) Grupos ácidos de la materia orgánica.

Los grupos carboxilos dan H^+ entre pH 4 y 7,5. Los grupos fenólicos lo hacen entre pH 5 y 8,0. Los grupos alcohólicos a pH mayor de 9,5.

Esto en líneas generales, dado que su amplio rango de superposición se puede considerar que entre pH 3 y 10 los ácidos orgánicos aportan H^+ a la solución de suelo.

e) Ácidos Solubles.

CO_2 producido por la actividad biológica en el suelo y por las raíces.



- Ácidos orgánicos originados en la descomposición de la materia orgánica, metabolitos de microorganismos y excreciones radiculares de plantas superiores.

- Ácidos fuertes producidos por oxidación. Por ejemplo, en un suelo en estado de anaerobiosis, el azufre se encuentra como SFe . Al mejorar la aireación y aumentar el grado de oxidación, el azufre se oxida a sulfato aumentando así la acidez del suelo.
- Intervención del hombre aplicando fertilizantes de reacción ácida. Por ejemplo, KCl , $(NH_4)_2SO_4$, etc. En el primer caso, sucede que las plantas absorben más K^+ que Cl^- , por lo que se produce la formación de CIH. El sulfato de amonio, a través de la oxidación del NH_4^+ a NO_3^- y formación de ácido sulfúrico y nítrico, es también productor de acidez.

f) Hidrólisis del Aluminio:

El comportamiento químico de los materiales ácidos se encuentra ligado íntimamente con las propiedades del aluminio en la solución.

El Al^{3+} se hidroliza para formar complejos, monómeros y polímeros de aluminio hidratado, constituidos por unidades, como $Al(OH)^{2+}$ y $Al(OH)_2^+$ o formas que representan grados intermedios de neutralización.

Iones	Observaciones
Al^{3+}	Catión intercambiable predominante en suelos muy ácidos (pH inferior a 5). Altamente tóxico.
$Al(OH)^{2+}$	Ion fácilmente intercambiable, predominante en suelos ácidos (pH 5-5,5).
$Al(OH)_2^+$	Ion fácilmente intercambiable, predomina en suelos ácidos a levemente ácidos (pH 5-6).
$[Al(OH)_n]^{m+}$	Policación de tamaño y carga variable. Origen de carga dependiente del pH. Bloquea sedes de intercambio catiónico.

La distribución de las especies de aluminio con el pH se muestra en la figura 1.

El ion $Al(OH)^{2+}$ es de menor importancia y existe sólo dentro de un margen limitado de pH. El ion $Al(OH)_5^{2-}$ sólo se presenta a valores de pH superiores de los que se encuentran normalmente en los suelos (pH 11-12).

El Al^{3+} predomina por debajo de un pH de 4,7; el $Al(OH)_2^+$ entre 4,7 y 6,5; el $Al(OH)_3$ entre 6,5 y 8 y el $Al(OH)_4^-$ por encima de 8.

Además de las formas solubles, se presenta el $Al(OH)_3$ precipitado, gibsita de fase sólida.

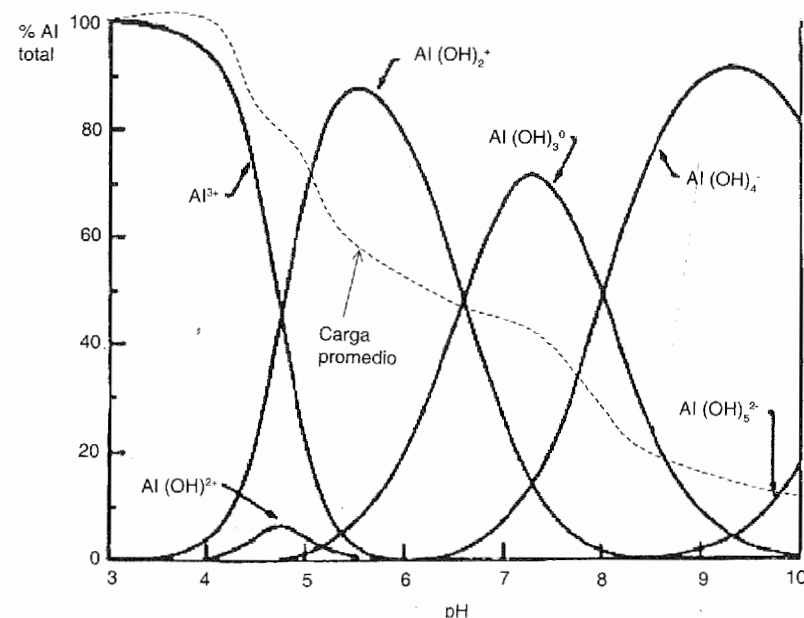
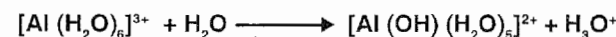


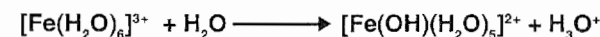
Figura 1. Distribución y carga promedio de especies de aluminio soluble en función del pH.

La doble capa y la solución del suelo tienen en equilibrio iones Al^{3+} y $Al(OH)_n^{(3-n)+}$ que al hidrolizarse liberan protones.



Los productos de hidrólisis del Al^{3+} se polimerizan rápidamente para formar grandes unidades de varias cargas. Las superficies de los coloides del suelo retienen fuertemente a los polímeros y por lo general, se comportan como no intercambiables.

La hidrólisis del hierro es similar a la del aluminio:



El valor de pH de la primera etapa de hidrólisis del hierro, se acerca a 3, en tanto que el del $Al(H_2O)_3^{3+}$ es casi 5. Por esta razón la hidrólisis del hierro está regulada por la del aluminio, debiendo reaccionar la mayor parte de la reserva del aluminio del suelo antes que lo pueda hacer el hierro.

La retención de polímeros hidratados de aluminio con carga positiva,

disminuye la carga neta de los coloides del suelo. De esta manera, la formación de dichos polímeros en la superficie de los coloides, disminuye la capacidad de intercambio catiónico de los mismos.

La elevación del pH disminuye la carga positiva de los polímeros, liberando sedes de intercambio. Por lo contrario, la disminución del pH de los suelos que contienen grandes cantidades de polímeros hidratados, disminuye la capacidad de intercambio catiónico del suelo al incrementarse la carga positiva en los polímeros.

Origen de los iones OH⁻ de la solución del suelo

- a) La fuente de iones hidroxilos en el suelo, son los cationes metálicos adsorbidos.

Cuanto mayor es la cantidad de iones alcalinos y alcalino térreos en la solución interna del suelo, mayor es el pH.

- b) Fertilizantes alcalinos y riegos con aguas alcalinas

La acción del hombre a través de la aplicación de fertilizantes de acción química y fisiológica alcalina. Ej. : Na NO₃. El anión NO₃⁻ se absorbe en forma preferencial y queda el Na⁺ en el suelo que produce alcalinidad.

En suelos bajo riego, el aporte de bases y particularmente de sodio, puede mantener y aumentar el pH a más de 7,0.

5. Clasificación de suelos según pH y origen de la acidez

La siguiente es la escala usada para la determinación de pH en KCl, según Scheffer y Schachtschabel.

pH	Actividad de iones H ⁺ (g / l ⁻¹)	Términos descriptivos	Zonas
< de 4,0	10 ⁻³	extremadamente ácido	Zona Ácida
4,0 a 4,9	10 ⁻⁴	fuertemente ácido	
5,0 a 5,9	10 ⁻⁵	medianamente ácido	
6,0 a 6,9	10 ⁻⁶	ligeramente ácido	Zona Neutra
7	10 ⁻⁷	neutro	
7,1 a 8,	10 ⁻⁸	ligeramente alcalino	
8,1 a 9,0	10 ⁻⁹	medianamente alcalino	Zona Alcalina
9,1 a 10,0	10 ⁻¹⁰	fuertemente alcalino	
> de 10,1	10 ⁻¹¹	extremadamente alcalino	

6. Factores que determinan la intensidad de la acidez

a) Grado de saturación del complejo sorbente

Es el valor V de Hissink. Está directamente relacionado con la acidez actual. Para un valor de V = 100% corresponderá un pH de la solución elevado, 7 ó mayor; dependiendo del tipo de sorbente y del catión saturante; para un valor de V = 0, corresponderá un pH ácido. Entre estos dos valores, 0 y 100, hay toda una gama posible (ver capítulo de Intercambio de Iones).

b) Tipo de sorbente

Las curvas de saturación de arcillas y MO en función del pH son muy diferentes.

Para explicar esto, se supone que el sorbente es un ácido débil con cationes de bases fuertes y algunos cationes de bases débiles.

El ácido débil (sorbente), tiene una capacidad de disociación que depende de su naturaleza estructural. La fuerza de disociación del ácido depende de su electronegatividad o cantidad de cargas negativas.

Orden de electronegatividad de los intercambiadores:

MO > montmorillonita > illita > caolinita > óxidos hidratados de Fe y Al.

c) Tipo de cationes sorbidos. Pueden considerarse tres grupos:

- H⁺ - Mn⁺⁺ - Al⁺⁺⁺ - Fe⁺⁺⁺
- Ca⁺⁺ - Mg⁺⁺ - K⁺
- Na⁺

El primer grupo está directamente relacionado con un alto grado de acidez en los suelos. En general, en suelos minerales ácidos, el ion Al con una neta predominancia sobre los iones H⁺, se encuentra saturando el complejo sorbente y es el responsable de la acidez. El ion H⁺ es cuantitativamente importante en suelos orgánicos muy ácidos, poco arcillosos y con ácidos minerales.

Con respecto a los cationes de cambio, se los separa de dos grupos por su diferente comportamiento. Todos forman bases al participar en el intercambio, pero con diferentes constantes de basicidad. El intercambio será tanto mayor cuanto menor sea la energía de unión entre el catión y el intercambiador. El Na⁺ con mayor facilidad de liberarse del complejo de cambio que el Ca⁺⁺ y el Mg⁺⁺, constituye una base fuerte, capaz de aportar hidroxilos al medio.

d) Contenido de CO₂

El contenido de CO₂ del aire del suelo varía desde un mínimo (0,03%) hasta valores muy altos en suelos mal aireados (de 3 y hasta 10%). En función de su presión parcial forma CO₃H₂ y éste libera H⁺.

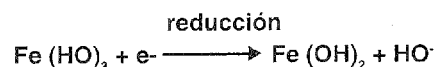
Las variaciones serán función de la cantidad de CO_2 del suelo. En la rizosfera se produce más CO_2 debido a una actividad biológica más intensa.

e) Cantidad de agua

Cuanto mayor es la cantidad de agua del suelo más se eleva el pH. Este efecto de dilución se origina por que al aumentar la cantidad del solvente, se diluyen los iones H^+ disminuyendo su actividad. Esto se comprueba en la determinación de pH con distintas relaciones suelo - agua: 1:1, 1:2,5 y 1:10, en ellas, el pH aumenta progresivamente con la dilución. Esto permite especular sobre el comportamiento de las plantas sensibles al pH con respecto al clima: los cultivos sensibles a la acidez, la soportan mejor en climas húmedos que en climas secos.

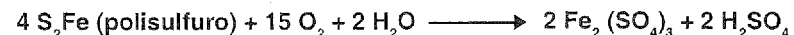
f) Condiciones de aireación

Un mismo suelo puede cambiar su valor de pH de acuerdo a que esté bien o mal aireado. La norma general es que, al pasar de aerobiosis a anaerobiosis se produce un aumento de pH, siempre que la anaerobiosis esté en relación con gran cantidad de agua. Aún cuando pueden jugar factores como dilución o hidrólisis, la causa principal residiría en la reducción del Fe^{3+} .



Un proceso asociado es la reducción de SO_4^- a S^- , que se combina con el Fe para dar SFe . Este sulfuro puede, con el tiempo, pasar a polisulfuro que es más estable.

Los sulfuros dan reacción cercana a la neutralidad cuando predominan las condiciones de anaerobiosis. Si mejora el drenaje y por consiguiente la aireación, se produce la oxidación.



Tanto el sulfato férrico como el H_2SO_4 son agentes acidificantes

Si hay suficiente cantidad de CaCO_3 en el sistema, dicha acidez puede neutralizarse y mantenerse el pH por encima de 5, dando lugar a la formación de CaSO_4 , MgSO_4 y $\text{Fe}(\text{OH})_3$. En caso de no haber suficiente Ca y Mg, este fenómeno puede dar lugar a acidificaciones extremas.

Si la anaerobiosis, en lugar de ser producida por exceso de H_2O , se debe a altas concentraciones de CO_2 , entra en juego el sistema regulador del CO_3H^- (pH 5,5-8,2).

7. Factores que determinan la intensidad de la alcalinización

Acumulación de sales: la acumulación de sales reconoce 2 vías:

• Natural

Si no existe una lixiviación adecuada, las sales producidas en el proceso de meteorización quedan en el perfil. La falta de lavado puede deberse a lluvias insuficientes o drenaje impedido.

El relieve puede, en ocasiones, definir una salinización sobre todo si va acompañado por la presencia de napas salinas.

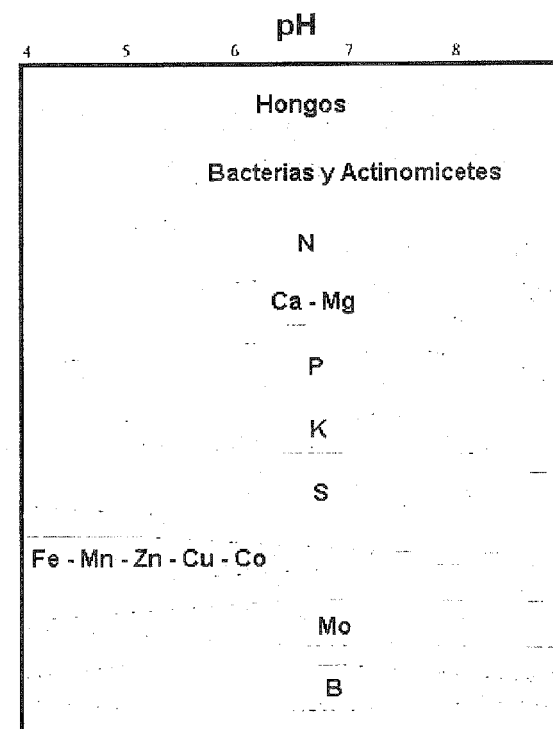
La salinización puede reconocer su origen en antiguos depósitos de agua salada o entradas de agua de mar.

• Artificial

Hace referencia a los suelos de zona de riego que por falta de buen drenaje y aguas con alto contenido de sales se alcalinizan y salinizan. Este fenómeno constituye un serio problema en la Argentina, especialmente en la provincia de Río Negro.

Aplicación de fertilizantes de reacción básica. Como ejemplo se puede nombrar al NaNO_3 . La planta toma NO_3^- y el Na^+ al quedar libre, aumenta el pH.

8. Efectos del pH sobre algunas características del suelo



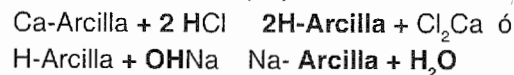
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Óptimo para la mayoría de los cultivos								■	■		
Ciénagas drenadas que contienen azufre			■	■							
Suelos forestales húmedos						■	■	■			
Suelos de pradera subhúmedos						■	■	■			
Suelos de pradera semiáridos								■	■		
Suelos con exceso de sales de Ca ²⁺										■	■
Suelos que contienen exceso de Na ⁺											■

9. Ejemplos de pH en series de Suelos Argentinos

SUBGRUPO	LOCALIDAD	Valor de pH (promedio)
Borofiblistos lítico	Islas Malvinas	4
Ustifluventes típicos	Santiago del Estero	7
Natrualfes típicos	Santiago del Estero	8
Natargides típicos	Río Negro	8
Rodudalfes típicos	Misiones	5 - 6
Torriortentes típicos	Mendoza	7
Haplustol énticos	Córdoba	7
Argiudoles ácuicos	Entre Ríos	6
Argiudoles típicos	Buenos Aires	7 - 6
Hapludoles típicos	Buenos Aires	6 - 7

10. Capacidad reguladora del suelo

Se entiende por capacidad reguladora o poder buffer del suelo, a la resistencia que el mismo ofrece a variar su pH ante agregados de iones H⁺ u OH⁻. La neutralización se logra por la capacidad de intercambiar los H⁺ u OH⁻ agregados con iones del complejo de cambio:



La capacidad buffer o tampón de los suelos, depende de la cantidad y naturaleza del complejo coloidal del suelo y la naturaleza de los cationes que saturan el mismo.

10.1 Caracterización cualitativa

Caracteriza la zona de máxima regulación. En las curvas de titulación del suelo, hay un ámbito de pH en el cual la adición de cantidades de NaOH o HCl producen mínimas variaciones del pH, en otras zonas hay cambios bruscos de pH ante el agregado de pequeñas cantidades de ácido o base. En este último caso, el poder regulador o tampón es mínimo.

El máximo poder regulador del suelo se manifiesta cuando la cantidad de cationes de intercambio (V de Hissink) es igual a la cantidad de acidez del mismo (I de Hissink); V=I, 50% de saturación catiónica, es decir, cuando las reservas de ácido y base del complejo de cambio son iguales.

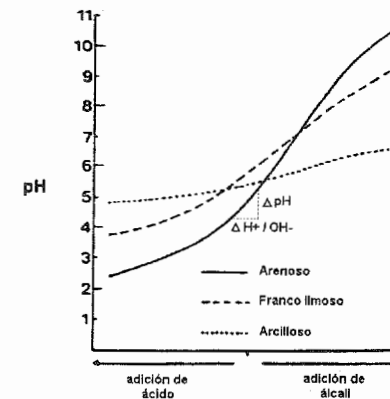
10.2 Caracterización cuantitativa

Se basa en medir la intensidad de la regulación. El principal sistema regulador del suelo es el complejo sorbente y los cationes del mismo.

Cuanto mayor cantidad de coloides tenga un suelo, mayor es su poder regulador (mayor CIC o mayor número de sitios de intercambio para adsorber los iones H⁺ u OH⁻).

Los suelos arenosos tienen bajo poder regulador, mientras que los arcillosos ricos en M.O., muy grande. Es necesario conocer el poder de regulación de un suelo para efectuar correcciones de pH.

10.3 Medida de la capacidad reguladora



Se pueden usar las curvas de titulación o calcular el valor β

a) **Curvas de titulación:** Consiste en medir el ángulo que forma la curva de titulación con la horizontal en el punto en que V es igual a 50% (ver Fig.). Los suelos arenosos, con muy baja capacidad reguladora, presentan mayor ángulo que los arcillosos.

b) **Cálculo del valor β :** Es un dato numérico que caracteriza la intensidad de la regulación. Permite establecer una relación directa entre pH y el poder regulador. A mayor β mayor poder regulador.

Se calcula midiendo la relación entre los cmoles_e de ácido o base agregados y el cambio de pH producido.

$$\beta = \frac{\text{AOH}}{\text{ApH}} = \frac{\frac{\text{C} \cdot \text{v}}{\text{V}}}{\text{ApH}}$$

OH: Número de cmoles, de ácido o base añadidos

ApH: Variación sufrida en el pH por ese agregado

C: Concentración del ácido o de la base añadida

v: Volumen de ácido o base añadida

V: Volumen total resultante

Bibliografía de apoyo

BOHN, H, Mc. NEAL, B, G. O'CONNOR. 1993. Química de Suelos. Editorial Limusa.

FASSBENDER, H.: Química de suelos.1978. - Editorial IICA - Costa Rica.

MIZUNO, I.: Aspectos problemáticos de la Ciencia del Suelo.1978. Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria T.XXXII N°3 Bs. As.

ORTIZ-VILLANUEVA, B.; C.A. ORTIZ SOLORIO, 1990 Edafología. Ed Univ. Autónoma de Chapingo.

PORTA, J., M. LÓPEZ - ACEVEDO, C. ROQUERO 1994 - Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi - Prensa -Madrid.

RAMIREZ, R, D. CORASPE, D. RAMIREZ, 1983. Efecto del pH en el medio de enraizamiento de maní (*Arachis Hypogaea* L) sobre el peso seco y acumulación de nutrientes. *Actas X Congreso Arg. y VIII Latinoamericano de la Ciencias del Suelo.*

VELAZCO, M, R. SERINO, C. DE PAULI, 1987. Estudio de la relación entre el comportamiento ácido-base y la composición del suelo. *Ciencia del suelo* 5. : 116-122.

Agua
del Suelo

5

AGUA DEL SUELO

Temario

1. Introducción

- 1.1 Ciclo del agua
- 1.2 Propiedades del agua

2. Contenido del agua del suelo y relaciones energéticas

- 2.1 Coeficientes hídricos
- 2.2 Contenido hídrico
- 2.3 Caracterización energética. Potencial agua
- 2.4 Relación entre contenido de agua y potencial agua
 - 2.4.1 Curvas de retención hídrica
- 2.5 Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas
 - 2.5.1 Clasificación biológica del agua del suelo
 - 2.5.2 Clasificación funcional de los poros del suelo
- 2.6 Medición del agua del suelo

3. Dinámica del agua del suelo

- 3.1 Movimiento a flujo no saturado
 - 3.1.1 Infiltración
 - 3.1.2 Ascenso capilar
- 3.2 Movimiento a flujo saturado
- 3.3 Movimiento en fase de vapor

4. Relación agua-suelo-planta-atmósfera

AGUA DEL SUELO

Ing. Agr. Silvia Ratto

OBJETIVOS

- Comprender el papel que cumple el suelo como **reservorio** dentro del ciclo del agua.
- Analizar las **relaciones energéticas** entre el agua del suelo y la matriz del mismo, responsable del almacenamiento.
- A través del estudio de las relaciones energéticas y contenido de agua evaluar la **dinámica** y su relación con la absorción por la planta.

1. Introducción

El agua en el suelo influye en su génesis y evolución. Propiedades y procesos como consistencia, regulación de la temperatura, movilización y absorción de nutrientes por las plantas, procesos de óxido-reducción y problemas de erosión están bajo su influencia.

Se habla del agua del suelo y no del agua en el suelo debido a que tiene características de solución-suspensión. Puede tener diversas sales disueltas, compuestos orgánicos o inorgánicos solubles, moléculas provenientes de la degradación de herbicidas y pesticidas y partículas coloidales, orgánicas o inorgánicas en suspensión.

Los poros del suelo están ocupados por agua y el aire. En el estado de saturación todos los poros están llenos de agua líquida. El agua se halla también en la estructura de los cristales, la mayor parte como componente del cristal, estando tan fuertemente ligada que se requieren altas temperaturas para eliminarla.

La cantidad y estado energético del agua en el suelo influyen en las propiedades físicas del suelo más que ningún otro factor. De ahí que las relaciones entre el agua y el suelo ocupen considerable extensión en todo estudio de física de suelos.

1.1 Ciclo del agua

En la Fig. 1 se muestra el ciclo del agua en un sistema agrícola. Las principales entradas corresponden a precipitaciones, ocasionalmente riegos, nevadas o rocío. El suelo juega un rol importante en los mecanismos de salidas, como la evaporación, transpiración, transporte, drenaje y almacenamiento. La diferencia entre las entradas y salidas constituye el **almacenaje**.

Es tal vez a través de esta última propiedad que el suelo ejerce la mayor influencia en el sistema. Para poder llevar a cabo una buena gestión productiva y ambiental es necesario conocer los mecanismos que regulan cada paso del ciclo del agua en el ambiente acuático, atmosférico y terrestre.

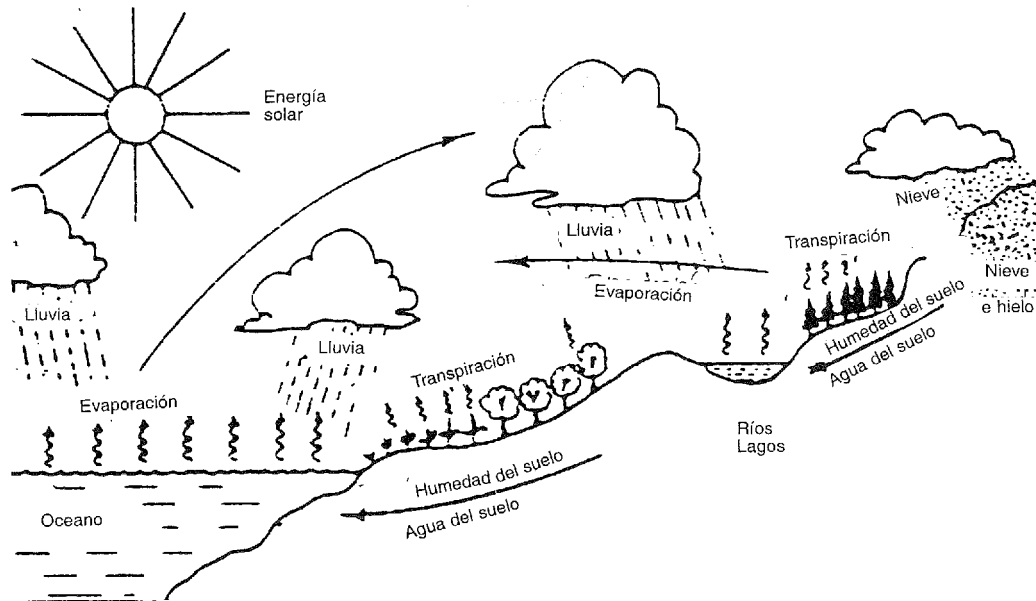


Figura 1. Esquema del ciclo del agua en un sistema agrícola (adaptado de Bertrand, 1967).

Las propiedades del suelo tienen gran influencia sobre el ciclo hidrológico

1.2 Propiedades del agua

La molécula de agua está compuesta por un átomo de oxígeno y dos átomos de hidrógeno de tamaño mucho menor. Estos elementos tienen entre sí enlaces covalentes. Cada átomo de H comparte su único electrón con el oxígeno. El resultado es una molécula asimétrica, ya que la disposición no es lineal, sino que los protones de hidrógeno sobresalen en ángulo de $104,5^\circ$ del núcleo del oxígeno. Estos protones de hidrógeno forman polos positivos y los dos electrones internos del átomo de oxígeno forman polos negativos en ángulo recto con el plano de protones de hidrógeno (Fig. 2). En consecuencia, la molécula de agua es **polar**. Varias moléculas de agua están unidas entre sí por fuerzas débiles (enlace de hidrógeno) que existen entre el polo positivo (protón) y el polo negativo (electrón).

Las fuerzas intermoleculares en el estado líquido hacen difícil que las moléculas de agua escapen del líquido a la fase de vapor y por eso el agua tiene un alto punto de ebullición. También es alto el punto de fusión, porque el agua en estado líquido tiene una estructura algo cristalina y la transición de líquido a sólido es relativamente fácil. La existencia de enlaces de hidrógeno, aunque débiles, en el agua líquida, requiere que estos enlaces se rompan para que una molécula pueda moverse en el seno del líquido y por eso la viscosidad del agua es mayor que la de los líquidos no asociados (carentes de asociación intermolecular), cuyas moléculas circulan libremente deslizándose unas contra otras. Sin embargo, la debilidad de muchos de los enlaces de hidrógeno compartidos hace que la viscosidad no sea tan grande como la de los líquidos con alto grado de asociación. Los enlaces intermoleculares son causa de la baja conductividad eléctrica del agua y de su alta constante dieléctrica.

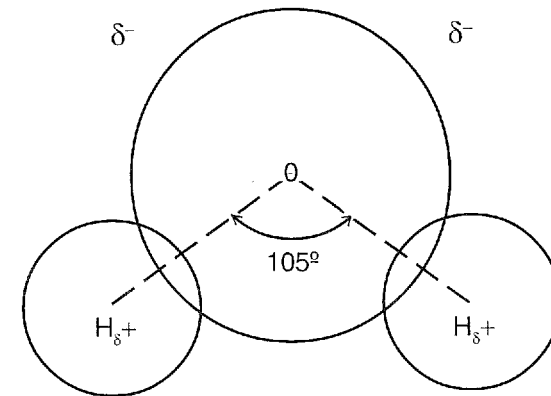


Figura 2. Esquema de la molécula de agua.

Se denomina **cohesión** a las fuerzas de atracción de las moléculas entre sí y **adhesión** a la atracción hacia otras superficies como vidrios o arcillas.

Las fuerzas que actúan reteniendo el agua en el suelo son varias y la mayoría son manifestaciones de fenómenos de superficie.

Tensión superficial

Se distinguen dos clases de líquidos: los que mojan la superficie del recipiente que los contiene (agua) y los que no la mojan (mercurio). En ambos casos se originan fuerzas superficiales, en el primero con dirección hacia el exterior de la masa líquida originando una superficie libre cóncava en el plano de contacto, en el segundo con dirección hacia adentro originando una superficie libre convexa.

Para el caso del agua esta fuerza determina un **ascenso capilar** que cesa cuando se igualan el peso de la columna de agua y la fuerza llamada tensión superficial.

Succión capilar = presión hidrostática

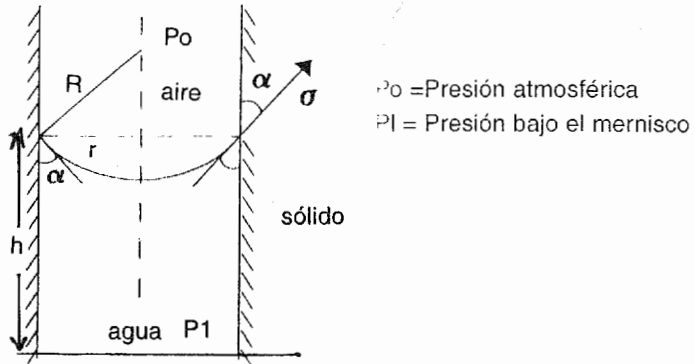


Figura 3. Tubo capilar sumergido en un recipiente con agua.

El agua asciende en el capilar hasta que la succión capilar iguale la presión hidrostática

- T: tensión superficial
- r: radio del capilar
- α : ángulo de contacto
- h: altura de ascenso capilar
- δ : densidad del agua
- g: aceleración de la gravedad

$$\frac{2 T}{r \cos \alpha} = \delta g \quad (1)$$

Si el sistema es agua sobre sólido, $\alpha = 0$, entonces el $\cos \alpha = 1$.

Si se quiere conocer la altura a la que llega la columna de agua, despejando de (1) se tiene que:

$$h = \frac{2 T}{r \delta g}$$

Siendo T (tensión superficial) y δ (densidad) valores constantes para una temperatura dada y g un valor constante, multiplicando por 2 el numerador y considerando diámetro en lugar de radio se puede calcular el diámetro del poro para una cierta succión:

- T: 72,75 dinas cm^{-1}
- δ : 1 g/cm^3
- g: 981 cm/seg
- d: diámetro del capilar

$$h \text{ (cm)} = \frac{4 T}{d \cdot \delta \cdot g} \quad \text{y} \quad d \text{ (\mu)} = \frac{3}{\text{succión (atm)}}$$

Si se quiere conocer el diámetro de poro que retendrá el agua con una succión de 1/3 de atmósfera:

$$d \text{ (\mu)} = \frac{3}{0,33} = 9 \mu$$

El Sistema Internacional de Unidades en vigencia utiliza el Megapascal, Newton, micrómetro y nanometro con las siguientes equivalencias:

- 1 atm = 0,101 **Mpa**: Megapascal
- 1 dina = 10^{-5} **N**: Newton
- 1 micrón (μ) = μm : micrometro, $=10^{-6}$ m
- Å = 0,1 **nm** nanometro = 10^{-9} m

Tensión interfasial:

Cuando un liquido se pone en contacto con una superficie sólida, parte del líquido puede quedar adherido en dicha superficie: **adhesión**.

Es esta otra manifestación del fenómeno del comportamiento dipolar del agua y permite que pueda ser atraída por campos de cargas opuestas y quedar así firmemente adherida.

2. Contenido de agua del suelo y relaciones energéticas

A fin de caracterizar el agua del suelo en función de la fuerza de retención ejercida por el mismo se han definido los siguientes parámetros denominados coeficientes hídricos.

2.1 Coeficientes hídricos

Capacidad de campo (CC)

Viehmeyer y Hendrikson (1931) la definen como la cantidad de agua retenida en el suelo después que ha drenado el agua gravitacional y cuando la velocidad del movimiento descendente del agua disminuye sustancialmente.

A este valor se lo conoce también con otras denominaciones como capacidad normal de campo, capacidad normal de humedad, capacidad capilar, capacidad de retención de agua y agua suspendida (autores rusos)

Este coeficiente se obtiene «in situ» y la técnica consiste en, después de una lluvia adecuada o de regar copiosamente un área, tapar la superficie para evitar pérdidas por evaporación y dejar drenar por 2 - 3 días, con lo que se supone que el suelo llega al equilibrio.

Humedad equivalente

Es un valor que trata de reflejar en laboratorio la máxima capacidad de retención en un suelo y se ha tratado de asimilarlo a la capacidad de campo.

La humedad equivalente es, por convención, la cantidad de agua que retiene una muestra de suelo cuando se la somete, previamente saturada, a una fuerza igual a 1000 veces la gravedad, lo que representa una fuerza equivalente a 0,3 atmósferas (0,03Mpa).

Se ha deseado hallar correspondencia entre la humedad equivalente y la capacidad de campo bajo el supuesto de que en ambos casos el agua queda retenida con una succión de 0,3 atmósferas, pero los valores correspondientes se apartan cuando el suelo se aleja de una textura franca. En texturas gruesas, la humedad equivalente arroja valores menores que la capacidad de campo mientras que en texturas finas sucede lo contrario.

La capacidad de campo se determina en el terreno, por lo que se trabaja en las condiciones naturales del suelo en cuanto se refiere a extracción de la muestra, mientras que la humedad equivalente se determina sobre muestra seca y tamizada.

En la práctica, en la determinación de la humedad equivalente en suelos arcillosos, luego del tiempo estipulado para la centrifugación (30') en ocasiones queda agua sobrenadante.

Otro método de laboratorio fue desarrollado por Mizuno, Arrigo y Svartz (1978). Se pone una muestra seca y tamizada en un vaso de precipitados, se apelmaza golpeando el fondo del vaso con la palma de la mano y desde una bureta se dejan caer, gota a gota, 5 ml de agua evitando la pérdida por evaporación. Se espera (20') desde la finalización del agregado de agua, se extrae la masa de suelo humedecida y se determina la humedad (Método para la determinación rápida de máxima capacidad hídrica).

Coeficiente de marchitez permanente (CMP)

Este concepto se refiere al contenido de agua del suelo cuando el vegetal no alcanza a absorberla por la imposibilidad de vencer la fuerza con que está retenida.

Se estima que cuando dicha energía (succión) llega a 15 atmósferas (1,5 MPa) las especies comúnmente cultivadas no pueden absorber agua; al no llegar a vencer dicha succión, el vegetal entra en marchitez irreversible.

Las consecuencias de una falta de disponibilidad de agua para los vegetales presentan dos aspectos:

- x El vegetal llega a la marchitez pero aún mantiene su poder de recuperación. Al llevarlo a una atmósfera saturada de agua recupera su turgencia.
- xx El proceso pasa a ser irreversible: el vegetal no puede recuperarse aún en una atmósfera saturada de vapor de agua.

Puede observarse que la definición de estos puntos no es precisa ni universal, depende de factores tales como especie vegetal y momento del ciclo.

Se admite que el punto x) se presenta cuando el agua está retenida con una succión aproximada de 10 atmósferas (1,0 MPa) y el punto xx) a 15 atmósferas (1,5MPa). En este último punto el agua queda retenida en forma de una fina película que rodea a cada partícula individualmente con un espesor entre 300 y 400 Å para el material arcilloso silicatado. En los puntos de contacto de estas películas quedan configurados poros de diámetro menor de 0,2 μ m.

La determinación de este coeficiente puede efectuarse por dos vías: biológica o con instrumental de laboratorio.

Biológica: Se efectúa un cultivo en maceta, utilizando generalmente girasol. Para ello se llenan macetas con muestra de suelo, se siembran varias semillas de girasol y se riega. Cuando las plántulas tienen suficiente desarrollo se ralea dejando una sola y se cubre la superficie libre de la maceta de modo tal que no se produzca pérdida de agua por evaporación.

Cuando la planta entra en marchitez, se la introduce en una atmósfera saturada de humedad. Al recuperar la turgencia el contenido hídrico del suelo corresponde al punto x).

Periódicamente se repite la operación hasta que se llega a un momento en que no se recupera la turgencia. El contenido hídrico marca el punto xx).

El coeficiente de marchitez permanente de los suelos depende fundamentalmente de la textura y materia orgánica. A título de ejemplo, pueden darse algunas cifras para distintos componentes del suelo:

Arena	2-5% en peso (g agua/100 g suelo seco)
Limo	8-10%
Limo arcilloso	15%
Turba	50%

De acuerdo a estos valores puede observarse que el coeficiente de marchitez permanente depende de la superficie específica; cuanto mayor es la misma, tanto mayor el contenido de agua.

Otra vía para la determinación de este coeficiente es la evaluación de la cantidad de agua que puede retener una muestra de suelo previamente saturada de agua cuando se la somete a una presión de 15 atmósferas (1,5 MPa). Para ello se utiliza un aparato denominado Membrana Richard.

Coefficiente higroscópico (CH)

Se ha visto que en el coeficiente de marchitez permanente los suelos tienen aún una considerable cantidad de agua.

El suelo puede continuar perdiendo agua hasta llegar a una desecación casi total, pero aún en este estado sigue teniendo agua en cantidad variable conforme a la humedad atmosférica.

Esta cantidad de agua que envuelve las partículas en forma de una película cuyo espesor sería de una pocas moléculas, es lo que constituye la humedad higroscópica.

El contenido de agua de los suelos en el coeficiente higroscópico depende también, como el valor anterior, de la superficie específica. En forma estimativa puede tomarse el contenido de agua en este punto como la mitad del correspondiente al coeficiente de marchitez permanente y la cuarta parte de la capacidad de campo o humedad equivalente.

La determinación se efectúa poniendo una muestra seca en un ambiente con 99% de humedad relativa, efecto que se logra colocando un recipiente con ácido sulfúrico al 2%. La humedad presente en el suelo una vez alcanzado el equilibrio es la que se conoce como coeficiente higroscópico.

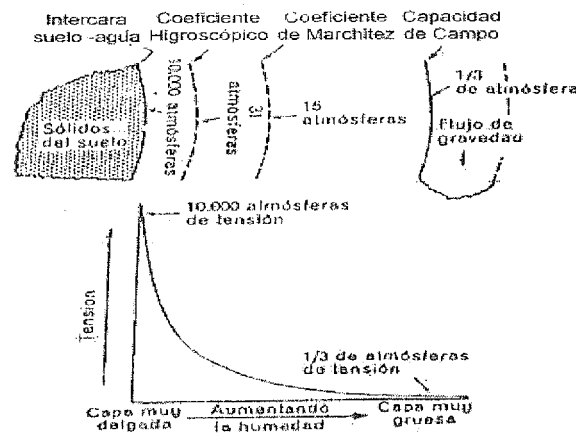


Figura 4. Relación entre el espesor de las películas de agua y la tensión con que es retenida por la matriz del suelo.

Capacidad de agua (CA)

Es la cantidad de agua que un suelo puede almacenar para proveer al desarrollo vegetal y comprende el agua que está entre Capacidad de Campo (CC) y Coeficiente de Marchitez Permanente (CMP). Suele denominarse agua disponible.

2.2 Contenido hídrico

Es la cantidad de agua que tiene el suelo en un momento dado

Suelo completamente seco ⇒ Espacio poroso = aire
 Suelo saturado ⇒ Espacio poroso = agua o solución del suelo
 Suelo no saturado ⇒ Espacio poroso = agua + aire

↓

El tercer estado corresponde a la forma habitual en que se encuentra un : **suelo agrícola**

Puede expresarse en forma gravimétrica como fracción de agua en relación a suelo seco. (Las relaciones entre masa y volumen de suelo y agua figuran en el capítulo de densidad)

Humedad gravimétrica: Hg (%) para su cálculo se considera la siguiente relación

$$Hg (\%) = \frac{\text{Masa de Agua}}{\text{Masa suelo seco}} \times 100$$

Se usa también una forma volumétrica Hv (%) donde se expresa la fracción de agua como el volumen de agua que se encuentra en un volumen dado de suelo. Este volumen puede conocerse utilizando el concepto de densidad aparente para cada horizonte.

Asumiendo la densidad del agua como $\delta_a = 1g/cm^3$

$$Hv (\%) = \frac{\text{Volumen agua}}{\text{Vol. suelo seco}} \times \frac{\text{densidad aparente del suelo}}{\text{densidad aparente del agua}}$$

La expresión volumétrica (se expresa generalmente con la letra griega ε) es más ventajosa que la gravimétrica. Se independiza de la relación densidad

aparente que es diferente para cada horizonte homogeneizando los resultados, pudiendo expresarlos en relación a profundidad de suelo (cualquiera sea el material) o convertirlo fácilmente en lámina de agua.

Para expresar el valor de humedad gravimétrica en términos de lámina de agua, concepto más utilizado en riego se puede utilizar la siguiente expresión:

$$L \text{ (cm)} = \frac{H_v \text{ (\%)} \times P \text{ (cm)}}{100}$$

L = lámina de agua P = profundidad de suelo considerado

Ejemplo: Calcular la lámina de agua en una capa arable con un espesor de 18 cm conociendo: humedad actual (Hg) = 22% y $d_{ap} = 1,35$

$$L = \frac{22 \times 1,35 \times 18}{100} = 5,22 \text{ cm}$$

2.3 Caracterización energética - Potencial agua

El agua en el suelo al igual que otros cuerpos en la naturaleza, puede contener energía en distintas formas y cantidades. La física clásica reconoce dos formas principales de energía: energía cinética y energía potencial.

Como el movimiento del agua es lento, su energía cinética (proporcional al cuadrado de la velocidad) es generalmente considerada despreciable. La energía potencial, que responde a una condición interna de posición, es de importancia fundamental para determinar el estado y movimiento del agua del suelo.

La energía potencial del agua del suelo, varía en un rango amplio y la diferencia que existe entre dos puntos dados provoca el movimiento. Ese movimiento se realiza espontáneamente desde lugares de mayor energía potencial hacia los lugares en que es menor, tendiendo a alcanzar un equilibrio.

En el sistema suelo-agua se alcanza una situación de equilibrio si se mantiene la temperatura, presión, concentración de solutos y campos de fuerzas constantes. En esa situación no existe movimiento de materia (solutos, agua) o energía (calor) en el sistema.

Si se conectan dos sistemas con distintos equilibrios, el agua fluirá de aquel donde tiene más energía, realizando un trabajo, hacia donde tiene menor energía. Si se considera a uno de esos sistemas como sistema de referencia, la energía utilizada en realizar ese trabajo se conoce como energía potencial, la molécula posee ese potencial que puede ser (+) ó (-) según sea el estado de referencia elegido.

La Sociedad Internacional de la Ciencia del Suelo (1963), seleccionó como referencia al agua pura a la misma temperatura que el agua del sistema considerado y a la presión atmosférica estándar.

El potencial agua es definido como la cantidad de trabajo que una unidad de agua en un sistema suelo-agua en equilibrio, es capaz de realizar cuando es transportada isotérmica y reversiblemente a un reservorio de agua en el estado de referencia y a la misma temperatura.

Potencial total de agua del suelo

El potencial total del agua del suelo incluye el potencial químico y el potencial de campos de fuerzas externas. Normalmente, en el campo, la gravedad es la única fuerza externa que opera en el sistema suelo-agua, definiéndose el potencial gravitatorio como la cantidad de trabajo que debe realizarse para transportar agua desde el sistema de referencia hasta otro a cierta altura especificada. Según el sistema de referencia se sitúe por encima o por debajo del punto elegido el potencial será positivo o negativo, respectivamente.

En consecuencia el potencial total es igual a:

$$\psi_t = \psi_a + \psi_g = \text{Pot. total} = \text{Pot. agua} + \text{Pot. gravitacional}$$

El potencial agua del suelo es la sumatoria de los distintos componentes que lo determinan. Si se considera un sistema isotérmico:

$$\text{Potencial agua } (\psi_a) = \psi_m + \psi_s + \psi_p$$

donde:

ψ_p = potencial de presión

ψ_s = potencial de solutos

ψ_m = potencial mátrico

Potencial mátrico (ψ_m): es la parte del potencial de agua del suelo asociado a la matriz sólida del mismo, e incluye fuerzas vinculadas con la adsorción, la capilaridad y las interfases curvas agua-aire. Si se compara el potencial del agua vinculada a la matriz del suelo con la del agua pura o de referencia resulta menor y por lo tanto su signo es negativo.

Termodinámicamente se define como el trabajo que debe realizarse por unidad de cantidad de agua para transportar de manera isotérmica y reversible una cantidad infinitesimal de agua desde un depósito que contiene una solución de idéntica composición a la del suelo, situado a la misma altura y con presión gaseosa similar al punto considerado, hasta el agua del suelo.

El potencial de solutos (ψ_s): es la parte del potencial del agua del suelo que resulta del efecto combinado de todas las especies de solutos presente

en el suelo. Tiene una consecuencia similar a la presión osmótica. La influencia de los solutos sobre el potencial se demuestra comunmente separando la solución del suelo del agua pura mediante una membrana semipermeable. Las moléculas del agua pura poseen potencial mayor que las de la solución por lo que el potencial de solutos tiene signo negativo. Este potencial se puede medir con un psicrómetro de presión de vapor.

Termodinámicamente se define como la «cantidad de trabajo que el agua de un sistema suelo-agua en equilibrio es capaz de realizar cuando es transportado a otro sistema en equilibrio idéntico en todos los aspectos al anterior, excepto que carece de solutos».

Potencial de presión (ψ_p): es la resultante de una diferencia neta de presión en relación a la condición de referencia, tal como resulta de la presión hidráulica en un suelo saturado. No incluye los efectos que resultan de la interfase agua-aire o de alta adsorción en las superficies sólidas, porque en un sistema abierto a la atmósfera como el suelo, no existe diferencia de presión y los efectos mencionados anteriormente se incluyen en el potencial mátrico.

En un suelo saturado, la suma de la presión atmosférica y la del líquido es normalmente mayor que la atmosférica y entonces el potencial de presión es positivo; en el suelo no saturado no hay presión del líquido y la presión es igual a cero. El valor negativo del potencial de presión se encuentra solamente bajo condiciones de laboratorio.

Termodinámicamente el potencial de presión se define como «la cantidad de trabajo que una unidad de cantidad de agua en un sistema suelo-agua en equilibrio, es capaz de realizar cuando se mueve a otro sistema en equilibrio idéntico al anterior en todo sentido excepto que está a la presión de referencia».

En resumen se tiene:

$$\psi_{\text{Tot}} = \psi_m + \psi_s + \psi_p + \psi_g$$

La combinación $\psi_m + \psi_s$ da idea de la fuerza de retención que ejerce el suelo sobre el agua y que condiciona la posibilidad de absorción vegetal.

La combinación $\psi_p + \psi_g$ se denomina potencial hidráulico e interesa cuando el suelo está saturado.

Unidades de expresión de energía del agua

Se han usado varios términos para expresar las relaciones de la planta con el agua del suelo, pero la unidad más común ha sido la atmósfera. Esta medida no es exacta desde el punto de vista termodinámico, ya que la unidad de expresión debería reflejar el trabajo necesario para llevar una unidad de masa de agua pura y libre a un punto definido en el sistema planta-suelo.

Richards (1956) adoptó una unidad similar a la atmósfera, el bar (10^6

dinas por cm^2), que se usa en muchos trabajos, ya que es una unidad consistente y recomendable. Sin embargo, sería preferible expresar las unidades en valores de energía libre. Se podría usar joule por gramo o kilogramo de agua como unidad.

Las conversiones de presión a unidades de energía pueden hacerse conociendo el volumen específico, la temperatura y presión del agua. Para esto se usan las siguientes fórmulas:

$$1 \text{ atm (TPN)} = 1,013 \text{ bares} = 1,013 \times 10^6 \text{ dinas/cm}^2 =$$

$$1033 \text{ cm de H}_2\text{O} = 76 \text{ cm de Hg aproximadamente}$$

$$1 \text{ bar} = 0,987 \text{ atm (TPN)} = 10^6 \text{ dinas/cm}^2 = 1020 \text{ cm H}_2\text{O}$$

$$1 \text{ Joule/kg} = 10^4 \text{ ergios/g} = 1 \text{ centibar} = 10,2 \text{ cm H}_2\text{O}$$

Es decir que $0,33 \text{ atm} = 0,33 \text{ bares} = 33 \text{ joules/kg}$. En la actualidad se utiliza preferentemente el megapascal (MPa).

Es decir que:

$$0,33 \text{ atm} = 0,33 \text{ bares} = 0,033 \text{ MPa} = 33 \text{ joules/kg}$$

(TPN) = significa estado de referencia que generalmente indica agua pura y libre a presión atmosférica y 25°C .

2.4 Relación entre contenido de agua y potencial agua

Determinando los valores de la tensión para los distintos contenidos de humedad del suelo, pueden construirse gráficos llamados curvas de retención hídrica que muestran las relaciones entre la humedad y la energía.

2.4.1 Curvas de retención hídrica

Las curvas de tensión muestran todas las gradaciones entre los extremos indicando un cambio en la energía de retención.

En la figura 5 se observa que parte del agua presente en los suelos está adherida por grandes presiones negativas. En cambio, cuando los suelos están bien provistos de agua, es suficiente una muy débil succión para separar una ínfima cantidad de ella.

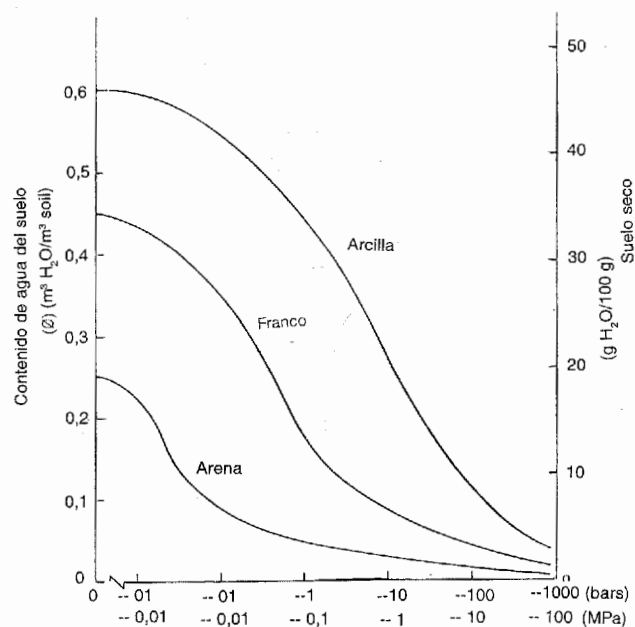


Figura 5. Curva de retención hídrica para suelos de diferente textura. (adaptado de Brady, 1990).

- A cualquier coeficiente, o potencial mátrico (línea paralela al % de humedad) suelos de distintas texturas retienen distintas cantidades de agua. Puede observarse que la secuencia es:
arcilloso > arenoso.
- Si se traza una línea paralela a las ordenadas, se determinarán, para un determinado contenido de humedad, la energía con que es retenida por suelos de distintas texturas
- La textura influye en toda la curva y especialmente a elevados niveles de succión donde la microporosidad juega un papel preponderante. El grado de agregación y el contenido de materia orgánica influyen en altos contenidos hídricos cuando el agua es retenida por la macro-porosidad con bajas succiones.

La utilidad de dichas curvas es amplia y puede mencionarse las siguientes:

- Permite la caracterización de los suelos en su relación con el agua.
- En los suelos de regadío es de fundamental importancia dado que permite calcular el agua disponible de los suelos como también las

dotaciones de riego.

- Permite el estudio del momento oportuno de los riegos para optimizar los rendimientos.

2.4.2 Efectos que alteran las curvas de retención hídrica

Temperatura

Cuanto mayor es la temperatura del suelo, mayor será la energía cinética de las moléculas de agua, lo que provoca una disminución en las fuerzas que la retienen en el suelo (adsorción, tensión superficial) y un aumento de su energía libre.

Por consiguiente la capacidad de retención hídrica varía en forma inversa a la temperatura.

Histéresis

Se denomina así al fenómeno que afecta a los procesos cuyos resultados varían conforme al sentido en que se recorre determinado camino.

Como puede observarse en el gráfico (figura 6) a igual potencial de agua en el suelo corresponde un mayor contenido hídrico en el camino del secado que en el de mojado.

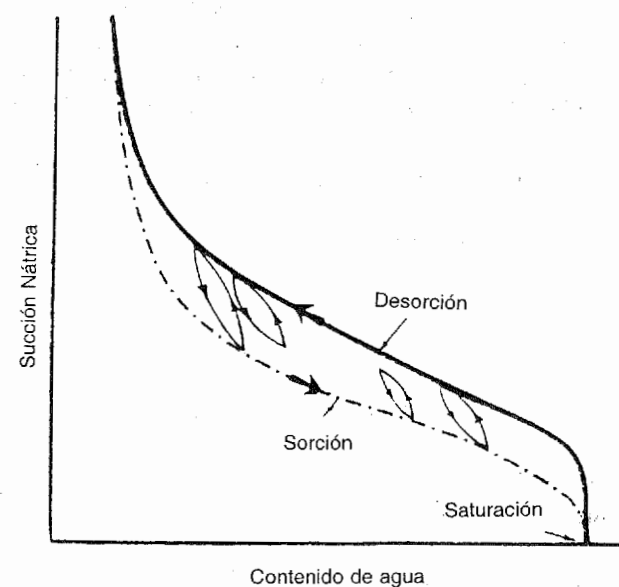


Figura 6. Relación entre contenido de agua volumétrica y potencial de retención para una vía de mojado y otra de secado.

2.5 Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas

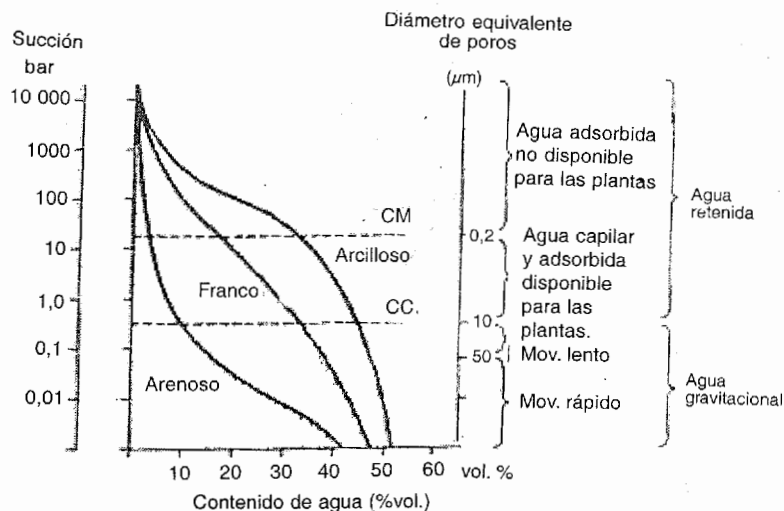


Figura 7. Relación entre energía de retención y disponibilidad de agua para las plantas.

En la figura 7 se observa que el agua más rápidamente disponible para la planta es la que se encuentra cercana al valor de CC. A medida que aumenta la energía de retención del suelo disminuye la disponibilidad para la planta.

El cálculo de agua aprovechable o disponible para la planta se puede hacer conociendo el valor del contenido de agua en CC y en CMP.

Ej: Calcular el agua disponible en los primeros 15 cm del suelo cuando el mismo está en CC.

$$\delta H_2O = 1,00 \text{ g/cm}^3$$

$$CC = 25\%$$

$$CMP = 11\%$$

$$\delta ap = 1,33 \text{ g/cm}^3$$

$$\text{Lámina (cm)} = \frac{1,33 \text{ g/cm}^3 \times 15 \text{ cm} \times (25-11)}{\text{g/cm}^3 \times 100} = 2,79 \text{ cm}$$

2.5.1 Clasificación biológica del agua del suelo

Establece las siguientes clases:

a) **Agua superflua o gravitante.** Es la que se elimina del suelo en virtud que los poros que contienen el agua son demasiado grandes

para contrarrestar la acción de la gravedad. Se estima que la succión con que es retenida es menor de 0,3 atmósferas, considerándose de poca utilidad por el corto tiempo de permanencia en el suelo.

- b) **Agua útil (disponible)** Es la que está retenida en el suelo con una succión de 0,3 a 15 atmósferas, considerándose que es aprovechable por los vegetales.
- c) **Agua no útil.** Es la sujeta a una succión mayor de 15 atmósferas y no aprovechable por la mayoría de las especies cultivadas.

El agua retenida en los poros del suelo juega un papel importante como agua pelicular en el abastecimiento a las plantas. Será más fácilmente aprovechable por la planta cuanto mayor sea el potencial agua o menor la energía de retención del suelo por la misma. Se considera que cuando la energía de retención es mayor a 0,8-1 atm la mayoría de las plantas crecen por debajo de su máximo potencial.

2.5.2 Clasificación funcional de los poros del suelo

Diámetro partícula primaria (μm)	Diámetro poro (μm)	Succión (MPa)	Función
>1000	>100	<0,003	Aireación, drenaje rápido
250-1000	25-100	0,01-0,003	Conducción, aireación
2-250	0,2-25	1,5-0,01	Almacenaje de agua útil
<2	<0,2	>1,5	Agua no disponible

2.6 Medición del agua del suelo

La distribución del agua en el suelo no es homogénea, en sentido horizontal ni vertical. Las siguientes son algunas de las razones que determinan la heterogeneidad:

- El crecimiento desperejo de las plantas y la distribución de las raíces, producen variaciones en el contenido de humedad en el suelo.
- Las diferencias de velocidad de infiltración ocasionan variaciones de campo después de una lluvia o irrigación.
- Las variaciones en cuanto a estructura de suelo, contenido de materia orgánica y textura en los distintos horizontes, son causa de diferencia en la cantidad de agua retenida por el suelo.
- Las alteraciones y cambios de densidad aparente, variación de volu-

men poroso y distribución de tamaño de los poros, son causa de que la condición de la humedad del campo varíe considerablemente.

- La irregularidad en la topografía de la superficie da por resultado una mojadura despareja del suelo.
- La humedad del suelo está cambiando constantemente.

Métodos para determinaciones directas de agua en el suelo

a.- Muestreo a campo expresando el resultado en peso seco

El método más simple y de uso más antiguo para medir la cantidad de agua que contiene un suelo consiste en tomar muestras de suelo con el contenido de humedad del momento. Las muestras se pesan húmedas, luego se secan en estufa a una temperatura de 105 a 110 °C hasta constancia de peso. La diferencia entre peso seco y húmedo expresado como porcentaje sobre suelo seco es el contenido de humedad en el momento de muestreo.

$$\text{Hg (\%)} = \frac{(\text{Peso suelo húmedo} - \text{Peso suelo seco})}{\text{Peso de suelo seco}} \times 100$$

Ejemplo:

Peso húmedo = 24 g

Peso seco = 19,2g

$$\text{Hg (\%)} = \frac{24 - 19,2}{19,2} \times 100 = 25 \%$$

b) Muestreo a campo expresando el resultado en volumen

Algunas veces (en experimentos de irrigación) es necesario expresar el contenido de humedad como proporción entre el volumen de agua y el volumen aparente del suelo, o proporción equivalente entre la profundidad del agua en cierta área del suelo y una profundidad dada. Esto puede hacerse tomando una muestra de suelo en un tubo de volumen conocido pesando la muestra húmeda, secándola luego y volviéndola a pesar. El volumen de agua o proporción de lámina de agua se calcula por medio de la fórmula:

$$\begin{aligned} \text{Hv(\%)} &= \text{Hg} \times \delta_{ap} & \delta_{ap} &= 1,3 \\ \text{Hv(\%)} &= 25 \times 1,3 = 32,5\% \end{aligned}$$

c) Dispersión de neutrones

Estima la proporción de agua mediante una sonda con fuente de neutrones de alta energía y un contador que detecta el flujo de los neutrones lentos (termales). Se introduce en el suelo dentro de un tubo de aluminio o acero. Como el hidrógeno tiene mucho que ver con la desaceleración de los neutrones (la temperatura influye en la velocidad de su movimiento), la velocidad con que se detectan los neutrones lentos es proporcional al número de núcleos de hidrógeno presentes en la vecindad de la fuente y del detector, siempre que la velocidad de la emisión de neutrones de alta energía (rápidos) y la geometría del área en la que están diseminados los neutrones sean constantes (es decir, que ninguno de ellos se escape a la atmósfera).

Como la cantidad de hidrógeno asociado con el agua del suelo es, generalmente, mucho mayor que la cantidad asociada con arcilla, materia orgánica u otras partículas del suelo, el flujo de los neutrones lentos es proporcional a la cantidad de agua en un volumen aparente del suelo, requiriendo trabajos de calibración para un suelo determinado, de manera de evitar el efecto de otras fuentes de hidrógeno.

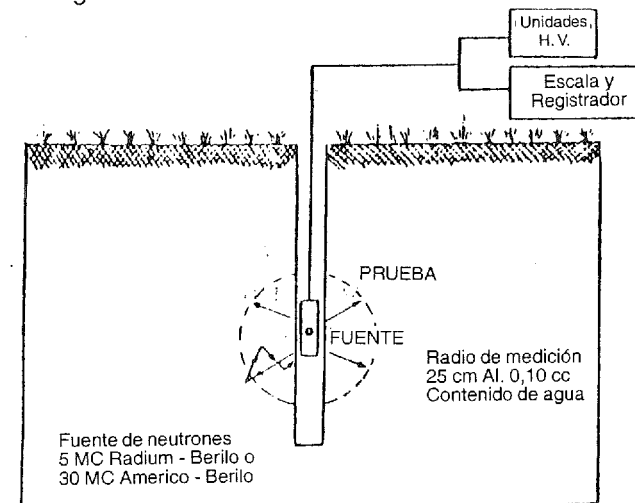


Figura 8. Esquema de una sonda de neutrones.

Las ventajas del método son la exactitud y la rapidez de la lectura, pudiéndose hacer lecturas duplicadas a intervalos de 30 cm hasta una profundidad de 180 cm en 15 minutos, y la posibilidad de hacer lecturas múltiples en espacio y tiempo, sin causar alteraciones al sitio o al cultivo. Entre las desventajas pueden citarse la alta inversión inicial, el mantenimiento y las precauciones necesarias para manejar equipos radioactivos y la calibración para cada situación en que se utilizará.

d) Rayos Gamma

El contenido de humedad en columnas de suelo puede medirse en laboratorios especiales mediante la atenuación de un haz delgado de rayos gamma. Una fuente consistente en 20 milicurios de Cs^{137} emite rayos gamma que se reúnen en un haz delgado, que se coloca al lado de una columna rectangular (o cuadrada) del suelo y del lado exactamente opuesto se coloca un detector de centelleo.

El método parece alcanzar una exactitud de $\pm 0,5\%$ del agua de la muestra. Como la atenuación con los rayos gamma depende de la densidad total del material que atraviesan, el método sólo resulta exacto para indicar el agua del suelo cuando se conoce la densidad aparente del mismo y ésta permanece constante. Por lo tanto, en suelos que se expanden, contraen o que tienen diferentes estados de compactación, el método es menos preciso.

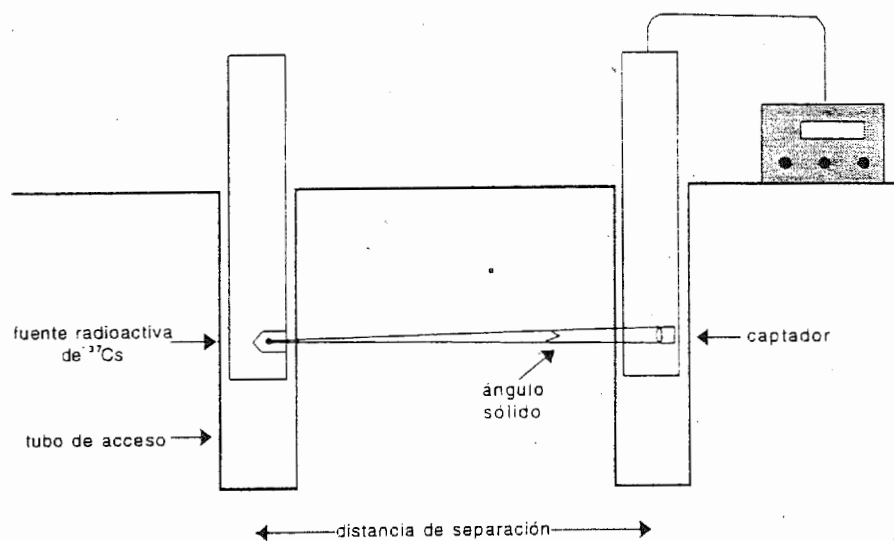


Figura 9. Medición de cantidad de agua utilizando una fuente de rayos gamma.

e) Lisímetros

Los lisímetros pesadores representan una técnica gravimétrica especial que permite hacer mediciones continuas del contenido de humedad de la misma masa de suelo, sin muestreo destructivo y sin los problemas de manejo de muestras. El lisímetro consiste en un recipiente lleno de suelo, que puede ser un monolito o un perfil reconstruido, colocado a nivel de la superficie del piso. Los lisímetros son exactos para el volumen de suelo que contienen, siempre que se haga la corrección correspondiente a los cambios de peso de las plantas cultivadas en el suelo.

Métodos para evaluar las relaciones energéticas del agua del suelo

a.- Relaciones de presión como base para medir potencial mátrico

Para medir la reducción relativa del potencial del agua, como resultado de la atracción de la matriz del suelo, tanto el procedimiento como los instrumentos requieren de ciertas características. Tiene que ser factible mantener todas las variables constantes excepto la atracción «matricial» que, a su vez, ha de ser susceptible de medición. Entre las variables que deben mantenerse constantes o controladas se incluye la presión, la temperatura y concentración de solutos.

Entre los métodos basados en estos principios se mencionan:

x) Tensiómetro

Un tensiómetro consiste en una copa porosa llena de agua, enterrada en el suelo y conectada a un manómetro o indicador de vacío. El agua de la copa alcanza equilibrio de presión con el suelo y se registra la succión «matricial». La copa es permeable a los solutos y al agua pero no al suelo ni al aire por lo que no se detecta el potencial de solutos.

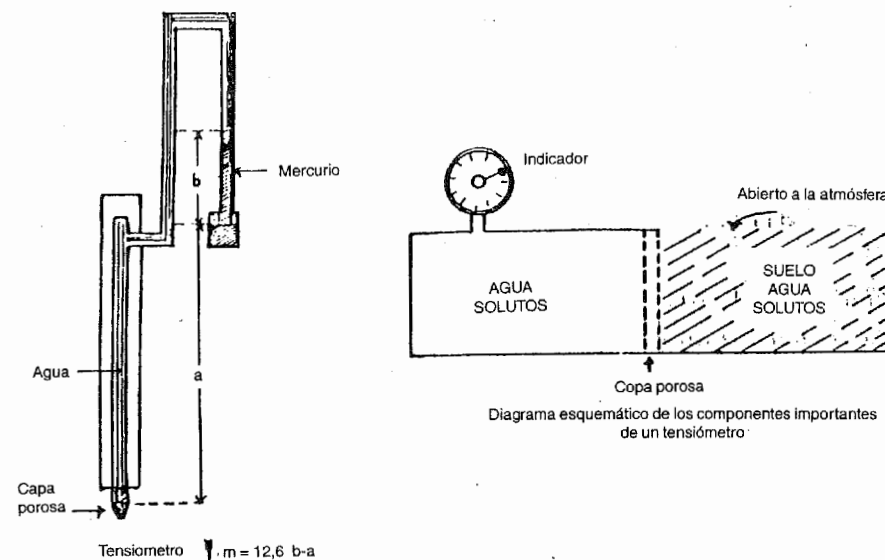


Figura 10. Esquema de un tensiómetro.

Para indicar la succión en el instrumento se usan manómetros de mercurio o indicadores de vacío.

Los tensiómetros proporcionan mediciones reproducibles para el punto donde están instalados, siempre que no existan variaciones en la temperatura. No necesitan calibración y se pueden usar en todo tipo de suelo.

En cuanto a la instalación, los tensiómetros deben colocarse con el cono poroso en el lugar cuyo potencial se desea conocer. En suelos de riego es conveniente instalar una serie de tensiómetros a diferentes profundidades.

El instrumento sólo es útil en un rango de potencial de agua de suelo de 0 a 0,85 bares (0,085 MPa).

xx) Bloques de resistencia eléctrica

Como la conductividad eléctrica de un sólido poroso depende de la cantidad de agua que hay en él, se puede relacionar conductividad eléctrica con contenido de agua. El equilibrio entre el agua del suelo y del bloque se logra cuando se iguala la succión mátrica de ambos. La conductividad eléctrica es también función de las sales del bloque poroso y de las dimensiones y forma del bloque.

Para medir el agua del suelo se han usado bloques de resistencia de varias clases: de yeso, de nylon y lana de vidrio. Estas unidades tienen un principio similar pero difieren en los detalles. En todos los casos los electrodos están rodeados por un material poroso que está en contacto con el suelo. La transferencia eléctrica entre electrodos depende de la cantidad de agua que rodea el material poroso y, a su vez, depende de: - la afinidad relativa del suelo y del material poroso con la humedad; - la cantidad de humedad presente; - la velocidad de transferencia del agua de un material a otro y - la conductividad eléctrica de la humedad o solución que está dentro de la zona de influencia eléctrica de los electrodos.

La mayoría de las unidades sufre cambios de calibración con el uso y, por lo tanto, se recomienda que se recalibren con frecuencia.

La calibración de las unidades de resistencia para obtener la relación entre la resistencia eléctrica y el potencial de agua del suelo puede hacerse colocándolas en suelo puesto en una placa porosa o en una membrana de presión. Las unidades de resistencia son más confiables bajo condiciones de humedad que en suelo seco, generalmente con más de 1 bar de succión y hasta 14 ó 15 bares.

xxx) Aparatos de placa y membrana de presión.

El equipo de placa de presión y el de membrana de presión consisten en una cámara de presión en la que se colocan las muestras de suelo, una membrana a través de la cual pasa la solución de suelo pero que no permite el paso de la «matriz» del mismo ni del aire, un soporte para la membrana porosa y una salida para el agua. Además, es indispensable una fuente de presión y algún método para regularla y controlarla.

Se han diseñado muchos equipos de tamaños diferentes para diversos propósitos. El aparato más comúnmente usado en estudios de irrigación tiene espacio para 10 a 20 muestras de suelo, cada una de 5 cm de diámetro.

El aparato de placa (u olla) de presión y el de membrana de presión difieren casi solamente en la clase de material y en el rango de presión en el que funcionan. En el equipo de placa de presión se usa una placa de cerámica. Tales placas están limitadas por la presión del aire que pueden soportar sin dejarse atravesar. Generalmente, con esta clase de placas se han usado presiones de hasta 1 bar (0,10 MPa). Con la membrana se puede trabajar con presiones de 1 - 15 bares (0,1 - 1,5 MPa). Estos instrumentos se utilizan para la construcción de las curvas de retención hídrica.

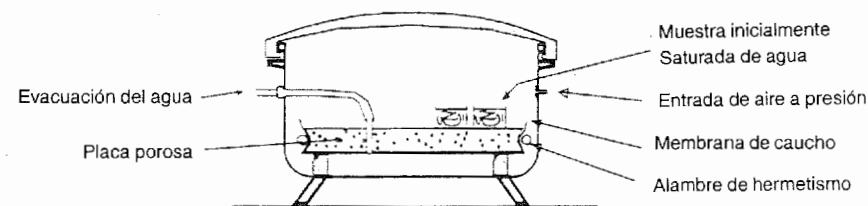


Figura 11. Esquema de una olla con placa de cerámica porosa.

b) Presión de vapor de equilibrio como base para medir el potencial de agua.

La afinidad del agua por los solutos y por la matriz de un suelo puede ser puesta de manifiesto por la presión de vapor del sistema, la cual debe ser medida en condiciones isotérmicas y en cámara cerrada. Se requieren equipos con una precisión de 0,13 bares.

La técnica del psicrómetro a termocupla es usada en estos casos. La termocupla funciona como un termómetro donde se genera una diferencia de potencial eléctrico entre las dos uniones de un par bimetalico (constantan y níquel), según sea la diferencia de temperatura entre la punta seca y la húmeda. Por otra parte, si se hace pasar a través de ese par bimetalico corriente en un sentido determinado, se observa un enfriamiento en una de esas puntas (efecto Peltier). Esto determina condensación de agua en esa punta. Al cesar el paso de corriente el agua se evapora enfriando la punta con distintas velocidades, en forma regulada en función de la presión de vapor del sistema.

Esta diferencia de temperatura puede ser medida trabajando como termocuplas, determinándose mediante gráficos y en forma indirecta qué potencial de agua ($\psi_o + \psi_m$) hay en el sistema. Se requiere una calibración previa con soluciones de ácido sulfúrico con una presión de vapor a 25 °C conocida.

3. Dinámica del agua del suelo

El agua que penetra en el suelo proviene de irrigación, lluvia, inundación o filtración de caudales de agua. Algunas veces toda la superficie del suelo está mojada y otras sólo parte se halla en contacto con el agua.

Si toda la superficie está mojada, el área en la cual penetra el agua es mayor que cuando sólo una porción de la superficie está mojada y el movimiento será en una sola dirección: vertical, descendente. Si sólo parte de la superficie está mojada, el agua se moverá hacia abajo y lateralmente. Si el suelo está muy seco, el movimiento lateral puede ser, por cierto tiempo, tan grande como el movimiento descendente

En el siguiente esquema obtenido por el USDA (1955) se observa el movimiento del agua al entrar en dos suelos de diferente clase textural.

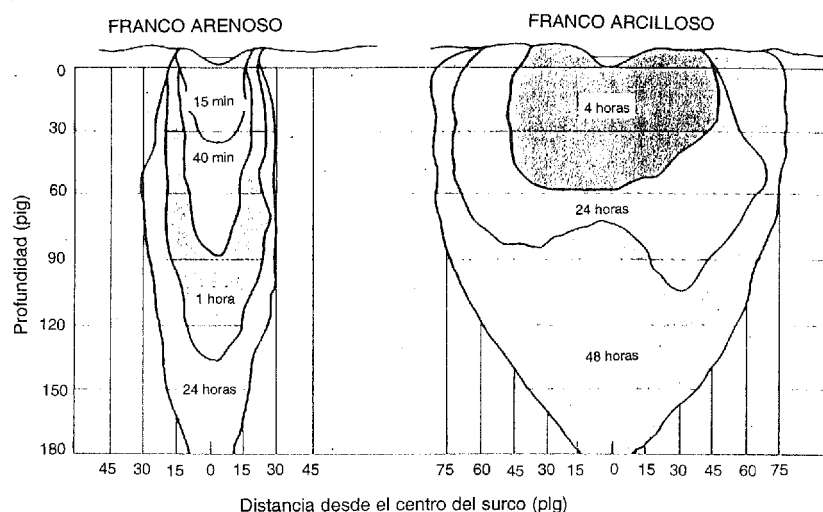


Figura 12. Velocidad relativa del movimiento de agua en el interior de dos suelos.

Perfil hídrico

Se denomina perfil hídrico al contenido de humedad de un perfil de suelo en un momento dado.

Cuando el suelo se moja por la lluvia o riego, se estima que en una primera etapa al llegar a un estado de equilibrio, la masa humedecida tiene el 80% de su porosidad ocupada por agua. Posteriormente, si se suspende el agregado de agua, la misma tiende a profundizar a expensas de una retracción horizontal (curvas 1 y 2 respectivamente de la Fig. 13).

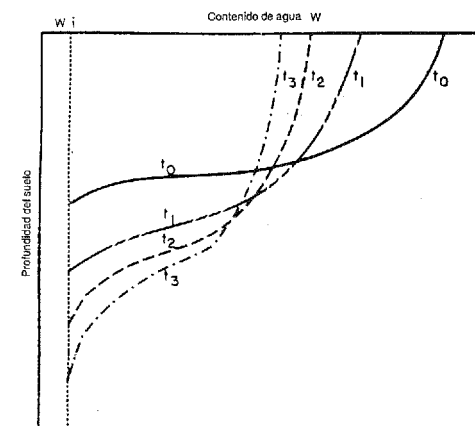


Figura 13. Redistribución en profundidad del agua luego de una lluvia o riego (adaptado de Henin, 1972).

Un nuevo agregado de agua puede llegar a ocupar un 90% de la porosidad y en este momento disminuye sensiblemente la infiltración.

Suponiendo que después de una lluvia o riego adecuado el suelo quede totalmente saturado, al cesar el aporte de agua comienza a perderse el agua gravitatoria hasta que se alcanza la capacidad de campo o situación de equilibrio (curva 2 Fig.13).

En la Fig. 14 pueden observarse distintas situaciones de humedad para un mismo perfil a partir del momento en que llega a su capacidad de campo, y, posteriormente, cuando sigue perdiendo agua por evaporación. Se supone, para simplificar, que el perfil tiene características texturales uniformes.

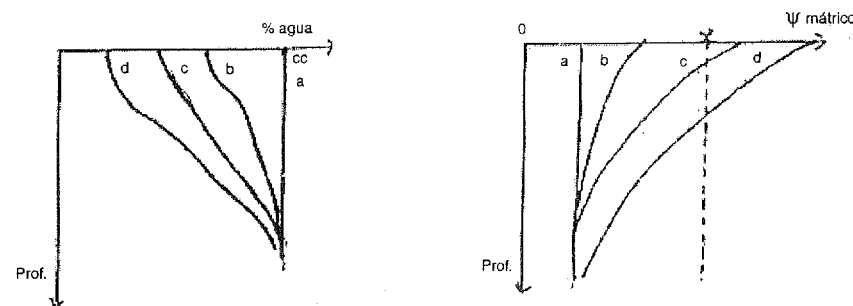


Figura 14. Curvas de contenido de agua y potencial mátrico para un suelo que se está secando.

En la primer figura se dibuja la variación del % de agua con la profundidad suponiendo textura uniforme. La línea (a) es la distribución teórica de la humedad en su capacidad de campo. Al comenzar a perder agua en superficie por evaporación se llega a (b) y con el tiempo se alcanzan (c) y (d). En la segunda figura se representan las curvas correspondientes al potencial matricial de cada una de las situaciones mencionadas, aumentando a medida que disminuye el contenido de agua. El punto marcado con (x) corresponde a un potencial mátrico de aproximadamente 15 atmósferas, equivalente al coeficiente de marchitez permanente.

Como puede deducirse de los gráficos, la desecación del suelo en superficie es mucho más rápida que en profundidad. Partiendo de la capacidad de campo (línea a) la uniformidad del contenido hídrico del perfil desaparece por la aparición de una zona superficial de desecación rápida.

Cuando el suelo tiene vegetación, la situación cambia dado que la misma sombrea al suelo y el sistema radicular lo deseca. La cobertura vegetal podrá tener distintas manifestaciones conforme al tipo de vegetación.

Así, una cobertura herbácea tenderá a desecar la masa superficial del suelo, salvo excepciones como la alfalfa, cuya acción puede profundizar por varios metros.

En caso de vegetación arbórea, la cobertura (sombra) puede ser total y la extracción de agua se realiza hasta mayor profundidad.

Conceptos preliminares

Se estima necesario aclarar ahora el significado de algunos términos utilizados en el texto:

Infiltración: entrada del agua al suelo, es decir la velocidad con que desaparece el agua de la superficie por su entrada a la masa del suelo.

Permeabilidad: movimiento del agua a flujo saturado en cada uno de los horizontes.

Drenaje: Eliminación del agua superficial por infiltración y permeabilidad o por escurrimiento. Al primero se los suele llamar drenaje interno y al segundo drenaje superficial.

Escurrecimiento: es la eliminación del agua superficial merced al relieve (natural) o por obras (drenajes).

La eliminación del exceso de agua superficial es de gran interés para evitar situaciones de anegamiento superficial para los cultivos y también para la producción animal dado que crea condiciones poco propicias para el pastoreo directo (falta de piso).

Es deseable que el drenaje interno capte la mayor parte de las agua de

lluvia o riego, de este modo se aprovecha mejor el agua aumentando las reservas del suelo y disminuyendo sustancialmente la escorrentía que no sólo es pérdida de agua sino también agente de erosión.

El drenaje interno es un factor de gran importancia en la pedogénesis dado que provoca las migraciones y otros fenómenos.

Desde el punto de vista de la fertilidad, las aguas de drenaje provocan el lavado de los suelos, siendo particularmente importante su acción sobre los compuestos solubles como los nitratos que pueden ser eliminados en forma sustancial. La pérdida de éstos es un problema preocupante por dos razones: por ser un nutrimento fundamental y porque fuente de contaminación de las aguas subterráneas.

3.1 Movimiento a flujo no saturado

Los suelos bien drenados permanecen en condiciones de saturación durante períodos muy cortos, luego de aportes abundantes de agua ya sea por lluvias o por riego.

Salvo en esas condiciones, el movimiento del agua del suelo en fase líquida se realiza en flujo no saturado y responde a diferencias de potencial agua (mátrico y gravitatorio) entre distintos puntos del perfil. Puede expresarse matemáticamente en la siguiente forma:

$$v = -K \times H$$

donde:

v = velocidad

K = conductividad hidráulica

H = gradiente hidráulico

El potencial mátrico es consecuencia de la afinidad física del agua con la superficie de las partículas y poros capilares. El agua se mueve desde lugares donde la película de agua que rodea las partículas es mayor hacia donde es menor, y de lugares de menor a mayor curvatura de menisco, es decir de zonas de alto potencial a zonas de bajo potencial mátrico.

El potencial gravitatorio interviene favoreciendo el movimiento descendente y limitando el movimiento ascendente.

El elemento más importante a considerar en este movimiento es que el valor «K» no es constante sino que sufre grandes variaciones en función del potencial mátrico del suelo. Esto quiere decir que a igualdad de gradiente hidráulico, la velocidad de flujo puede ser muy variable según el contenido hídrico del suelo.

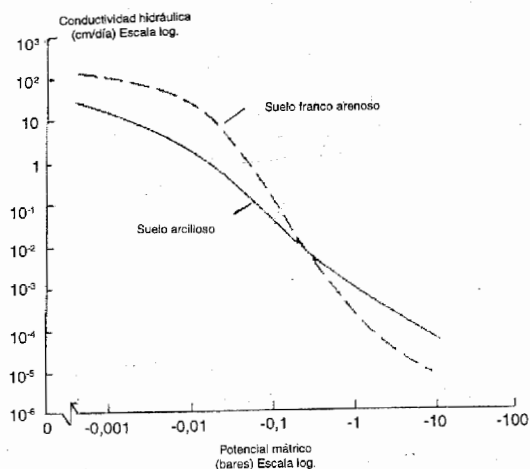


Figura 15. Relación entre la conductividad hidráulica y la succión matricial para dos suelos de diferente textura.

La reducción en el valor de conductividad hidráulica que se produce entre saturación y capacidad de campo es del orden del 97,97%, mientras que entre capacidad de campo y punto de marchitez permanente es de 96,70%.

Este hecho explica por qué tradicionalmente se considera que cuando la succión es mayor que la capacidad de campo no existe movimiento descendente del agua. Si bien esto no es estrictamente real, la velocidad a la que se mueve el agua a esos valores de succión matricial (0,3-0,5 atm) es muy baja.

3.1.1 Infiltración

La velocidad de penetración del agua al suelo depende de los siguientes factores:

- Espesor de la lámina de agua
- Temperatura del agua y del suelo
- Textura del suelo
- Estructura
- Contenido hídrico del suelo

Cuanto mayor es el espesor instantáneo de la lámina de agua, tanto mayor será la velocidad de infiltración. Cuanto mayor la temperatura del agua, tanto mayor la velocidad de disminución de la viscosidad y tensión superficial.

Cuanto más gruesa la textura, tanto mayor el porcentaje de macroporos y en consecuencia mayor la velocidad de infiltración. En suelos con grietas grandes la infiltración puede ser inicialmente alta. Sin embargo, la velocidad de infiltración bajará tan pronto como las grietas se llenen, luego se hinchan y la velocidad se puede reducir a un valor cercano a cero.

Con respecto al contenido hídrico del suelo, puede observarse que cuando éste está seco, al comienzo la velocidad de infiltración es grande, pero disminuye posteriormente tendiendo a la estabilización (Fig. 16). Esta velocidad puede verse afectada cuando se forman costras en la superficie del suelo.

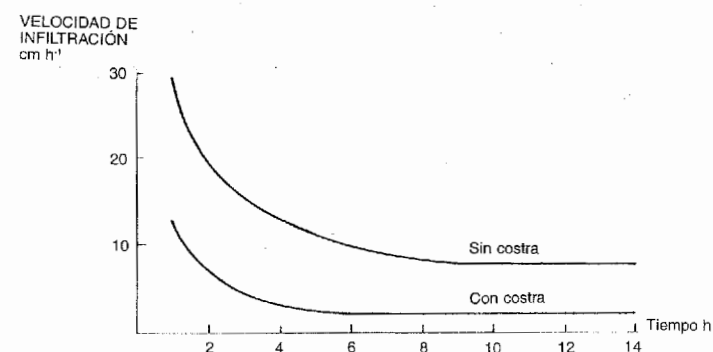


Figura 16. Velocidad de infiltración en función del tiempo para un suelo con y sin costra en superficie (adaptado de Hillel, 1972).

Se han propuesto varias ecuaciones para definir la velocidad de infiltración. Algunas como la Ley de Kostyakov y Phillips miden la infiltración acumulativa (I) en un tiempo dado (t) utilizando dos constantes que dependen del suelo.

$I = a \cdot t^b$ siendo su expresión logarítmica:

$$\log I = \log a + b \log t$$

donde t = tiempo

a, b = son parámetros que dependen del suelo y su condición física.

« a » = cantidad de agua que infiltra durante el intervalo inicial, por lo tanto depende de la estructura y de la condición del suelo en el momento en que se aplica el agua. « a » aumenta con el tamaño de los poros.

« b » = indica la forma en que la velocidad de infiltración se reduce en el

tiempo. Por lo tanto, depende de los cambios de estructura del suelo. Si los suelos tienen materiales expandentes tienden a sellar sus poros y volverse impermeables, entonces «b» disminuye.

En suelos que tienen estructura estable, «b» presenta valores mayores a 0,6 y pueden hasta aproximarse a 1,0 bajo condiciones en que predomina el flujo gravitacional.

3.1.2 Ascenso capilar

Este movimiento se produce a partir de freáticas. En algunos casos a partir de falsas napas o como consecuencia de alguna compactación o presencia de un horizonte fuertemente textural.

En suelos de textura fina se han llegado a registrar ascensos capilares de hasta 2 m, en texturas medias de 1 y 1,2 m y en texturas gruesas de 0,40m

El ascenso suele traer aparejado problemas de halomorfismo por el ascenso de sales con el agua.

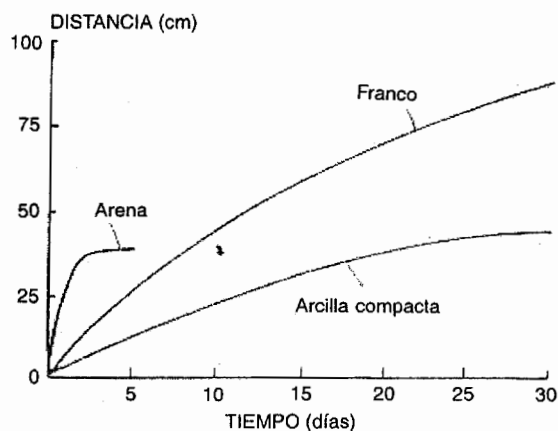


Figura 17. Ascenso capilar en materiales de distinta porosidad.

3.2 Movimiento en flujo saturado

En flujo saturado, al no haber interfase agua - aire las fuerzas capilares son nulas y el é μ es cero.

El movimiento de agua en suelo a flujo saturado puede explicarse a través de la «Primera ley de flujo de la humedad» de Darcy que dice: «En un suelo saturado el agua se mueve en dirección de la disminución de presión hidráulica, con una velocidad directamente proporcional a la diferencia de presión hidráulica entre dos puntos y la conductividad del suelo al agua; e inversamente proporcional a la distancia entre los dos puntos».

En la Fig. 18 se esquematiza el experimento que dio origen a la citada ley. Un medio filtrante homogéneo, de altura L y área transversal A , se percola con agua (u otro líquido incompresible). En las partes superior e inferior del filtro se han colocado tubos abiertos de manómetro. El líquido sube a h_2 y h_1 , sobre el plano de nivel seleccionado. La cantidad de agua Q que fluye hacia el interior del filtro, durante un intervalo dado, es igual a la cantidad que fluye hacia el exterior durante el mismo intervalo. Variando experimentalmente los diversos valores incluidos, se puede deducir la relación en esta forma:

$$V = \frac{Q}{A}$$

Q = Caudal: cantidad de agua en función del tiempo (cm^3/h)

A = Área (cm^2)

V = Velocidad de flujo (cm/h)

$$y \quad V = \frac{-K(h_2 - h_1)}{Z_2 - Z_1} = -K \frac{h}{L} = -k \times i$$

donde:

K = conductividad hidráulica (cm/h)

h = gradiente hidráulico (cm)

L = distancia (cm)

$i = \frac{h}{L}$ = gradiente de potencial hídrico (adimensional)



Figura 18. Diagrama esquemático del experimento de Darcy.

La constante de proporcionalidad K depende de las propiedades del fluido y del medio poroso homogéneo. El signo menos en la expresión indica que el flujo es en dirección opuesta a la de h creciente.

La conductividad hidráulica K está relacionada con la permeabilidad intrínseca del material sólido del suelo (k) y con la fluidez del agua que depende de la densidad del agua, la gravedad y la viscosidad (f)

$$K = k \times f$$

k = permeabilidad intrínseca

f = fluidez (depende del líquido)

En condiciones de saturación la **gravedad** es la fuerza directriz del movimiento, y los suelos más conductores son aquellos que poseen una proporción de poros grandes mientras que los menos conductores son los que presentan una mayor proporción de microporos.

Tipos de conductividad

Lenta (suelo arcilloso)	1,25-5 mm/hora
Moderada (suelo franco)	5-127 mm/hora
Rápida (suelo arenoso)	127-254 mm/hora

3.3 Movimiento en fase de vapor

El vapor en el suelo se mueve fundamentalmente mediante el proceso de difusión, aunque en algunas instancias, cuando el viento induce un movimiento en masa del volumen de aire sobre la superficie del suelo, puede mezclarse el vapor de agua en los primeros centímetros del suelo, moviéndose como flujo masal.

$$q_v = -D_w \cdot P_v / x$$

q_v = densidad de flujo

D_w = coeficiente de difusión de vapor de agua

P_v / x = gradiente de presión de vapor.

El coeficiente de difusión de vapor de agua en el suelo es menor que en la atmósfera, debido a un volumen de aire restringido y la tortuosidad de los poros.

Las condiciones de temperatura también influyen generando gradientes

de presión de vapor semejantes al efecto de potenciales mátricos con cambios térmicos de tan sólo un grado. Este último efecto es el mayor responsable de transferencias de vapor en suelos de zonas con mayor temperatura a zonas de menor temperatura, generando flujos descendentes durante el día y ascendentes durante la noche.

El movimiento de agua en forma líquida determina el movimiento de solutos, no así el movimiento en fase de vapor. Si se analiza el movimiento de agua por monitoreo de sales, deben separarse ambos mecanismos (flujo líquido y flujo de vapor).

Se observa que los movimientos en fase de vapor en suelos son mayores que las estimaciones a través de las ecuaciones de difusión. Parecería imposible separar estos procesos (flujo líquido y flujo de vapor); produciéndose una secuencia compleja de movimientos en el estado líquido y en el estado de vapor.

Se asume comúnmente que el flujo líquido es el que domina en movimientos de agua en suelos (condiciones cercanas a las isotérmicas), la contribución del movimiento en fase vapor es casi nula en la región de las raíces, donde las fluctuaciones de temperaturas diurnas son suaves.

Alguna de las **conclusiones prácticas** de lo visto en relación al movimiento del agua en el suelo son las siguientes:

1) El agua se mueve a velocidades importantes en fase líquida a flujo saturado y a flujo no saturado, cuando la succión mátrica es menor a 0,1 - 0,3 atm.

2) La situación anterior se alcanza después de una lluvia o riego y determina un movimiento descendente del agua. También se observa en condiciones de una capa freática cercana y, en dicho caso, puede ser un aporte importante tanto para los cultivos como para la evaporación superficial.

3) En condiciones de capacidad de campo o contenidos hídricos menores, el agua del suelo en fase líquida se mueve muy lentamente y su movimiento no representa un aporte cuantitativamente importante, ni para los vegetales, ni como pérdida por evaporación superficial.

4) Las pérdidas de agua de un suelo desnudo sin capa freática cercana a la superficie se producen por movimiento en fase gaseosa desde el lugar donde se evapora hasta la superficie y de allí a la atmósfera. La cantidad total de agua que se pierde depende primordialmente del volumen y continuidad de macroporos llenos de aire que permiten el acceso fácil hasta la superficie.

4. Relación agua-suelo-planta-atmósfera

Las raíces de la mayoría de las plantas toman el agua de la zona insaturada ya que para respirar requieren un adecuado suministro de oxígeno del aire del suelo.

Se puede considerar el conjunto suelo-planta-atmósfera como un sistema físico uniforme en el que varios procesos de flujo ocurren independientemente como eslabones de una cadena.

Este sistema uniforme se ha denominado C.S.P.A. significando Continuo Suelo Planta Atmósfera (Hillel, 1990) y en él, el flujo de agua se hace desde sitios con alta energía potencial a otros con baja, con el concepto de potencial agua igualmente válido y aplicable tanto en suelo, planta y atmósfera.

Para caracterizar físicamente este sistema, es necesario evaluar el potencial energético del agua y su cambio con la distancia y tiempo a lo largo del camino que recorre. Las diferencias de potencial en las distintas partes del sistema son proporcionales a la resistencia al flujo. Esta resistencia generalmente es mayor en el suelo que en la planta y aún superior en la transmisión de las hojas a la atmósfera donde el agua cambia su estado de líquido a vapor y debe salir por difusión (proceso lento).

La diferencia de potencial total entre el suelo y la atmósfera puede ser de cientos de bares y en climas áridos puede exceder los 1000 bares.

De este total, la caída de potencial entre el suelo y la planta es generalmente del orden de varios bares a decenas de bares, de modo que la mayor diferencia de potencial en el sistema C.P.S.A. sucede entre las hojas y la atmósfera.

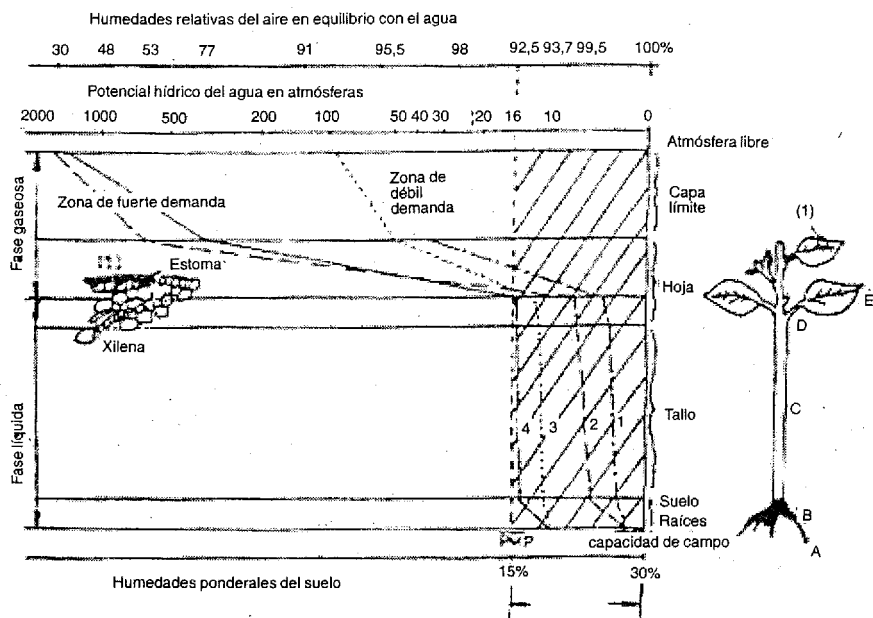


Figura 19. Distribución de los potenciales de agua en el sistema C.S.P.A. (adaptado de Hillel, 1972).

La curva N° 1 es para un valor bajo de succión en el suelo (AB) y también en la superficie de la raíz (B) - tallo (C). En las células del mesófilo (D-E), la succión de agua (potencial negativo) está por debajo del valor crítico con el cual las hojas pierden su turgencia, de aquí que la planta pueda transportar agua sin marchitarse. (E) representa la cavidad subestomática. En la curva N° 2 la succión del agua en el suelo es igualmente baja pero la velocidad de transpiración y la succión de agua en el mesófilo alcanza el valor crítico de marchitamiento (20 bares).

La curva N°3 es para el caso en que la succión de agua en el suelo es relativamente alta, pero la velocidad de transpiración es baja.

Finalmente la N° 4 indica la condición extrema en que la succión de agua del suelo y la velocidad de transpiración son altos, la succión de agua por la hoja excede el valor crítico y la planta se marchita.

Balance de agua en el suelo

En este capítulo se ha enfocado el agua del suelo considerando fundamentalmente la capacidad de almacenaje y de movimiento del agua en el suelo en virtud de sus propiedades. Para tener una visión más completa del sistema se debería analizar la absorción de agua por los cultivos (figura 20). Así como sorprende la magnitud obtenida con el cálculo de la cantidad de agua que puede almacenar un suelo, igualmente llama la atención la cantidad que puede evapotranspirar un cultivo. Esto explica la importancia del conocimiento del manejo del recurso agua desde el punto de vista edafológico, tendiendo a optimizar las entradas y disminuir las pérdidas por evaporación o escorrentía para maximizar la absorción por los cultivos preservando el recurso suelo.

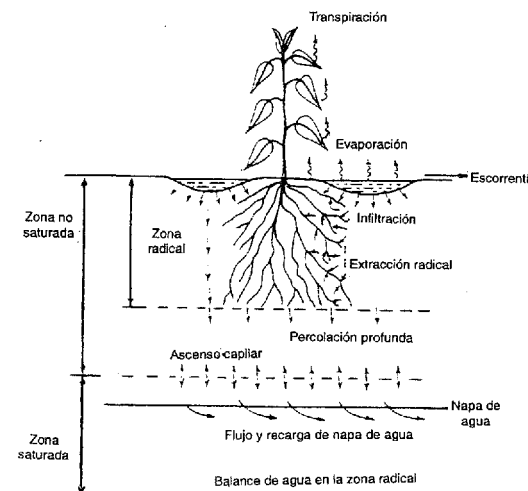


Figura 20. Balance hídrico para un cultivo.

El conocimiento de la humedad del suelo permite hacer consideraciones sobre el cálculo de riego total o complementario para un adecuado crecimiento vegetal en función de la demanda del cultivo. Un balance realista de la disponibilidad de agua en la zona radical implica el manejo de gran parte de los ítems mencionados en este capítulo y constituye un aporte fundamental para la integración de la información explicativa y predictiva de las posibilidades de un cultivo en un determinado ecosistema.

Bibliografía de apoyo

- BRADY, N.C.** 1990. The nature and properties of soils. 10ma ed. MacMillan Pub. Co., New York.
- GARDNER W.H.** 1986. Methods of soil analysis. Part 1. Ed. Klute. A.S.A. Inc. SSSA Inc. Madison Wisconsin.
- HILLEL, D.** 1980. Fundamentals of soil physics. Academic Press-New York.
- MAC LAREN, R.G., K.C. CAMERON.** 1994. Soil Science. Oxford Univ. Press.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO Y C. ROQUERO.** 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ediciones Mundi-Prensa, Madrid, España.
- TAYLOR S.A., S. SHROFT, G.L.** 1972. Physical Edaphology. Freeman San Francisco.

Ciclos Biogeoquímicos de elementos

Nitrógeno del suelo

Fósforo

Potasio del suelo

Azufre

6

NITRÓGENO DEL SUELO

Temario

1. **Introducción**
2. **Origen y formas del nitrógeno del suelo**
 - 2.1 Nitrógeno orgánico.
 - 2.2 Nitrógeno inorgánico.
3. **Ciclo del nitrógeno**
 - 3.1 Ganancias de nitrógeno
 - 3.1.1 Fijación de nitrógeno atmosférico por microorganismos
 - 3.1.2 Aportes de nitrógeno inorgánico y sales arrastradas por las lluvias
 - 3.1.3 Por fertilización o aplicación de abonos orgánicos
 - 3.2 Pérdidas de nitrógeno
 - 3.2.1 Denitrificación biológica
 - 3.2.2 Volatilización de amoníaco
 - 3.2.3 Lixiviación
 - 3.2.4 Extracción por cosechas
 - 3.2.5 Erosión
4. **Ciclo interno del nitrógeno (mineralización-inmovilización)**
 - 4.1 Amonificación
 - 4.2 Nitrificación
 - 4.3 Factores que afectan la mineralización
5. **Evaluación del nitrógeno del suelo**
6. **Mecanismos de pérdida y contenido de nitrógeno en suelos argentinos**

NITRÓGENO DEL SUELO

Ings. Agrs. R. Martha Palma y Andrea L. Segat

OBJETIVOS

- Caracterizar las formas de nitrógeno en el suelo, su dinámica y disponibilidad.
- Estudiar las transformaciones producidas en el suelo y su interacción con el medio.

1. Introducción

El nitrógeno es la unidad clave de la molécula de proteína sobre la cual se basa la vida, siendo así un componente esencial del protoplasma de plantas, animales y microorganismos.

Es un importante constituyente de la atmósfera, presentando una gran dinámica de transformaciones en su complejo ciclo biogeoquímico.

El átomo de nitrógeno presenta diferentes estados de oxidación y en el pasaje entre ellos participan los organismos del suelo. La facilidad con que ocurren los cambios entre los estados de oxidación hace que diferentes formas inorgánicas puedan perderse fácilmente del ecosistema por lixiviación y/o volatilización. Esta dinámica a menudo limita la producción de los cultivos. Sus formas solubles y gaseosas pueden causar contaminación ambiental.

Los principales roles del N en la nutrición de las plantas son:

- Componente de la molécula de clorofila
- Componente de aminoácidos, unidad estructural de las proteínas
- Esencial para la utilización de carbohidratos
- Componente de las moléculas de enzimas, vitaminas y hormonas
- Estimula el desarrollo y actividad radicular

Las deficiencias de nitrógeno se pueden presentar en todo tipo de suelo, manifestándose en los vegetales por la aparición de color amarillento en las hojas más viejas o colores amarillo-verdosos con tendencia a la caída de las mismas.

2. Origen y formas de nitrógeno del suelo

La fuente principal de nitrógeno para el suelo es la atmósfera, donde este gas es predominante (79,08% en volumen). El nitrógeno atmosférico es un gas diatómico (N_2) muy inerte debido a la alta energía de enlace, superior a la que presenta el C en sus compuestos.

La mayor parte del nitrógeno en el suelo se halla formando compuesto orgánicos, quedando disponible para las plantas a través del proceso de mineralización en el cual participan activamente los organismos.

Las reservas de nitrógeno están constituidas por la materia orgánica de descomposición rápida en medios biológicamente activos y por los compuestos húmicos de mineralización más lenta. Sólo una pequeña fracción se encuentra en combinaciones inorgánicas como NH_4^+ y NO_3^- .

Dichas formas son las aprovechables por los vegetales adquiriendo mayor importancia los nitratos.

Los nitratos pueden ser lavados por las aguas de lluvia o riego, constituyéndose en un riesgo de contaminación de aguas subterráneas.

En cambio, la forma catiónica (NH_4^+) en gran parte, puede ser retenida por los coloides del suelo en tanto no sea oxidada a nitratos.

2.1 Nitrógeno orgánico

El nitrógeno orgánico representa comúnmente, entre el 85 y 95% del nitrógeno total. Esta fracción está compuesta por 20-40% de aminoácidos, 5-10% de aminoazúcares y 1-2% de bases púricas y pirimidínicas. Las restantes formas son difíciles de identificar e integran heterociclos de las moléculas húmicas, las cuales se degradan lentamente.

Las reservas mineralizables en un plazo relativamente corto están constituidas por la materia orgánica fresca, fácilmente descomponible y las fracciones más lábiles del humus, humina microbiana, biomasa muerta y cadenas peptídicas unidas a los núcleos aromáticos.

La biomasa microbiana contiene (en promedio) del 4 al 8% del nitrógeno total de un suelo, constituye la fracción lábil de la materia orgánica y es la fuente principal para la disponibilidad de nutrientes.

2.2 Nitrógeno inorgánico

Es la fracción realmente disponible para las plantas y su contenido generalmente es menor al 10% del nitrógeno total.

El NO_3^- , es la principal forma de absorción por las plantas. El NH_4^+ es

absorbido preferencialmente por los microorganismos y por algunos vegetales como arroz y azaleas. El NH_4^+ intercambiable no supera el 2% del nitrógeno total. En la actualidad se sabe que muchos suelos pueden contener cantidades apreciables de NH_4^+ fijado (no intercambiable), especialmente en los horizontes inferiores. Este mecanismo podría retener cantidades importantes de NH_4^+ aportado por la fertilización, pudiendo quedar disponible en períodos de tiempo más prolongado.

3. Ciclo del nitrógeno

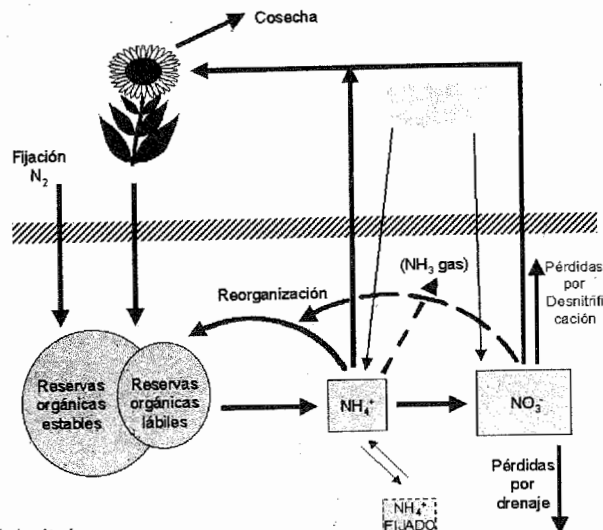
Las interacciones entre las diferentes formas de nitrógeno en el suelo, los organismos y la atmósfera constituyen el ciclo global.

El ciclo del nitrógeno comprende diversas transformaciones que involucran formas orgánicas, inorgánicas (algunas volátiles) que ocurren en forma simultánea y muchas de ellas en sentido opuesto.

La conversión de N_2 (gas) a formas combinadas se produce a través de la **fijación biológica**, mientras que las formas orgánicas son convertidas a NH_4^+ o NO_3^- por el proceso de **mineralización** y el nitrato puede volver a la atmósfera por **denitrificación**.

La base de las transformaciones biológicas del nitrógeno radica en las reacciones de oxidación y reducción que involucran una secuencia de eventos, algunos de los cuales tienen lugar en las células de los microorganismos y otros en los tejidos de las plantas superiores incluyendo como intermediario, formas gaseosas, minerales y orgánicas en diferentes estados de oxidación y reducción.

No todas las transformaciones de nitrógeno en el suelo son mediadas por microorganismos. El NH_3 y el NO_2^- producidos por la descomposición microbiana de materiales orgánicos nitrogenados son capaces de intervenir en reacciones químicas con sustancias orgánicas, en algunos casos evolucionan principalmente a formas de nitrógeno gaseosas. A través de la asociación de materiales húmicos con el mineral se forman complejos órgano-minerales y de esta forma los compuestos nitrogenados son protegidos del ataque de los microorganismos.

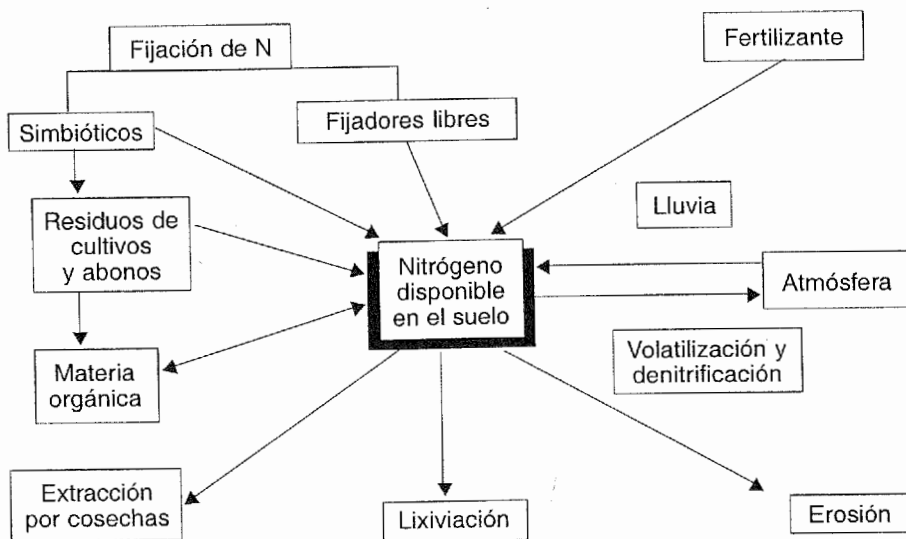


Ciclo global del nitrógeno (Duchaufur, 1987).

Las **ganancias** de nitrógeno en el suelo son: a) fijación del nitrógeno atmosférico por los microorganismos, b) aportes de nitrógeno inorgánico y sales arrastradas por las lluvias y c) por fertilización o aplicación de abonos orgánicos.

Las **pérdidas** son: a) denitrificación biológica, b) volatilización de NH₃, c) lixiviación, d) extracción por cosechas y e) erosión.

Estas ganancias y pérdidas pueden esquematizarse:



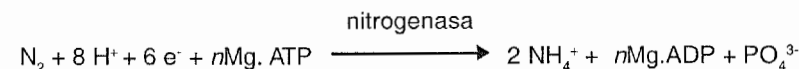
3.1 Ganancias de nitrógeno

3.1.1 Fijación del nitrógeno atmosférico por los microorganismos

En la naturaleza hay un grupo de microorganismos procariotas (diversos grupos de bacterias, incluyendo cianobacterias) capaces de reducir el nitrógeno molecular (N₂) a NH₃ e incorporarlo a su metabolismo para producir aminoácidos y sintetizar proteínas. Estos microorganismos pueden tener vida libre: **fijadores libres** (heterótrofos o fotosintéticos), o bien pueden asociarse con los vegetales: **simbiontes**.

La reducción de nitrógeno molecular, llamado **fijación biológica de nitrógeno** es un proceso enzimático que se lleva a cabo con la participación de la enzima nitrogenasa y junto con la fotosíntesis y la respiración son considerados los más importantes procesos bioquímicos.

La síntesis de la nitrogenasa es inducida en la bacteria bajo condiciones favorables dentro del nódulo, donde la presión parcial de O₂ es baja. Este efecto se produce por la presencia de leghemoglobina (dando un color rojo característico al nódulo que fija nitrógeno) ya que debido a la afinidad por el O₂ es capaz de transferirlo para la respiración de los bacteroides, regulando la concentración de O₂ en el medio para favorecer la actividad de la enzima. La fijación biológica responde a la siguiente reacción:



En esta reacción hay un elevado consumo de energía, ya que se necesitan 16 ATP para reducir 1 mol de nitrógeno. Los requisitos para que ésta se lleve a cabo son:

- Un medio reductor con bajo potencial redox
- Presencia de ATP
- Baja presión parcial de O₂ en el sitio que actúa la nitrogenasa

Fijación simbiótica

La simbiosis es la asociación de dos organismos que se benefician mutuamente. La invasión de las raíces de la planta huésped por microorganismos (endófitos) culmina en la formación de nódulos, en los cuales los fotosintatos son suministrados por el vegetal al endófito y éste sintetiza aminoácidos y otros compuestos nitrogenados (formados por la reducción de N₂) que quedan disponibles para el huésped. Para que el nódulo se forme es necesario

que la bacteria este presente en el suelo o sea introducida a través de la inoculación y se multiplique en la rizosfera.

Varias especies de leguminosas son infectadas por bacterias en forma de bastones, Gram negativas del género *Rhizobium* y *Bradyrhizobium*.

Características del proceso:

- Muy específico
- Requiere gran cantidad de energía, la planta debe ser vigorosa.
- La eficiencia de la fijación está relacionada con la leghemoglobina
- Requiere calcio y fósforo en los suelos, con cantidades adecuadas de microelementos.
- Temperatura óptima: 18-22°C, pH óptimo: 5-6.
- Altas concentraciones de nitratos, nitritos, amonio y urea restringen la nodulación.

En condiciones de alta disponibilidad de nitrógeno, no nodulan o detienen la fijación si ya están noduladas.

Otra forma de fijación simbiótica es la que ocurre con el género *Azospirillum* y las raíces de los cereales, llamada simbiosis asociativa.

Es conocida la capacidad que las bacterias del género *Azospirillum* tienen para fijar nitrógeno y su relativa abundancia en suelos de regiones tropicales. Estas bacterias infectan raíces de gramíneas (mijo, sorgo, trigo y otros), proliferando en espacios inter e intracelulares, principalmente en el protoxilema. La fijación de nitrógeno ocurre principalmente en el interior de las raíces. Fue demostrada la especificidad entre el huésped y el microorganismo en esta asociación (Baldani y Dobereiner, 1980). Es necesaria la selección de cepas y todavía falta mucho para definir condiciones y bacterias apropiadas para cada situación.

Fijadores libres

La rizosfera crea un ambiente favorable para los microorganismos fijadores libres. En este proceso participan bacterias, cianobacterias y unos pocos actinomicetes.

- Bacterias
- Aerobias: *Azotobacter*, *Beijerinckia*.
 - Facultativas anaeróbicas: *Bacillus*.
 - Anaeróbicas obligadas: *Clostridium*.

Cianobacterias - Aerobios fotosintetizadores: *Nostoc*, *Anabaena*, *Tolyphotrix*.

El grupo *Azotobacter* es el más intensamente estudiado. La eficiencia, medida como nitrógeno fijado por unidad de azúcar degradada, frecuentemente es muy baja de 5-20 mg de nitrógeno fijado por gramo de azúcar oxidado. Las especies del género *Beijerinckia* sólo crecen bien en condiciones ácidas y algunas veces se desarrollan en un pH tan bajo como 3.

Los anaerobios dominantes que utilizan nitrógeno son miembros del género *Clostridium*, proliferan cuando se adiciona materia orgánica y frecuentemente son abundantes alrededor de las raíces de las plantas. Se encuentran en sitios con pH 5 y son capaces de crecer hasta pH 9. La eficiencia es baja, asimilando 2-10 mg de nitrógeno por gramo de carbohidrato consumido.

Las Cianobacterias son comunes en campos bien drenados predominando en suelos inundados. La fijación es menos eficiente que *Azotobacter* y *Clostridium*.

Condiciones favorables:

- Temperatura: 15-35 °C.
- pH: 5-9. (*Beijerinckia* puede actuar a pH 3).
- Adecuadas cantidades de nutrientes, especialmente fósforo y molibdeno.
- Humedad adecuada.
- Mínima presencia de compuestos nitrogenados.
- Presencia de fuentes de energía e hidratos de carbono.

La cantidad de nitrógeno fijado por los organismos simbiotes es mayor que la de los fijadores libres. Siendo de 100-200 kg ha⁻¹ para los primeros y 20-30 kg ha⁻¹ para los segundos. Esta diferencia se debe a la energía disponible como carbohidratos que ceden las plantas superiores a los microorganismos y al medio más reductor que originan los nódulos en las raíces.

3.1.2 Aportes de nitrógeno inorgánico y sales arrastradas por las lluvias

Además, del nitrógeno liberado a la atmósfera como N₂ y N₂O proveniente de la denitrificación y NH₃ de la volatilización, este elemento ingresa a la atmósfera como NO y NO₂ derivado de la combustión de petróleo y sus derivados, de la quema de biomasa vegetal y por descargas eléctricas. El polvo atmosférico puede contener NO₃⁻, NH₄⁺ como también nitrógeno orgánico.

El nitrógeno de la atmósfera puede retornar al suelo de varias formas. Los óxidos de nitrógeno (NO_x) reaccionan con los radicales OH⁻ libres para formar ácido nítrico, constituyendo las "lluvias ácidas". El NH₃, en parte, puede

ser absorbido por el vegetal a través de sus estomas, mientras que el remanente es disuelto en agua de lluvia o puede formar sales tales como $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Estas sales pueden depositarse sobre el suelo o la superficie de las plantas por deposición seca.

En promedio, el total de nitrógeno que puede llegar al suelo desde la atmósfera es de 5- 60 kg N ha⁻¹ año⁻¹, o aún más, dependiendo de la polución ambiental. Actualmente, se estima que el mayor aporte proviene de los gases industriales a los que se suman los compuestos volátiles provenientes del mismo suelo. Estas cantidades, para los suelos agrícolas, son pequeñas si se las compara con otras entradas al ciclo de este elemento.

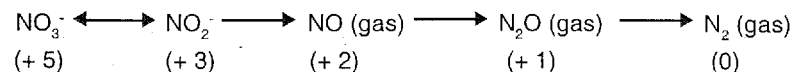
3.1.3 Por fertilización o aplicación de abonos orgánicos

Como resultado de la fertilización nitrogenada, este nutriente en la solución del suelo, se localiza en las zonas donde el fertilizante ha sido aplicado. Los iones NH_4^+ y NO_3^- provenientes de fertilizantes actúan igual que los derivados de la descomposición de los residuos orgánicos por los microorganismos, y su concentración en zonas localizadas tiende a acidificar el suelo, como también a favorecer procesos como la denitrificación o la volatilización. Este último se magnifica en suelos con pH por encima de 7.

3.2 Pérdidas de nitrógeno

3.2.1 Denitrificación biológica

La denitrificación es un proceso de reducción bioquímico a través del cual el NO_3^- es devuelto del suelo a la atmósfera como óxido de dinitrógeno (N_2O) y nitrógeno molecular (N_2). Este proceso es llevado a cabo por microorganismos anaerobios facultativos, fundamentalmente pertenecientes a los géneros *Bacillus* y *Pseudomonas*. El nitrógeno como NO_3^- con valencia 5 es reducido a nitrógeno elemental (valencia 0), de la siguiente manera:



Se producen sólo trazas de monóxido de nitrógeno, siendo los principales productos óxido de dinitrógeno y nitrógeno elemental.

Las condiciones favorables son:

- El pH del suelo: neutro a ligeramente alcalino
- 25 °C de temperatura
- Condiciones anaerobias o de limitada disponibilidad de oxígeno
- Presencia de sustratos carbonados y nitratos

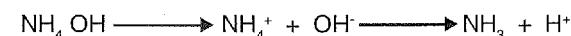
Las pérdidas pueden ser considerables en suelos agrícolas especialmente en aquellos que exhiben un mosaico de zonas aerobias y anaerobias y están bien provistos de carbono disponible y NO_3^- . Los valores medidos presentan alta variabilidad temporal y espacial, pudiendo llegar a detectarse pérdidas de 0,1- 0,2 kg N ha⁻¹ día⁻¹ en cortos períodos de tiempo.

3.2.2. Volatilización

La volatilización se produce fundamentalmente cuando fertilizantes amoniacales o abonos orgánicos se adicionan al suelo. El principal fertilizante que sufre estas pérdidas es la urea, cuya hidrólisis es catalizada por la enzima ureasa, obteniéndose NH_3 como producto final de una serie de reacciones:



La solución de NH_4OH es inestable, particularmente a elevadas temperaturas, liberando NH_3 , según la siguiente ecuación:



La volatilización de amonio en suelos con pH 7 o menor, resulta escasa, pero si el suelo es alcalino, con baja capacidad de cambio o sufre un desecamiento rápido, pueden ocurrir pérdidas del 20 al 30% del amonio aplicado.

3.2.3. Lixiviación

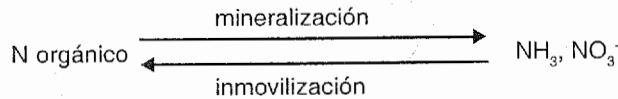
El nitrógeno en forma de NO_3^- es muy vulnerable a la lixiviación. Los NO_3^- se concentran principalmente en los primeros 20-25 cm del suelo, donde son originados como producto final de la descomposición de la materia orgánica o por fertilización. La concentración de este anión fluctúa muy marcadamente debido a la interacción con la temperatura, pH, humedad, aireación y con todos aquellos factores que tengan efecto sobre la mineralización.

3.2.4 Extracción por cosechas

En la mayoría de los cultivos el nitrógeno es extraído por la cosecha, excepto bajo pastura donde un 85% retorna al suelo por excreta animal. Manejar adecuadamente los rastrojos es importante ya que, por ejemplo, 4.000 kg ha⁻¹ de rastrojo de trigo retienen 20-25 kg de nitrógeno.

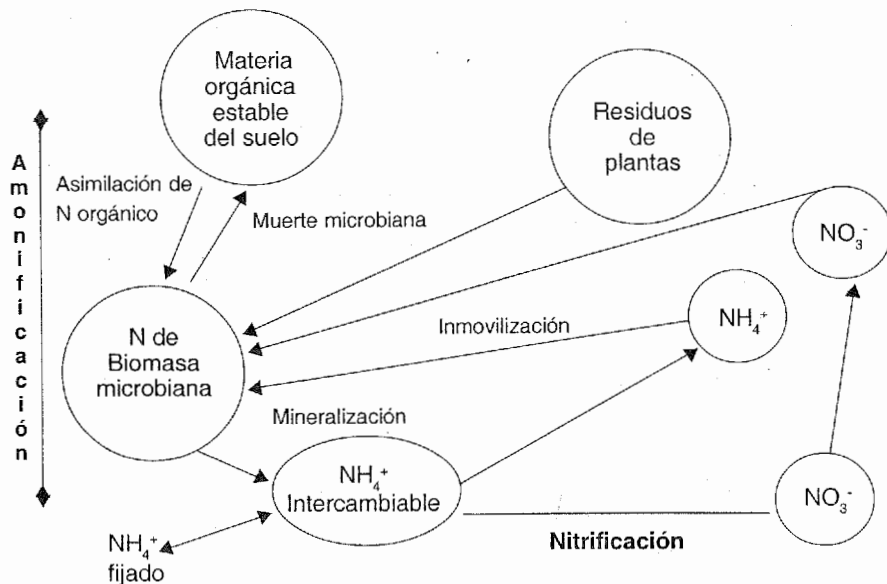
4. Ciclo interno del nitrógeno en el suelo

Se puede diferenciar el ciclo global del nitrógeno del ciclo que se lleva a cabo en el suelo al que se llama **ciclo interno de nitrógeno**, pero ambos comparten procesos. El rasgo distintivo del ciclo interno son los cambios biológicos que se producen a través de los procesos de mineralización e inmovilización, que puede esquematizarse:



La mineralización consiste de todos los procesos por los cuales el nitrógeno orgánico es transformado en NH_4^+ -N, como resultado de la actividad de la fauna, mesofauna y microflora del suelo. Este proceso involucra una serie de reacciones en las cuales se ven involucrados microorganismos heterótrofos.

En oposición, los procesos de inmovilización son la conversión del nitrógeno inorgánico (NH_4^+ - NO_3^- - NO_2^-) a formas orgánicas debido a reacciones asociadas principalmente con el crecimiento y metabolismo microbiano. Este proceso ocurre ya que los microorganismos degradan los residuos orgánicos y, entonces, utilizan el nitrógeno inorgánico y lo convierten en formas orgánicas constitutivas de sus tejidos, quedando así el nitrógeno inmovilizado. Cuando estos organismos mueren, parte del nitrógeno puede pasar a formar parte del humus o bien formar nitrato o amonio.



La clave del conocimiento de las relaciones entre ambos procesos está en reconocer la conexión entre el metabolismo del carbono y el nitrógeno, y sus cambios a través de la descomposición del «pool» de biomasa del suelo.

La mineralización de nitrógeno a formas solubles es un proceso que se cumple en dos etapas. Primero, grupos muy variados de microorganismos del suelo hidrolizan las proteínas y aminoácidos de la fracción orgánica del suelo para producir amonio (**Amonificación**). El amonio es oxidado con la participación de microorganismos específicos a nitrito y luego a nitrato (**Nitrificación**).

4.1.1 Amonificación

La amonificación es el proceso mediante el cual los compuestos nitrogenados de los tejidos de los organismos se descomponen y producen como producto final amonio, según la siguiente reacción:



Esta es una reacción alcalina y está influenciada por la temperatura, humedad, pH y aireación del ambiente.

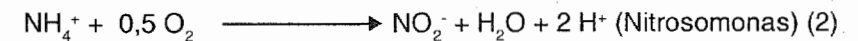
Una amplia gama de bacterias, hongos y actinomicetes pueden liberar amonio de los compuestos nitrogenados en condiciones aeróbicas y anaeróbicas. Las bacterias liberan más que los hongos, ya que éstos necesitan asimilar más nitrógeno para la síntesis celular. La amonificación no requiere microorganismos especializados.

Las enzimas extracelulares, proteasa especialmente, descomponen las moléculas nitrogenadas complejas. Los ácidos nucleicos se descomponen por la acción de las nucleasas, liberando los mononucleótidos, bases nitrogenadas purínicas y pirimidínicas, ácidos orgánicos y azúcares. A partir de las proteínas se liberan los polipéptidos y los aminoácidos.

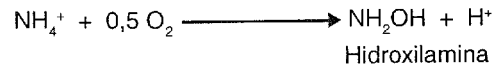
Los mecanismos más comunes para la degradación inicial de los aminoácidos son: la desaminación, que conlleva la remoción del amoniaco; y la descarboxilación mediante la cual el grupo carboxilo es separado.

4.1.2 Nitrificación

La nitrificación es la oxidación de NH_4^+ a NO_3^- . Las reacciones de oxidación mediante las cuales las bacterias llevan a cabo la nitrificación son:



Esta oxidación ocurre, como mínimo en dos etapas:



La última fase de la transformación culmina con la oxidación a nitratos:



Estas reacciones producen dos iones hidrógeno por cada mol de amonio oxidado. El efecto de las ecuaciones (1) y (2) es la producción neta de un mol de hidrógeno por cada mol de nitrato formado durante la mineralización.

Los microorganismos nitrificantes son de gran importancia por su capacidad para producir nitratos, que es la principal fuente de nitrógeno asimilado por las plantas superiores. Los nitratos producidos pueden ser absorbidos por las plantas, pueden exportarse con las cosechas, pueden lixivarse hacia profundidades lejos del alcance de las raíces pudiendo contaminar ríos o arroyo, o bien ser absorbidos por otros microorganismos.

La nitrificación puede ser llevada a cabo por microorganismos heterótrofos como por microorganismos quimioautotróficos, aunque es más importante la participación de este último grupo.

Dentro del grupo de microorganismos nitrificantes están las bacterias quimioautótrofas Gram negativas que pertenecen a la familia Nitrobacteriaceae:

Oxidación de NH_3 a NO_2^- (Nitritadoras):

- *Nitrosomonas* sp.
- *Nitrospira* sp.
- *Nitrosococcus* sp.
- *Nitrosovibrio*

Oxidación de NO_2^- a NO_3^- (Nitratadoras):

- *Nitrobacter* sp.

La nitrificación es llevada a cabo entre 5 y 40°C, su óptimo se considera 25°C en condiciones de zona templada y de 35°C en condiciones de clima tropical, pudiendo realizarse por debajo de los 5°C, lo que podría explicar las pérdidas de nitrógeno por lixiviación, de las regiones frías y húmedas. No hay organismos nitrificadores termófilos. Por lo general, este proceso es más afectado por las altas temperaturas que la amonificación, de ahí que el amonio se pueda acumular más en los suelos de climas tropicales.

En medio ácido, la producción de NO_3^- disminuye por la menor actividad

de las bacterias activas, sobre todo de las heterótrofas. La reacción neutra o alcalina del suelo favorece la nitrificación, ya que el óptimo para *Nitrobacter* sp. oscila entre 6,6 y 7,4; la producción de NO_2^- por *Nitrosomonas* sp. disminuye en forma rápida a medida que decrece el pH del valor 7,4.

Los niveles de oxígeno y el contenido de humedad del suelo pueden actuar sobre la nitrificación. Esta reacción se realiza en condiciones aeróbicas, por lo tanto en el medio debe haber oxígeno libre. En estas condiciones la transformación de NO_2^- a NO_3^- , por lo general, ocurre a tasas más altas que la conversión de NH_4^+ a NO_2^- , por esta razón no es frecuente que el NO_2^- se acumule en el suelo en condiciones normales. Con respecto al contenido de humedad, el nivel óptimo está alrededor del 60% de la máxima capacidad de retención hídrica del suelo, y la nitrificación se restringe a medida que disminuye la aireación.

4.1.3 Factores que afectan la mineralización

La mineralización en el suelo se ve afectada por factores tales como: pH, temperatura, aireación, humedad, presencia o adición de materiales orgánicos.

Los valores de **pH** que favorecen la mineralización de nitrógeno son los cercanos a la neutralidad. Sin embargo, hay que tener en cuenta que a valores de pH próximos o superiores a 7 hay tendencia a la volatilización en forma de amoníaco, de manera especial si el contenido de calcio es alto, por lo cual, a pesar de que se favorezca la mineralización en estas condiciones es posible que no aumente la disponibilidad de nitrógeno para las plantas.

La **temperatura** afecta la tasa de mineralización de nitrógeno del suelo, ya que los diferentes pasos en las transformaciones de compuestos orgánicos de nitrógeno a nitrógeno amoniacal, son catalizados por enzimas sensibles a la temperatura. Aunque puede ocurrir mineralización aún a temperaturas cercanas a 2°C, la tasa aumenta al incrementar la temperatura hasta un óptimo cercano a los 40°C.

Con respecto a la **humedad**, las bacterias son más sensibles al exceso de humedad que a condiciones de suelo seco. La máxima producción de amoníaco coincide con tensiones de humedad próximas a cero, disminuyendo en condiciones de anegamiento por la asimilación microbiana de amoníaco.

La **adición de materia orgánica** puede producir en muchos casos, inmovilización de nitrógeno como consecuencia del aumento de la población microbiana.

Existen estudios que indican, que si los residuos orgánicos incorporados al suelo tienen menos de 1,5% de nitrógeno, o lo que es igual una relación C/N de 25 o mayor, se produce la inmovilización de nitrógeno, mientras que si el nitrógeno de estos residuos supera el 1,5% la mineralización es la reacción dominante.

5. Evaluación del nitrógeno del suelo

Los procedimientos usados en el laboratorio para realizar los análisis de suelo para nitrógeno pueden agruparse en tres categorías:

a) Los procedimientos que determinan el nitrógeno total (método de Kjeldahl).

No proporciona demasiada información acerca de la disponibilidad inmediata de nitrógeno del suelo, debido al carácter dinámico de este elemento.

b) Los métodos de incubación en los cuales se evalúa la mineralización.

Puede utilizarse la técnica de Stanford (1972) que se basa en la obtención del nitrógeno potencialmente mineralizable (N_o), mediante sucesivas incubaciones del suelo a 35°C durante un período total de 30 semanas.

La determinación de nitrógeno de biomasa microbiana, es una medida confiable del nitrógeno potencialmente disponible del suelo. Si bien aún no hay una técnica totalmente ajustada para su determinación, muchas son las investigaciones que indican que es un índice muy sensible de la capacidad de suministro de nitrógeno en el suelo.

c) La determinación de nitrógeno inorgánico, por ejemplo nitratos, en determinada época o estación del año. Debe tenerse en cuenta la variabilidad que presenta esta determinación, y las precauciones necesarias para el acondicionamiento de las muestras.

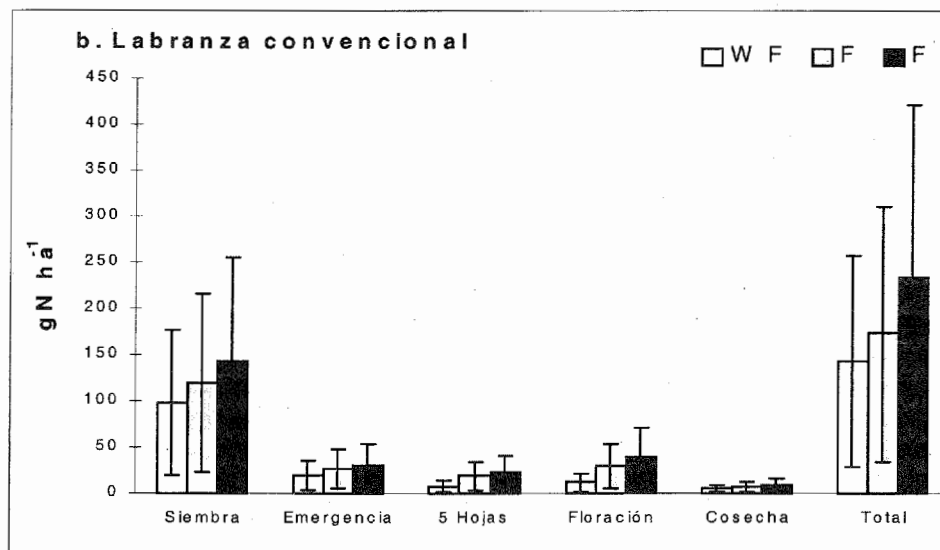
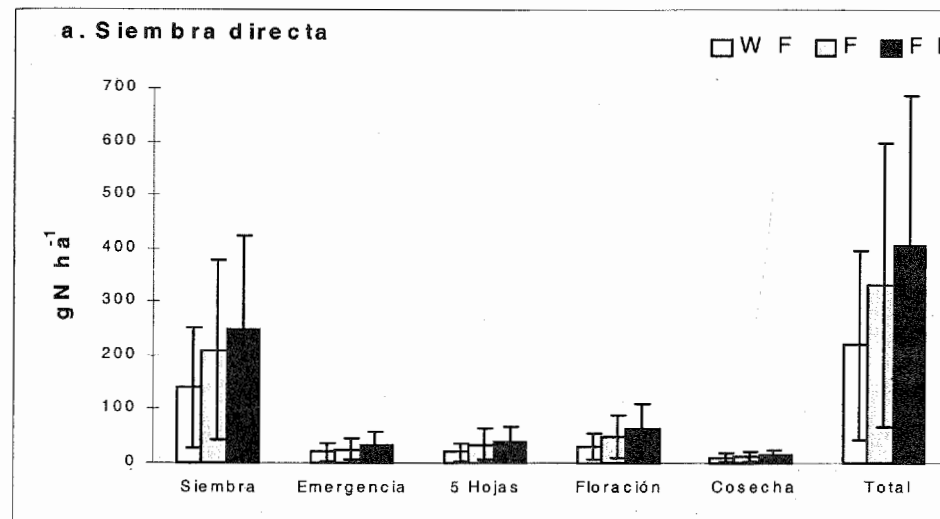
6. Mecanismos de pérdida y contenido de nitrógeno en suelos argentinos

6.1 Pérdidas por denitrificación y volatilización en suelos argentinos

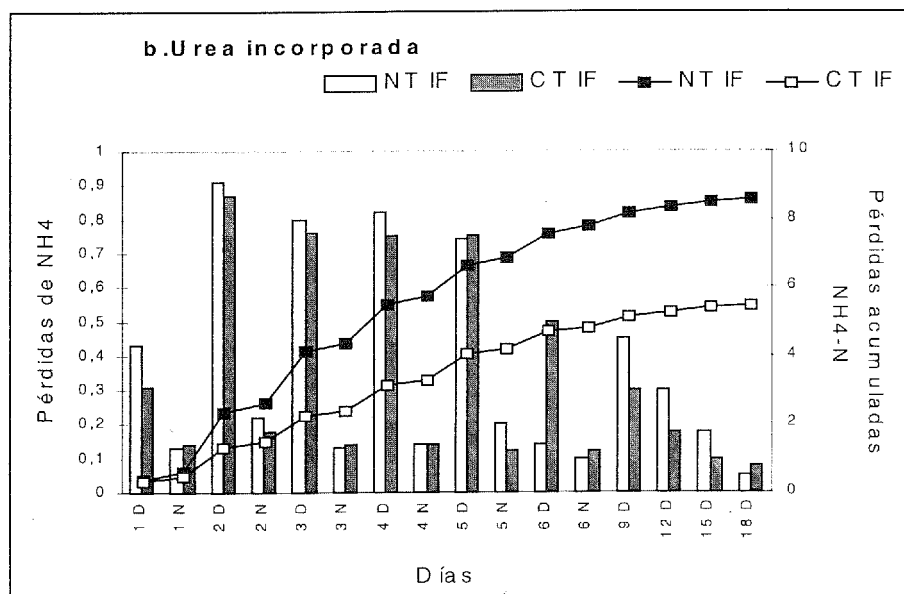
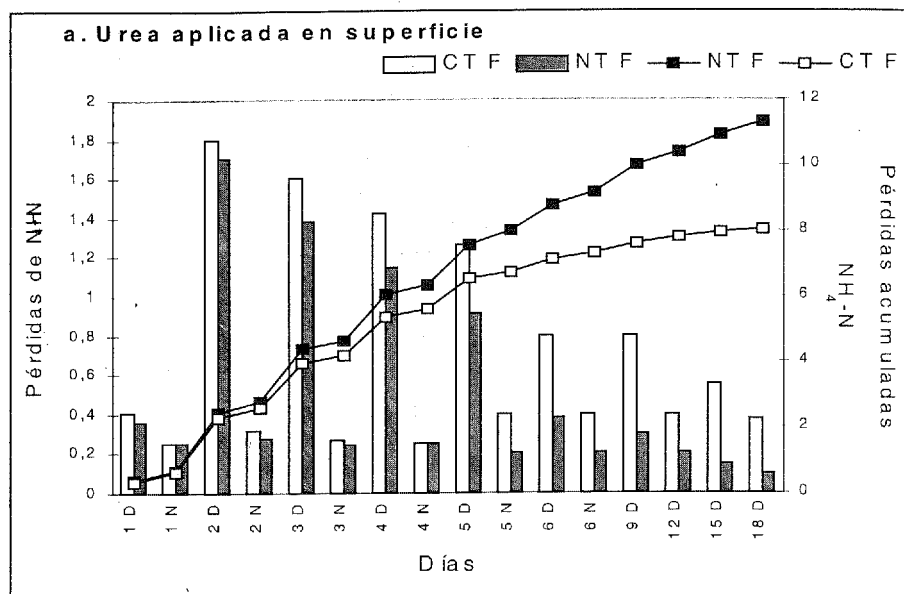
En suelos arcillosos de la provincia de Buenos Aires, se realizaron determinaciones de pérdidas por denitrificación, en un cultivo de maíz que recibió 60 kg N ha⁻¹ de urea con aplicación superficial e incorporada a 5 cm y el cultivo sin fertilizar. Si bien los valores obtenidos fueron muy bajos, se manifestaron diferencias significativas entre sistemas de labranza como se puede ver en las figuras.

Las mayores pérdidas se produjeron en siembra directa y fueron debidas a la mayor concentración de fuentes de carbono disponible y al nitrógeno adicionado por fertilización, sobre todo cuando la urea fue incorporada (Palma *et al.*, 1997).

El mismo grupo de trabajo, realizó determinaciones de pérdidas por volatilización en el mismo suelo, los resultados pueden observarse en las siguientes figuras:



CT: labranza convencional, NT: siembra directa, F: fertilizado en superficie, IF: fertilización incorporada, WF: sin fertilizar.



La eficiencia en el uso de urea se asocia con la localización de la misma en el suelo, dependiendo las pérdidas de la mayor o menor exposición del fertilizante a los agentes climáticos.

6.2 Contenido de nitrógeno en suelos argentinos

El contenido de nitrógeno total varía en estrecha relación con el contenido de materia orgánica de los suelos.

Suelos de zonas áridas: 0,02 - 0,05% Nt.

Suelos de zonas templadas: 0,1 - 0,25% Nt.

Turbas: 2,5% Nt.

Valores más comunes en Pradera Pampeana: 0,15 - 0,30% Nt.

Serie Marcos Juárez	0,18%
Serie Santa Isabel	0,10%
Serie Rojas	0,17%
Serie Pergamino	0,15%
Serie Arrecifes	0,18%
Serie Ramallo	0,23%
Serie Balcarce	0,30 - 0,50%

Bibliografía de apoyo

- ALEXANDER, M. 1977. Introduction to Soil Microbiology. Ed. Wiley, New York
- BURBANO ORJUELA, H. 1989. El suelo: Una visión sobre sus componentes biogénicos. Serie investigaciones Nro 1. Universidad de Nariño, Pasto, Colombia.
- DARWICH, N. 1989. Manual de Fertilidad de Suelos. Secretaría de Agricultura Ganadería y Pesca, INTA, Enichem Agrícola, pp: 147.
- DRURY ET AL. 1991. Availability of $\text{NH}_4^+\text{-N}$ to microorganisms and the soil internal N cycle. *Soil. Biol. Biochem.* 23 (2):165- 169.
- DUCHAUFOR, P. 1987. Manual de Edafología. Ed. Masson.S.A., Barcelona
- EMBRAPA, 1988. A biología do solo na agricultura. Seropedica, R.J. Brasil
- FITZPATRICK, E. A. 1996. Introducción a la Ciencia de los Suelos. Ed. Trillas, México, Argentina, España, pp: 288.

CT: labranza convencional, NT: siembra directa, IF: fertilizado e incorporado, f: fertilizado.

- PALMA, R.M., RÍMOLO, M., SAUBIDET, M.I. AND CONTI, M.E.** 1997. Influence of tillage system on denitrification in maize-cropped soils. *Biol. Fertil. Soils*, 25 : 142-146.
- POWER, J.F.** 1992. Understanding the nutrient cycling process. *Journal of Soil and Water Conservation*, 44:16-23.
- STEVENSON, F.J.** 1986. Cycles of Soils. Ed. J. Wiley & Sons.
- WHITE, R. E.** 1997. Principles and Practice of Soil Science. 3ra Ed. Blackwell Science (ed.), Oxford, Inglaterra.
- WILSON, J.R.** 1987. Advances in nitrogen cycling in Agricultural Ecosystems. *Proceedings of the Symposium in Nitrogen Cycling in Agricultural Ecosystems held in Brisbane, Australia*, 11-15 de mayo de 1987.
- WOOD ET AL.** 1991. Nitrogen Balance and Biomass Production of Newly Established No - Till Dryland Agroecosystems. *Agron. J.* 83:519-526.

FÓSFORO

Temario

1. **Funciones del fósforo**
2. **Minerales fosfatados**
3. **Ciclo del fósforo**
 - 3.1. En un agroecosistema
 - 3.2. P inorgánico (Pi)
 - 3.3. P orgánico (Po)
 - 3.4. En el paisaje
4. **P disponible para las plantas**
 - 4.1. Movimiento en el suelo
 - 4.2. Factores que lo afectan
 - 4.3. Fijación y adsorción
 - 4.4. Mineralización del Po
5. **Métodos de evaluación**
 - 5.1. P total.
 - 5.2. P orgánico.
 - 5.3. P inorgánico.
 - 5.4. P extractable
6. **Ejemplos en suelos argentinos**

FÓSFORO

Ing. Agr. Olga S. Heredia

OBJETIVOS

- Resaltar la importancia del P como nutrimento esencial para las plantas y su rol en distintos sistemas.
- Conocer los factores que condicionan su disponibilidad.
- Relacionar las distintas fracciones de P del suelo con otras propiedades edáficas y los métodos de evaluación de las mismas.
- Conocer la distribución de P en suelos argentinos.

1. Funciones del fósforo

Es un **macronutrimento** fundamental para la vida, es **POCO MOVIL**, de **BAJA SOLUBILIDAD** y de **BAJA CONCENTRACION** en la solución del suelo.

Es un nutrimento finito sólo aportado por el suelo, no es reciclado por la lluvia, ni por los agentes atmosféricos, por lo que su continua extracción sólo puede ser compensada, en los sistemas agrícolas, por fertilización fosfatada y por la dinámica del fósforo orgánico.

Interviene en:

- la **transferencia metabólica de energía vía ATP**.
- Forma parte de los **Acidos Nucleicos**.
- interviene en los procesos de **división celular**.
- forma fosfoazúcares y cumple funciones metabólicas importantes, como la síntesis de proteínas celulares y la génesis de almidón y distintos polisacáridos.
- en las plantas, además, interviene en el **desarrollo de tejidos meristemáticos y reproductivos** (afectando el crecimiento de raíces, la espigazón y granazón) por lo que afecta el rendimiento de los cultivos.
- forma parte de la fitina (un fosfolípido) que es la principal **reserva de fósforo de las semillas**.

Por lo anterior puede decirse que controla el **ciclado y acumulación de la Materia Orgánica** del suelo, siendo tal vez esta su función más importante dentro de un ecosistema, ya que **sin P es imposible la formación de MO**.

Se usa en taxonomía para identificar algunos taxones (por ejemplo, ordenes: Andisol, Molisol).

Actualmente se ha sugerido la utilización de índices de retención de fosfatos en los suelos, que permita clasificarlos de manera utilitaria.

Puede generar graves problemas medioambientales, por contaminación de napas de agua, y aguas superficiales de lagos, represas, etc. (por ejemplo, provocando la eutricación de los mismos).

Se caracteriza por ser un elemento crítico por su pequeña cantidad total y disponible para las plantas, por tener una gran variabilidad (espacial y temporal) y por existir un aumento significativo del área de tierras deficitarias en él.

En el sistema suelo-planta-animal, el 90 % del fósforo está en el suelo y de este menos del 10 % entra en el ciclo planta-animal.

2. Minerales fosfatados

Está presente en minerales primarios y secundarios, la principal fuente lo constituye la Apatita, que es un fosfato tricálcico contenido en las rocas ígneas.



Constituye aproximadamente el 0,12% de la corteza terrestre.

Algunos minerales en los que se encuentra son:

Flúor apatita	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaF}_2$
Hidroxiapatita	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{Ca}(\text{OH})_2$
Carbonato apatita	$3\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_2\text{CaCO}_3$
Variscita	$\text{AlPO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$
Estrengita	$\text{FePO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$

Los minerales primarios (que forman el material parental) y secundarios constituyen la reserva inorgánica de P del suelo, constituyendo las fracciones de P lábil y no lábil.

El mar es el principal reservorio de fósforo del planeta.

3. Ciclos del P

3.1 Ciclo en un agroecosistema

En la Figura 1 se observa el ciclo del P en un agroecosistema.

Las plantas toman el fósforo de la solución del suelo, que está en equilibrio con la fracción de P orgánico e inorgánico.

El P orgánico (Po), por mineralización, pasa a formar el P disponible y es repuesto al suelo por los residuos de cosecha y restos animales. El P, además, puede ser inmovilizado por los microorganismos del suelo.

El P inorgánico (Pi) presente en la fracción mineral del suelo o aportado por fertilización fosforada, es solubilizado para pasar a P soluble. Existe un equilibrio entre esta fracción y los compuestos coloidales del suelo, por el que el P soluble pasa a formas no disponibles por fijación, adsorción, precipitación y oclusión.

Existen pérdidas por lavado, escurrimiento, exportación por las cosechas y erosión.

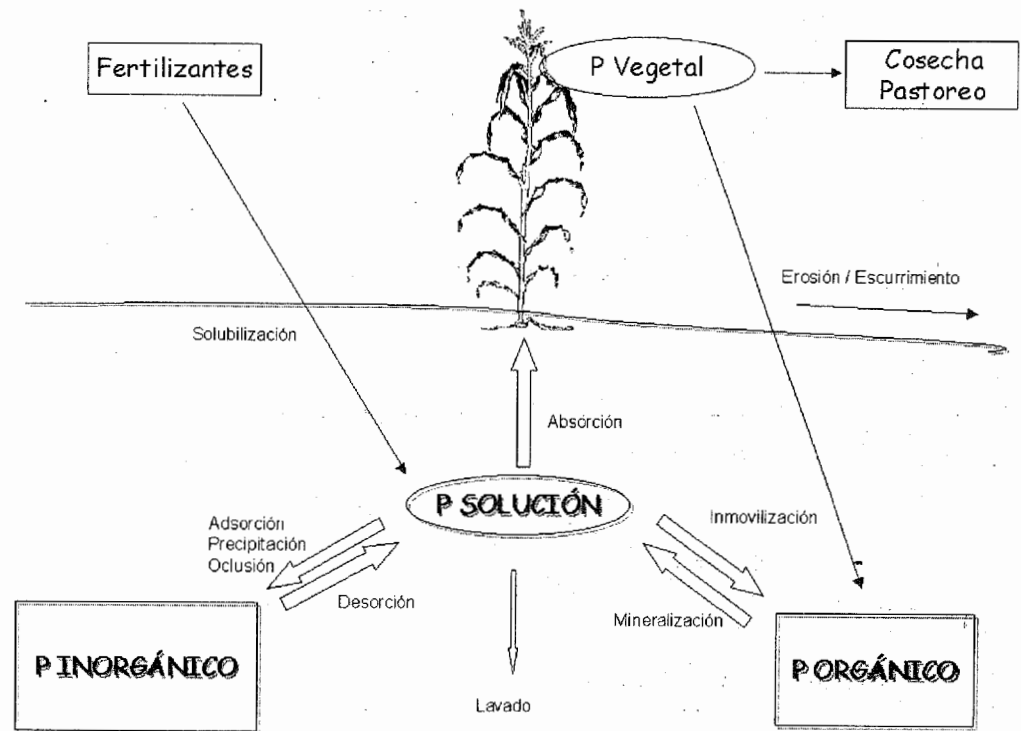


Figura 1. Ciclo del P en un agroecosistema.

3.2 Ciclo del P inorgánico

En la Figura 2 puede observarse el ciclo parcial del Pi.

El P lábil es el adsorbido por las superficies de los minerales de arcilla, óxidos de hierro y aluminio, carbonatos y apatitas, que está en rápido equilibrio con el fosfato de la solución del suelo. Está dominado por los procesos de adsorción y desorción.

El P no lábil son los fosfatos insolubles liberados a la fracción lábil muy lentamente.

Según el producto de solubilidad de los distintos compuestos de P, del tipo de fertilizante usado y las características del suelo, parte del mismo pasa a formar el P soluble y parte pasa a las fracciones de P lábil y no lábil.

P solución ↔ P lábil ↔ P no lábil

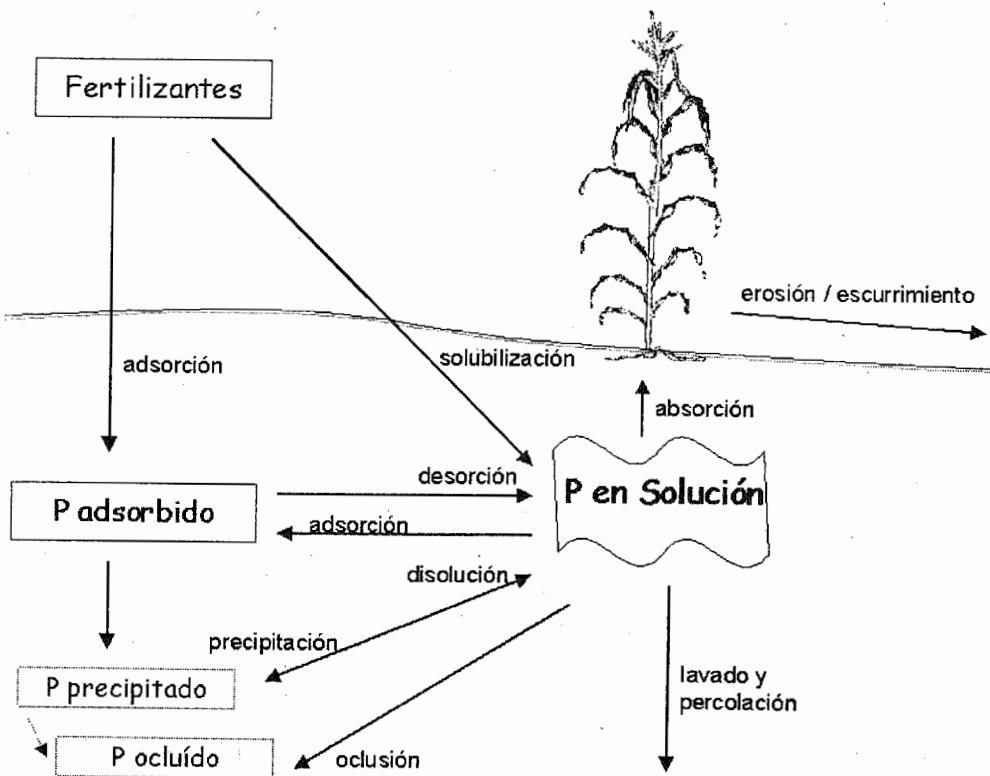


Figura 2. Ciclo parcial del Pi.

3.3 Ciclo del P orgánico

En la Figura 3, se esquematiza el ciclo del P orgánico.

Después de su descomposición, parte de la MO se mineraliza y parte forma el humus. El P orgánico constituye entre el 25 al 75 % del P total del suelo, y por la actividad de microorganismos específicos, pasa a formas inorgánicas, aunque las plantas pueden absorber parte del fósforo como Po lábil (parte del Po de rápida transformación, que por mineralización contribuye a las formas disponibles de P para las plantas).

La disponibilidad de Po para las plantas depende de la tasa de MINERALIZACIÓN.

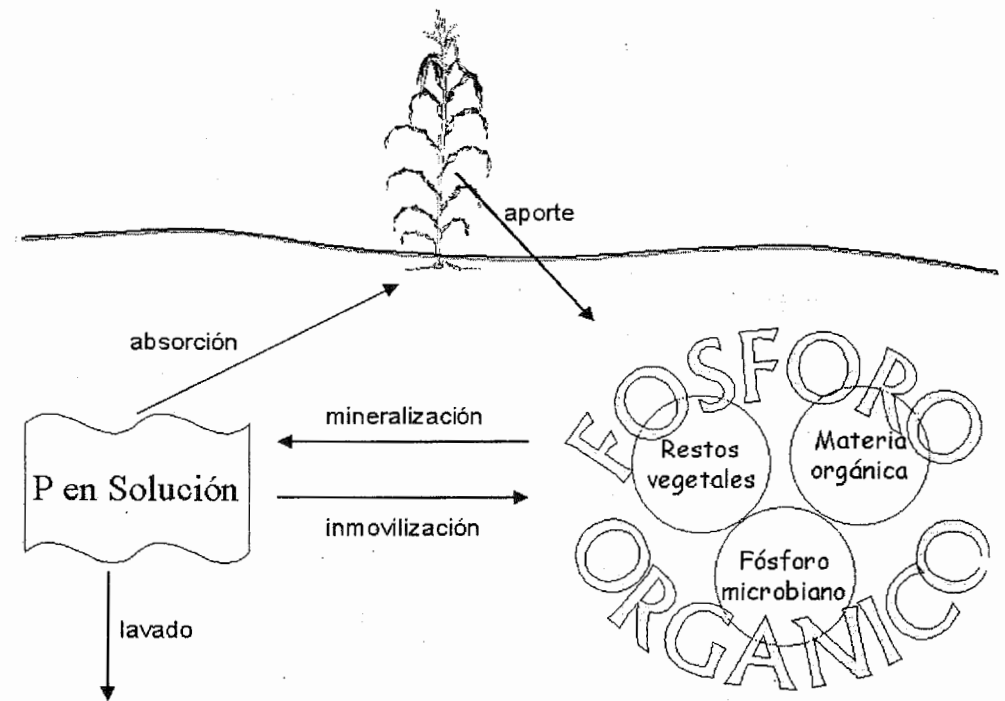


Figura 3. Esquema del ciclo del P orgánico.

3.4 Ciclo del P en el paisaje

En la Figura 4, puede comprenderse sencillamente el ciclo del P en el paisaje.

Al moverse este, ya sea en forma soluble o adsorbido a las partículas coloidales, a través de una pendiente o por flujos subsuperficiales, enriquece

las aguas superficiales y profundas, que siguiendo su recorrido en el paisaje terminan en un río, lago, dique o en el mar, pudiendo provocar su eutroficación.

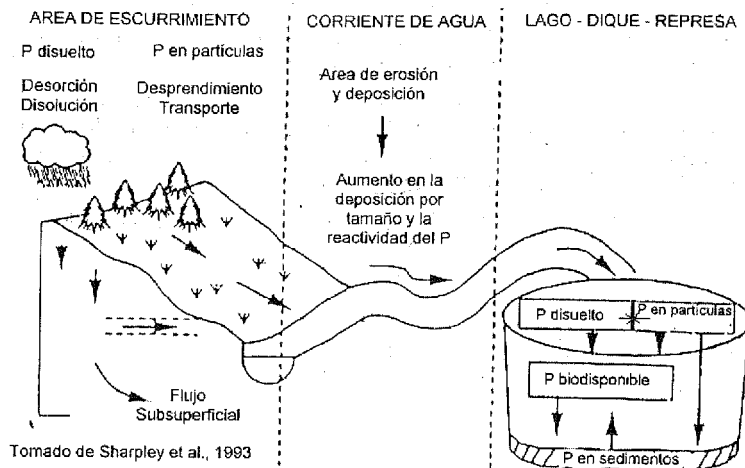


Figura 4. El ciclo del P en el paisaje.

4. P disponible para las plantas

El P que absorben las plantas es el que se encuentra en la solución del suelo en forma de fosfatos mono y diácidos, cuya concentración varía con el pH del mismo, como puede verse en la Figura 5.

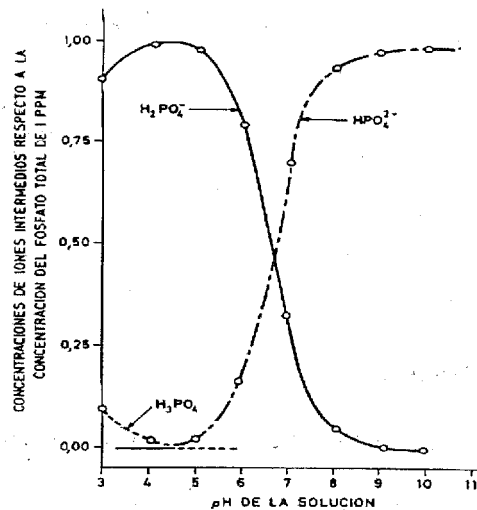


Figura 5. Concentración del P según el pH de los suelos.

Su concentración es muy baja, por lo que para satisfacer la demanda de los vegetales, debe ser repuesto a la solución del suelo varias veces al día, durante el ciclo de un cultivo.

4.1 Movimiento del P en el suelo

La principal forma en que el P llega a las raíces de las plantas es por **DIFUSIÓN** (movimiento por gradientes de concentración).

En menor proporción se mueve por Flujo Masal e Intercepción Radical.

4.2 Factores que afectan su disponibilidad

Los principales factores que afectan su disponibilidad son: contenido de P total en el material original del suelo, contenido de materia orgánica, tipo y cantidad de arcilla, temperatura, pH, contenido de agua del suelo.

- P total:** a mayor riqueza de P en el material original, dependiendo de las condiciones de meteorización de la región (precipitaciones y temperatura), mayor será la disponibilidad de este nutriente en el suelo.
- Materia orgánica:** la descomposición y mineralización de la MO, determina la liberación de importantes cantidades de P disponible, por lo que la cantidad de MO del suelo debe ser preservada como reservorio del mismo.
- Arcilla:** el tipo y cantidad de arcilla que contenga el suelo hace que tenga mayor facilidad para fijar fosfatos. Cuanto mayor sea el contenido de arcillas y óxidos y por consiguiente menor será la disponibilidad de P para las plantas.

La capacidad de fijación de P, en orden decreciente, en materiales puros es: Óxidos de Fe y Al hidratados > Caolinita > Esmectitas > Illita. En suelos este orden puede verse alterado por otros factores como: pH, grado de hidratación del mineral, ión acompañante, etc.

Un caso especial lo constituyen los alófanos que tienen una alta capacidad de fijación. Esto determina que los suelos provenientes de cenizas volcánicas (ricos en este material) puedan ser clasificados por esta propiedad.

- Temperatura:** a mayor temperatura mayor disponibilidad de P. Un aumento de la temperatura, en general, aumenta todas las reacciones que ocurren en la naturaleza por aumento de la energía cinética. En el suelo aumenta la difusión de P, la transpiración de las plantas y por consiguiente la cantidad de P conducida por flujo masal, también aumenta.
- Agua:** cuando la energía con que es retenida el agua es menor, ma-

yor es la facilidad con que podrá transportar el P hasta las raíces de las plantas, aumentando su absorción y solubilidad. Este hecho es más notorio en suelos deficientes en P que en suelos bien provistos. En suelos de arrozal durante el período de inundación se produce disolución de P, ya que el fosfato férrico pasa a ferroso que es más soluble.

- f. **pH:** el pH del suelo determina la proporción de fosfatos mono y diácidos que hay en la solución del suelo, como se vio en la Figura 5, y además determina la cantidad de P fijado con calcio, hierro y aluminio.

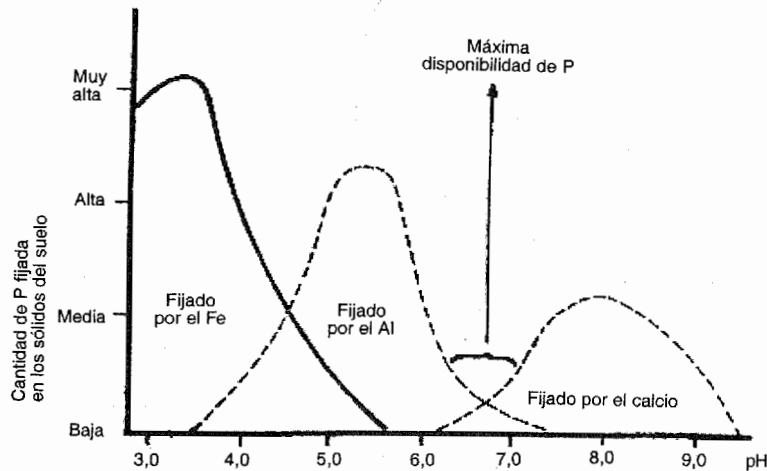


Figura 6. Cantidad de P fijada en los sólidos del suelo.

La máxima disponibilidad de P se encuentra entre pH 6 y 7, por arriba de pH 9 aparecen fosfatos de sodio, que son de alta solubilidad.

4.3 Fijación y adsorción de P

Existen distintas formas de **FIJACION** de fosfatos por el suelo.

Por fijación se entiende el **fenómeno por el cual un nutriente pasa de una forma disponible o aprovechable a una "no aprovechable"**.

Esto es importante tanto desde el punto de vista ambiental como económico, ya que los suelos con alta capacidad de fijación impiden el lavado profundo de fertilizantes evitando la contaminación de capas freáticas, pero hace necesario ajustar adecuadamente las dosis de fertilización fosforada, como también evaluar la necesidad de refertilizaciones, para mantener el suelo con un adecuado suministro del nutriente.

El P es el único macronutriente necesario para las plantas, que cuando es agregado al suelo reacciona con él, formando compuestos fosfatados de baja solubilidad.

Las distintas formas de fijación de fosfatos son:

- **Fijación por adsorción:** se produce sobre las superficies coloidales, en particular sobre la de la arcilla a bajo pH (por un aumento de las cargas positivas sobre las superficies coloidales).
- **Fijación por sustitución isomórfica:** el P entra en la red cristalina reemplazando a los hidroxilos. Se produce a pH mayores a los de la fijación por adsorción.
- **Fijación por precipitación:** es la formación de compuestos prácticamente insolubles, como fosfatos de hierro, aluminio, manganeso o calcio, según el pH del medio, dependiendo de los productos de solubilidad de los compuestos fosfatados.
- **Fijación biológica:** los vegetales y microorganismos toman P y lo sustraen temporalmente del suelo. Al volver como MO, siguen los procesos de descomposición y mineralización que los han de llevar paulatinamente a formas solubles.

La ADSORCIÓN de iones se produce sobre la superficie de partículas de tamaño coloidal (arcillas, óxidos de Fe y Al, materia orgánica).

La adsorción de fósforos, como toda adsorción aniónica del suelo, es un fenómeno que depende del pH, cuanto más bajo aumentan las cargas positivas y la adsorción.

Es difícil separar los procesos de adsorción de los de precipitación, por lo que se habla de fijación o sorción de fosfatos.

En suelos ácidos los óxidos de hierro y aluminio juegan un rol importante en la fijación, en los calcáreos la formación de complejos de calcio de baja solubilidad, del tipo de la apatitas intervienen de igual forma.

La adsorción de solutos por un sólido, a temperatura constante y en términos cuantitativos, se describe mediante las **isotermas de adsorción**, que ponen en evidencia la cantidad en que un nutriente es adsorbido por un sólido en función de la concentración en la solución de equilibrio del ión adsorbido.

La técnica es simple en su fundamento y su empleo ha permitido resumir en el valor de algunos parámetros parte del comportamiento del P en el suelo.

En la Figura 7a, pueden verse valores experimentales de P adsorbido en función del P presente en la solución de equilibrio.

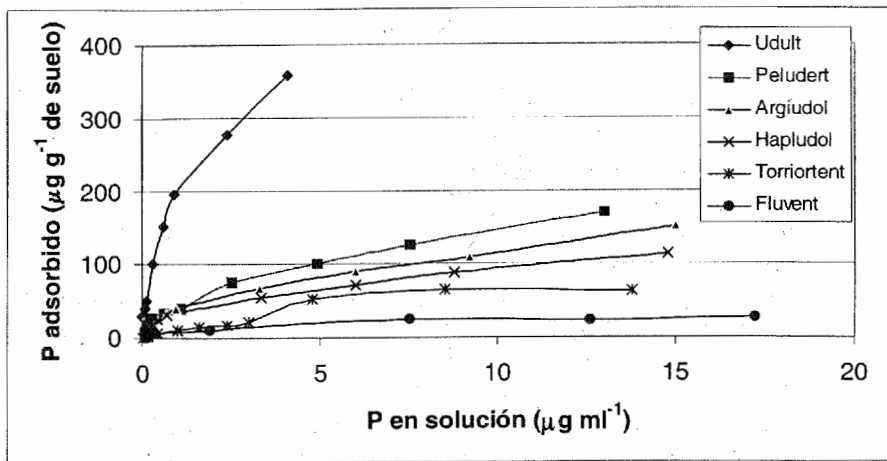
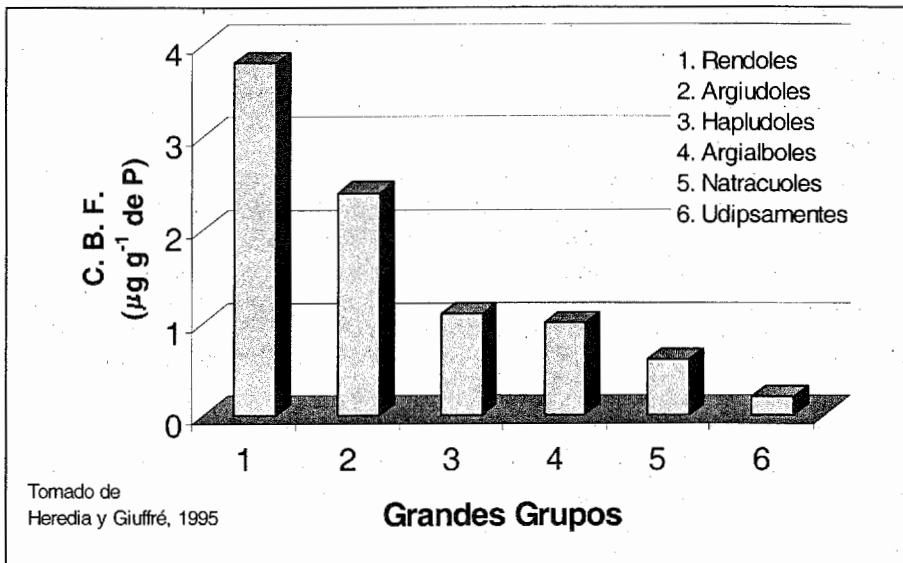


Figura 7a. P adsorbido en función del P presente en la solución de equilibrio.



Tomado de
Heredia y Giuffrè, 1995

Figura 7b. Valores de CBF en suelos de la provincia de Buenos Aires.

Existen numerosas ecuaciones que representan este proceso. Básicamente puede expresarse como:

$$P_a = a \cdot C^b$$

donde: P_a : es el P adsorbido por gramo de suelo.
 a y b : son coeficientes, que según la ecuación que se use, representan distintas constantes.
 C : es el P en la solución de equilibrio.

Es una relación empírica que expresa que la energía de adsorción disminuye logarítmicamente al aumentar la superficie ocupada.

A partir de las isotermas de adsorción puede obtenerse el valor de la **Capacidad "Buffer" de Fosfatos (CBF)**, definida como la cantidad de P adsorbido por el suelo cuando se incrementa $0,1 \mu\text{g P/ml}$ en la solución de equilibrio, entre $0,25$ y $0,35 \mu\text{g P/ml}$ de solución.

La CBF está inversamente relacionada con la facilidad con que se libera el P adsorbido por el suelo a la solución, y en este sentido es una expresión de la ineficiencia del suelo para proporcionar P a la misma.

Una alta CBF esta directamente relacionada a altos contenidos de óxidos de Fe y Al, arcilla, alófanos, y pH ácido.

Algunos valores de CBF para suelos de la provincia de Buenos Aires pueden apreciarse en la Figura 7b.

4.4 Mineralización de Po

La mineralización del P orgánico es el proceso por el cual el P pasa de su forma orgánica a la mineral.

La mineralización depende de:

- **Temperatura:** afecta directamente la tasa de mineralización, actúa sobre los microorganismos y la producción de enzimas (fosfatasa).
- **Humedad:** tiene un efecto directo sobre la descomposición de la MO del suelo.
- **pH:** la mineralización del Po aumenta entre pH 6,2 a 7. Afecta la actividad enzimática.
- **Actividad microbiana:** hay liberación de fosfatasa que actúan sobre el Po liberando P_i disponible. Por otra parte, los microorganismos al morir liberan el P inmovilizado. Los microorganismos que intervienen son: bacterias (*Bacillus megaterium* var. *phosphoricum*, *B. subtilis*, *Serratia corollera* var. *phosphaticum*, etc.), levaduras y hongos.

- **Condiciones de aerobiosis-anaerobiosis:** Los microorganismos hidrolizan el P_o en condiciones aeróbicas o anaeróbicas.
- **Agricultura:** las labranzas aumentan la mineralización del P_o , actúa destruyendo los agregados no accesibles para los microorganismos. Las labranzas provocan un aumento en la aireación del suelo estimulando la actividad microbiana.

El impacto de las prácticas culturales es un tema a tener en cuenta cuando se tiende al manejo sustentable de los suelos, incluyendo estudios de la dinámica del P_o en los distintos sistemas y las transformaciones de las distintas formas de P con respecto al sistema de labranza utilizado.

Los compuestos orgánicos de **lenta mineralización** son: la lecitina, el hexametáfosfato de inositol, mientras que **los fácil y rápida mineralización** son: glicerol, fosfoazúcares, nucleótidos, fosfolípidos, ácidos nucleicos.

5. Métodos de evaluación

Desde la década del 60 se ha avanzado significativamente en el conocimiento de los distintos aspectos del ciclo del P y en los procesos de absorción por parte de las plantas. Sin embargo, estos avances no se han reflejado en progresos en la interpretación de los análisis de suelos. En el futuro el desafío será integrar los nuevos conocimientos en la interpretación de los mismos.

En general la metodología ha sido desarrollada para caracterizar suelos y/o para el diagnóstico de la disponibilidad del mismo para los vegetales, pero en la actualidad debe evaluarse el efecto que el nutrimento puede tener en el ambiente, en particular en situaciones problemáticas, donde se deberían incluir índices que permitan determinar el movimiento del P en forma soluble o adsorbido a las partículas de tamaño coloidal.

5.1 P total

Se evalúa por métodos de acenización húmeda (con ácidos) o seca (calcinación), de manera de mineralizar el P orgánico y determinar todas las formas de P presentes.

No da idea de la disponibilidad inmediata de P para las plantas.

Algunos ejemplos P total, P orgánico y P inorgánico, para distintos ordenes de suelos, pueden verse en el siguiente cuadro:

ORDEN	P TOTAL	Pi	Po
	mg/kg		
ANDISOL	2024-760	960-410	1067-352
ULTISOL	430-120	253-43	173-72
INCEPTISOL	980	600	370
VERTISOL	320-210	250-120	91-71

5.2 P orgánico

Se utilizan métodos indirectos, por extracción de método de Metha (Olsen y Sommers, 1982) o por ignición (método de Saunders y Williams. Olsen *op.cit.*). Se determina por diferencia entre el P total y el P inorgánico.

5.3 P inorgánico

Existen distintas formas de P inorgánico: adsorbido a las partículas del suelo, P inorgánicos de distintas solubilidades, P sustituido isomórficamente en el interior de las redes de los cristales de arcilla y otros silicatos minerales.

Los métodos de evaluación se basan en los criterios de solubilidad y en extracciones con distintas soluciones disolventes.

Se puede evaluar el P adsorbido, fijado y/o precipitado por el suelo, agregando distintas cantidades de P a una suspensión de suelo en una solución salina de concentración electrolítica semejante a la del mismo. Luego de agitar se evalúa el P que queda en el sobrenadante, por diferencia con el agregado se obtiene el P adsorbido.

Una técnica muy usada, ha sido la del fraccionamiento de las distintas formas de P inorgánico de Chang y Jackson (Olsen *op.cit.*), que a través de extracciones sucesivas determina la cantidad de P unido al Ca^{2+} (P-Ca), P-Fe, P-Al, y el P-ocluido, esto permite relacionar las distintas fracciones con el grado de evolución del suelo (un suelo joven tendrá mayor cantidad de la fracción P-Ca, a medida que pasa el tiempo aumentan el P-Fe y P-Al y luego las fracciones menos disponibles como el P-ocluido). Figura 8.

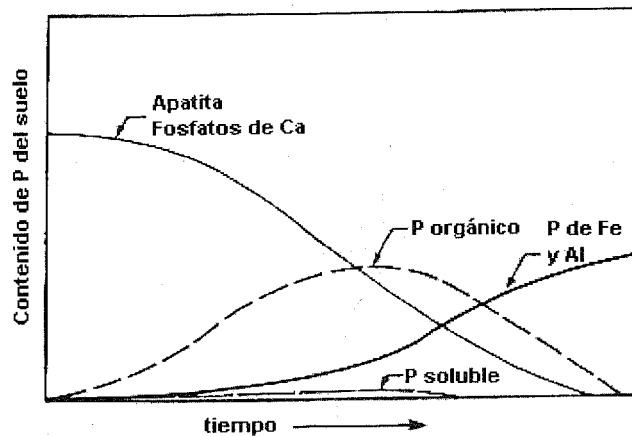


Figura 8. Contenido de P del suelo en función del tiempo.

Actualmente se utiliza el método de fraccionamiento secuencial de Hedley (1982) y Tiessen (1984), en los que se determina las formas lábiles y resistentes del P inorgánico y P orgánico. La secuencia es la siguiente:

Suelo \Rightarrow P-resina \Rightarrow NaHCO₃ \Rightarrow NaOH \Rightarrow ultrasonido + NaOH \Rightarrow HCl \Rightarrow H₂SO₄ + H₂O₂

5.4 P extractable

La mayoría de los métodos para evaluar el nivel de P disponible para las plantas en el suelo, emplean distintas soluciones extractantes.

El extractante utilizado debería extraer el P que realmente absorbe la planta, teniendo en cuenta el factor renovación (velocidad con que el suelo repone P disponible a la solución del suelo).

Los extractantes usados en general extraen las fracciones de P soluble en agua, parte del débilmente adsorbido y precipitado.

El método más difundido en la Argentina es el de Bray-Kurtz N°1 (descrito en el Cuaderno de Trabajos Prácticos de la Cátedra de Edafología de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires).

Otros métodos son: P soluble en agua, P-Olsen, P extractable con resina de intercambio aniónico, P-Bray 2, intercambio isotópico con P³², desorción de P.

Los métodos deben ser calibrados para cada región y cultivo en los que sean usados, asociándolos a características edáficas y climáticas que afecten la disponibilidad del nutriente.

En 1983 Darwich publicó un mapa con la distribución de P extractable

por Bray-1 para la Pradera Pampeana. Los resultados de su relevamiento pueden verse en la Figura 9, donde clasifica los suelos en tres áreas:

- I: < 10 ppm P: Área donde predominan los suelos deficientes en P
- II: 10 - 20 ppm P: Área con suelos moderadamente a bien provistos de P.
- III: > 20 ppm P: Área con predominancia de suelos bien provistos en P.

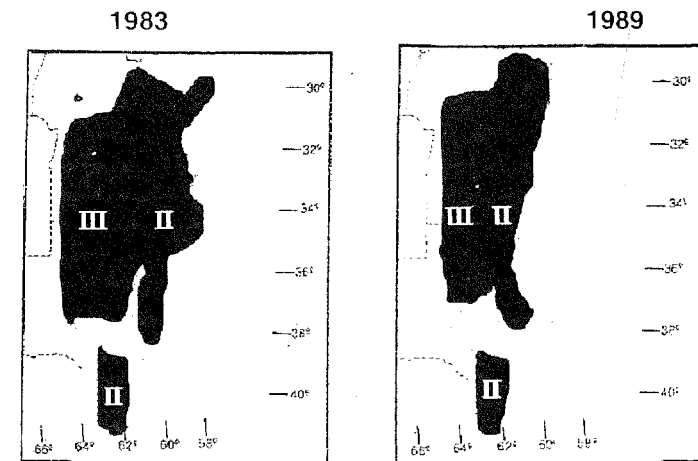


Figura 9. Distribución del P extractable en la Pradera Pampeana, (Tomado de Darwich, 1994).

En la Figura 10 puede observarse la distribución del P extractable en el perfil de un Argiudol con y sin fertilización fosforada.

La concentración de P extractable en el suelo fertilizado es mayor en la porción superficial del perfil (dependiendo de la dosis y tipo de fertilizante, forma de aplicación y tipo de suelo), disminuyendo en profundidad por la baja movilidad del elemento y por una mayor retención del P por los materiales arcillosos.

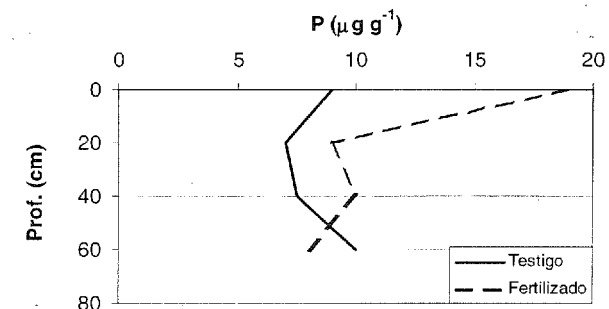


Figura 10. P extractable en el perfil de un Argiudol.

Existen evidencias de que el P extractable no siempre refleja la verdadera disponibilidad de P para los cultivos (distinta CBF, variabilidad espacial, residualidad de los fertilizantes, etc.).

Los análisis convencionales no diferencian entre intensidad (concentración de P en la solución de equilibrio) y cantidad (reserva P lábil del suelo), por lo que los métodos de rutina deberían complementarse con estudios de adsorción al caracterizar los suelos de un área.

El diagnóstico de la disponibilidad de P en suelos es difícil, por lo que es conveniente el uso de **más de un método** de evaluación.

6. Ejemplos en suelos argentinos

• P TOTAL:

De acuerdo a los trabajos de la Cátedra de Edafología (UBA), los valores de P total en Entre Ríos, por ejemplo, oscilan entre 150 y 450 ppm P, en Corrientes 450 ppm P, y en Misiones pueden alcanzar valores de hasta 700 ppm P, en Buenos Aires y Santa Fe son semejantes variando entre 300 y 700 ppm.

Diversos investigadores han relevado los valores de P total para distintas provincias: en el Valle de Río Negro los valores van de 500 a 1400 ppm P (Peinemann *et al.*, 1987) y en Mendoza (Gaviola de Heras y Nijensohn) los valores hallados fueron de aproximadamente 550 ppm de P total.

La actividad agrícola ha afectado estos valores ya que, por ejemplo, en la Pradera Pampeana suelos que presentaban en la capa arable valores de 1000 ppm de P total, hoy este valor puede llegar a las 200 ppm de P total.

Se ha encontrado que en los agroecosistemas se reducen todas las formas de P, independientemente del tipo de labranza, con respecto a los ecosistemas naturales, pero se afectarían más a las formas inorgánicas que a las orgánicas.

• P orgánico e inorgánico

Dentro del P total se dan algunos ejemplos del contenido de Po y Pi para distintos Grandes Grupos de suelos del país.

Localidad (Pcia.)	Gran grupo	% del P total	
		Po	Pi
Balcarce (B.As.)	Argiudoles	70	30
Pergamino (B.As.)	Argiudoles	66	34
M.Juárez (Córdoba)	Argiudoles	50	50
D.Salado (B.As.)	Argiudoles	80	20
Anguil (La Pampa)	Haplustoles	38	62
Corrientes	Paleudultes	61	39

• P inorgánico

Para las fracciones de Pi se encontraron:

Localidad (Pcia.)	Gran grupo	P-Ca	P-Fe	P-Al	P-ocl
		en %			
Balcarce (B.As.)	Argiudoles	39	28	19	14
M.Juarez (Córdoba)	Argiudoles	48	20	16	4
Casalins (B.As.)	Argiudoles	20	resto: 70-80		
Guauguaychu (E.R)	Peludertes	10	15	8	27

En la Figura 11 puede observarse la variación en profundidad de los contenidos de P orgánico y P inorgánico en suelos de Guauguaychú (Entre Ríos), y Colón (Buenos Aires).

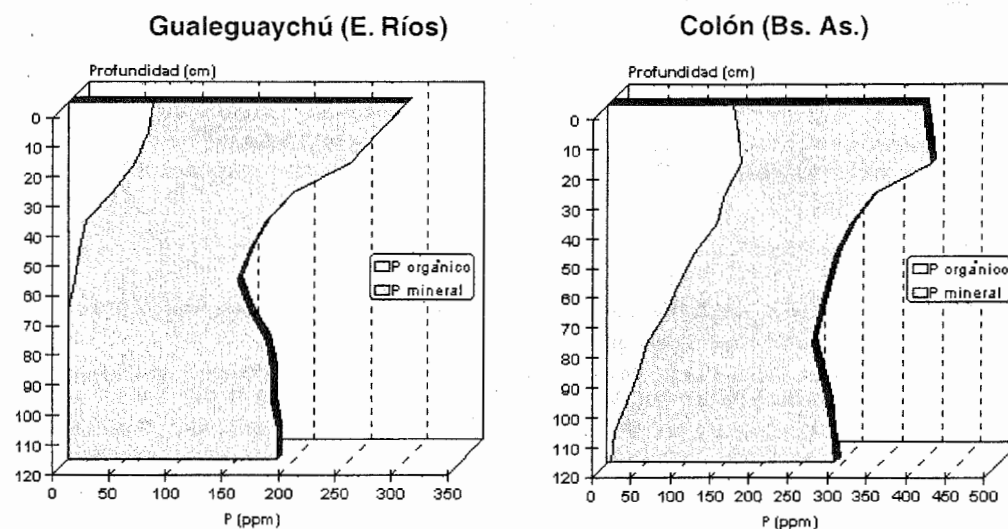


Figura 11. Variación en profundidad de los contenidos de P (Tomado de Conti *et al.* 1975).

• P Extractable

En nuestro país existen zonas con **deficiencia generalizada en P extractable** como la **Mesopotamia, Depresión del Salado, SE bonaerense, los mallines patagónicos y la Cordillera Austral**, asociados en general a la deficiencia de los materiales originales.

Al Sur de Santa Fe, Norte de Bs.As. y en Córdoba los valores de P extractable son aceptables.

En el NOA se han encontrado deficiencias en Tucumán y Jujuy, no así en Salta.

En la región Cuyana existen respuestas a la fertilización fosforada (para vid en Mendoza, olivo y durazno en San Juan).

La actividad agropecuaria y el efecto de los distintos sistemas de labranza han producido cambios en las proporciones de Pi-Po, afectando los valores de P extractable, haciéndolos deficientes debido a la extracción de P por los cultivos.

Los sistemas de labranza continua, bajan el contenido de MO del suelo y en consecuencia el valor de Po, el contenido de Pi se reduce, mientras que el P extractable puede o no aumentar dependiendo: del tipo de cultivo que intervenga en la rotación y época del año (por mineralización podría aumentar el Pe). La fertilización fosforada no evita esta disminución y produce generalmente aumentos en las fracciones de Pi no disponibles (por ej. por fijación, adsorción, precipitación, etc.).

Los sistemas de siembra directa aumentan el contenido de MO, de Pt y Po. Sin embargo, esto no significa que aumente el nivel de P disponible; en los primeros años bajo estos sistemas, es necesario la aplicación de fertilizantes fosfatados.

Bibliografía de apoyo

- BOHN H. B., MC NEAL AND G. O'CONNOR, 1993. Química del suelo. Ed. Limusa, México, 370 p.
- DARWICH N. A., 1983. Niveles de P asimilable en suelos pampeanos. *Idia*: 1-5.
- GIUFFRÉ DE LÓPEZ CAMELO LIDIA, OLGA S. HEREDIA, 1989. Índices de sorción de P en algunos molisoles de la pradera pampeana. *Rev. de la Facultad de Agronomía*, UBA, 9: 145-154.
- GIUFFRÉ DE LÓPEZ CAMELO LIDIA, M. VÁZQUEZ, C. FUMAGALLI, O. S. HEREDIA, 1991. Relación entre índices de sorción de P y variables respuesta de los vegetales en un ensayo de invernáculo. XIII Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Neuquén. *Actas*: 101-102.
- GIUFFRÉ L., S. RATTO, J. SIERRA, 1994. Anisotropy of soil phosphorus related to foliar P in maize. 15th World Congress of Soil Science, México. *Transactions* 5b: 123-124.
- GIUFFRÉ L., G. PICCOLO, R. ROSELL, O. HEREDIA, 1996. Phosphorus sustainability in tropical ecosystem. *The Science of Total Environment*, 192: 75-82.
- HEDLEY M.J., J.W.B. STEWART AND B.S. CHAUHAN, 1982. Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and by laboratory incubation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 970-976.
- HEREDIA O., L. GIUFFRÉ, 1995. Capacidad "buffer" de fosfatos en suelos de la provincia de Buenos Aires. *Agricultura Técnica*, 55: 273-277.
- HEREDIA OLGA S., L. GIUFFRÉ, L. BERASATEGUI, 1994. Factors affecting Bray-extractable P in Argentine soils. 15th World Congress of Soil Science, México. *Transactions*, 5b: 117-119.

- HEREDIA OLGA Y L. GIUFFRÉ 1995. Capacidad "Buffer" de Fosfatos en distintos grandes grupos de suelos de la provincia de Buenos Aires (Argentina). VII Congreso de la Ciencia del Suelo, Chile. *Actas*:22.
- HEREDIA OLGA, L. GIUFFRÉ, L. BERASATEGUI, C. PASCALE, 1995. Fósforo extractable e índices de sorción de P: posibles usos ambientales en suelos argentinos. III^o CLAE, Mérida, Venezuela. *Actas*: 6-3.
- HEREDIA O., L. GIUFFRÉ, L. BERASATEGUI, C. PASCALE. 1996. Fósforo extraíble e índices de sorción: posibles usos ambientales en suelos. *Ciencia del Suelo*, 14 : 50-52.
- HEREDIA O., L. GIUFFRÉ, S. RATTO . 1997. Adsorción de P, implicancias ambientales en Grandes Grupos de Suelos. I^o Congreso Iberoamericano de Química Ambiental, Chile. *Actas*: 85.
- LÓPEZ CAMELO L. G., S. RATTO, O.S.HEREDIA, N. ESCANDÓN. 1995. Fertilización en soja: efectos en la dinámica del P en suelo y planta e inferencias sobre componentes del rendimiento. Primer Congreso Nacional de Soja, Segunda Reunión Nacional de Oleaginosos. Pergamino, Bs.As. *Actas* : 58-65.
- LÓPEZ CAMELO L.G., O.S. HEREDIA, H.MARELLI, C. PASCALE, M.M.CARBAJALES. 1996. Formas de P del suelo y su relación con las rotaciones y labranzas. XV Congreso Argentino de la Ciencia del Suelo, Santa Rosa, La Pampa. *Actas*: 119-120.
- MELGAR R., M. DÍAZ ZORITA. 1997. La fertilización de cultivos y pasturas. Editorial Hemisferio Sur. 259 pp.
- MIZUNO I., 1981. Fósforo en suelos argentinos. Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria, tomo 35, n^o 6, 15 p.
- OLSEN S.R., L.E. SOMMERS, 1982. Phosphorus. In Page (Ed.), *Methods of soil analysis*, Part 2, N^o 9 in the Agronomy series, Chapter 24 : 403-430.
- PORTA J., M. LÓPEZ ACEVEDO, C. ROQUERO, 1994. Edafología para la agricultura y el medio ambiente. Ed. Mundi-prensa, Madrid, 807p.
- SOIL SURVEY STAFF, 1994. Key to Soil Taxonomy. Usda, Usa, 306 p.
- TIESSEN, H. STEWART, J.W.B. AND C. V. COLE, 1984. Pathways of phosphorus transformations in soils of differing pedogenesis. *Soil Sci. Soc. Am.J.* 48: 853-858

POTASIO DEL SUELO

Temario

1. **Introducción: Características. Importancia**
2. **Ciclo del potasio en el suelo**
3. **Dinámica del potasio**
 - 3.1 Relación cantidad-intensidad
4. **Ejemplo de suelos argentinos**

POTASIO DEL SUELO

Ing. Agr. Marta Elvira Conti

OBJETIVOS

- Conocer el ciclo y la dinámica del potasio del suelo.
- Relacionar la dinámica del potasio con otras propiedades del suelo.

1. Introducción

El potasio es uno de los «nutrientes esenciales». Cumple en las plantas dos acciones principales, una de ellas es la de ser un elemento irremplazable en procesos metabólicos que incluyen la síntesis de las proteínas y la traslocación de productos de la fotosíntesis. La otra acción, es la de ejercer la presión osmótica que mantiene la turgencia celular vegetal. Esta segunda acción explica la gran cantidad de potasio que necesitan los cultivos y porque el potasio se ubica preferentemente en tallos y hojas, Cuadro N° 1.

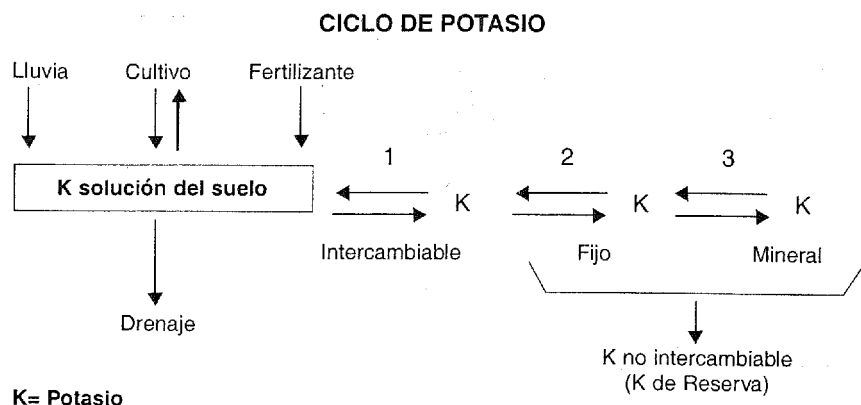
Cuadro N° 1. Contenido de nitrógeno, fósforo y potasio (kg ha⁻¹).

Elemento	Trigo		Maíz		Papa	Pastura
	grano	paja	grano	paja	tubérculo	mat.seca
N	56	22	150	110	161	231
P	13	3	27	29	25	18
K	14	33	37	135	252	290

Este cuadro ayuda a comprender como la enorme extracción de potasio realizada por las plantas produce un rápido agotamiento en sistemas agrícolas. También la importancia del retorno de potasio producido por la incorporación de los rastrojos, debido a la preferencial ubicación del potasio en tallos y hojas de las plantas.

2. Ciclo del Potasio en el suelo

Figura 1. Ciclo de potasio en el suelo.



En la figura 1 se evidencia que las formas más importantes de potasio en el suelo son, **K en solución, K intercambiable, K fijo y K de minerales.**

De la misma manera los procesos que relacionan estas formas son:

1. adsorción-desorción,
2. fijación-liberación,
3. cristalización-meteorización.

Una de las particularidades del sistema es que en todos los pasos la transferencia puede ser hecha en ambos sentidos. El fenómeno tiene importantes consecuencias, tanto para movilizar potasio de los minerales, como para reponerlo a sus reservas o por agregado de fertilizantes. Si se pone atención en las entradas externas del ciclo, vemos que están limitadas a la incorporación de residuos vegetales y al uso de fertilizantes.

En el suelo, los aportes realizados por las lluvias, sólo se producen a través del potasio que el polvo atmosférico trae en suspensión. Este aporte es de muy pequeña importancia cuantitativa.

La liberación de K es principalmente función de los contenidos y tipos de minerales primarios y secundarios presentes en las diferentes partículas del suelo, preferentemente en la **fracción arcilla**. Es interesante analizar como la mineralogía de esta fracción influye en la partición de las formas **asimilables** (K-solución, K-intercambiable) y de **reserva** (K-fijo, K-mineral).

Cuando en la fracción arcilla predomina el mineral illita, se presentan aumentadas tanto las formas de reserva como las asimilables. Cuando dismi-

nuye su proporción por aumento de otros minerales como montmorillonita y/o caolinita, el potasio queda ligado preferentemente a formas de reserva.

En la Figura 2, se muestra el potasio intercambiable y de reserva tomado por los cultivos, en suelos con distintos contenidos de arcillas y con distinta proporción de illita.

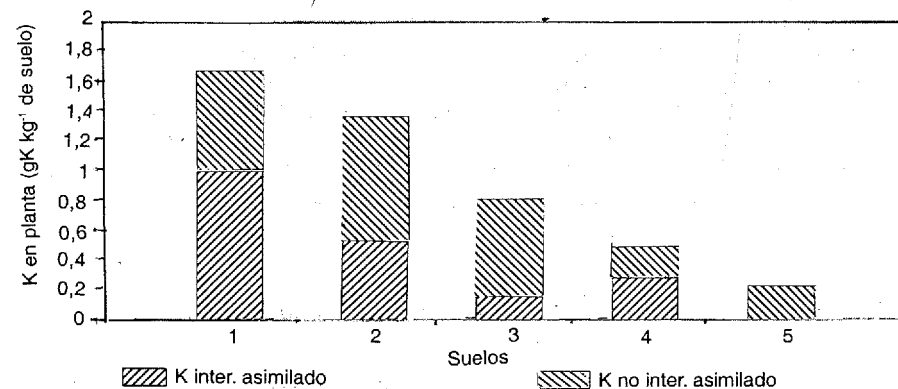


Figura 2. Potasio intercambiable y no intercambiable o de reserva tomado por ryegrass (*Lolium perenne*) en 5 suelos con distintos contenidos y tipos de arcillas (Zubillaga y Conti, 1996).

- Suelo: 1. Arcilla % 37 (40 % esmectita, 45 % illita 15 % caolinita)
 2. Arcilla % 27 (15% esmectita, 85% illita)
 3. Arcilla % 22 (100% illita)
 4. Arcilla % 7 (95% alofano, 5% illita)
 5. Arcilla % 43 (100% caolinita).

En su dinámica, tampoco resultan trascendentes las pérdidas por lavado, ya que el K es un elemento poco móvil, siendo muy retenido por el complejo intercambiable del suelo. La bibliografía internacional menciona valores de drenaje de 0,2-5 kg/ha en texturas francas a arcillosas y de 3-20 kg/ha⁻¹ en arenosas a franca-arenosa, dependiendo del cultivo, intensidad de la lluvia y evapotranspiración. Esta misma característica hace que el potasio retenido en horizontes sub-superficiales esté disponible para sistemas radicales profundos, resultando ser una fuente de abastecimiento que a veces no es cuantificada en análisis de suelos formales.

Resumiendo: en un sistema donde el suelo está en equilibrio con la vegetación, el ciclo del potasio es muy dinámico, no presenta oclusión en la materia orgánica y tiene muy pocas pérdidas por lavado. En un sistema agrícola sin fertilización potásica, el balance puede ser definido principalmente por el potasio que es exportado por las cosechas y su retorno por el rastrojo. El desequilibrio entre ambos, de acuerdo a la dinámica planteada inicialmen-

te, trae como consecuencia la disminución de las reservas de potasio (K fijo y K de minerales).

Como el contenido de potasio exportado por las cosechas no es recuperable, una agricultura sin fertilización determinará una disminución del contenido en el suelo, sobre todo de las formas solubles e intercambiables que son las de mayor importancia en la nutrición vegetal. Aún en sistemas de agricultura conservacionistas como labranza cero, con gran proporción de mantenimiento de rastrojos, se manifiesta la disminución del potasio disponible. En una investigación realizada por Arrigo y colaboradores, estudiando distintas rotaciones en sistemas con labranza cero, en suelos de la serie Marcos Juárez, se encontró que el aumento de la intensidad anual de cultivos afecta principalmente las variables químicas de gran demanda como potasio y nitrógeno.

3. Dinámica del potasio. Relación cantidad-intensidad

Las plantas toman grandes cantidades de potasio del suelo produciendo en la zona radicular una disminución de la concentración del ión. La velocidad de «recarga» de la solución del suelo es una importante característica que determina la dinámica potásica de los suelos.

Tres variables controlan la dinámica del potasio:

- la cantidad de K en la solución del suelo;
- el poder de recarga o «buffer» de K de la solución del suelo;
- el coeficiente de difusión de K.

La cantidad de K, el poder de recarga o «buffer» de la solución del suelo y el coeficiente de difusión, se pueden estimar a través de la determinación química de las curvas de cantidad-intensidad de potasio o llamadas de relación «Q/I», que describen los intercambios de K del suelo. Son una aproximación al intercambio natural de iones que se produce en la solución del suelo por las extracciones de K soluble realizado por las plantas. En este sentido, las «curvas Q/I» son capaces de mostrar el comportamiento potásico del suelo, prediciendo el poder de reposición del mismo a partir de sus minerales y determinando el nuevo equilibrio alcanzado en cada caso particular. Son obtenidas colocando cantidades de suelo con soluciones complejas de K, Ca y Mg de concentraciones crecientes. En cada caso y luego del tiempo de estabilización y equilibrio, se evalúa la cantidad de K que permaneció en la solución, determinando la nueva relación de actividades de los cationes en el equilibrio, intensidad de K o factor AR^K . Se encuentran situaciones de aumento de K (parte inferior de la curva); no cambio o punto AR^{Kc} (lugar donde la porción lineal de Q/I corta el eje AR^K) y disminución de K (parte superior de la curva) en la solución.

La figura 3. representa la curva típica de Q/I y los parámetros deducidos de ella.

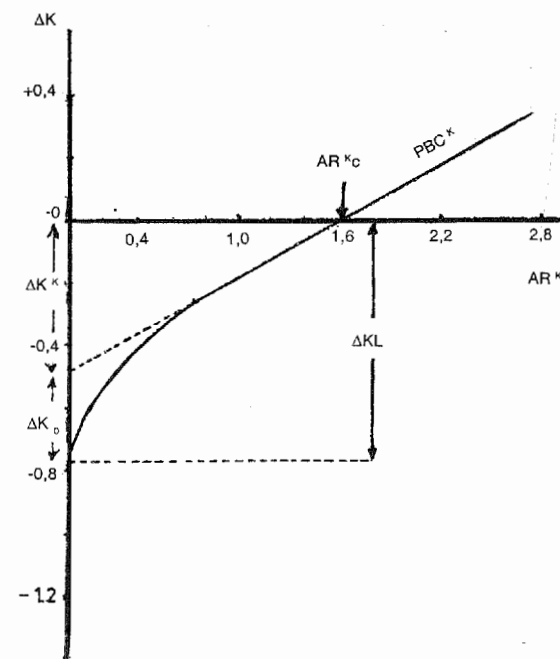


Figura 3. Curva de capacidad-intensidad - Q/I (de Beckett y Nafady 1967)

Parámetros de la relación Q/I relacionados con la disponibilidad de potasio de los suelos:

AR^K : relación de actividades en el equilibrio. Representa la intensidad de potasio lábil de un suelo y constituye la medida de su grado de disponibilidad inmediata.

AR^{Kc} : relación de actividades en la que el suelo ha cedido todo su reserva de potasio lábil.

ΔK^L : obtenido al extrapolar la parte total encerrada hasta $AR^K = 0$. Representa la reserva de potasio intercambiable lábil total del suelo.

ΔK^0 : obtenido al extrapolar la porción lineal de la curva. Representa la reserva de potasio más lábil o más fácilmente intercambiables.

ΔK^x : $\Delta K^L - \Delta K^0$. Representa las posiciones de potasio más específicas y menos lábiles como son los potasios ubicados en intercapas o bordes de las arcillas.

PBC^K : pendiente resultante de la porción lineal de la relación Q/I. Representa el poder de reposición del potasio lábil del suelo.

Las isotermas o curvas Q/I caracterizan los suelos, mostrando su comportamiento en cuanto a la disminución de potasio producida por la extracción de las cosechas. Ellas pueden ser usadas para predecir la disminución en la velocidad de reposición de las formas más solubles del potasio del suelo.

4. Ejemplo en suelos argentinos

En el orden nacional, se han realizado investigaciones tendientes fundamentalmente a caracterizar los suelos y realizar ajustes metodológicos. Los resultados encontrados muestran que en casi todos los suelos, los datos se encuentran entre los mundialmente aceptados como de bien provistos.

Niveles de K intercambiable (mg kg⁻¹) de suelo

Cantidad	min.	max.	promedio
M. Juárez	670	476	850
Pergamino	620	1020	790
9 de Julio	507	970	600
Ramallo	520	840	630
Cabildo	644	1200	650
Puán	380	607	550
Bordenave	309	600	510

El resumen de las investigaciones realizadas en la Argentina se sintetizan en los siguientes puntos:

- En general, en los suelos de la región pampeana, el contenido de K alcanza valores normales a altos de acuerdo a los niveles mundiales, debido a su génesis (roca original loess). Existen zonas claramente identificadas como deficitarias, éstas son las ubicadas en el centro-norte de Corrientes y en la provincia de Misiones.

No existe una correlación simple y única entre formas disponibles y de reserva del potasio de los suelos. En todos los casos las determinaciones de las curvas Q/I revelan esta dinámica que intenta abarcar el conocimiento de la relación suelo-planta en cada situación local.

- La relación entre fertilización de K y el rendimiento del cultivo no se ha

manifestado aún, en la mayoría de nuestros suelos. A pesar de ello, los análisis muestran una importante disminución del K de suelos con agricultura, en series de la Pampa Húmeda puede llegar a ser del 30-40% menor a los encontrados en suelos sin laboreo.

- En la determinación del potasio «disponible para las plantas», el método más usado y recomendado en la Argentina es el de percolación de los suelos con acetato de amonio 1N pH7.
- También puede usarse el obtenido con el extractante de Bray-Kurtz usando la misma extracción que en la determinación de fósforo. Este método correlaciona bien demostrando ser aceptable en trabajos de rutina, siempre y cuando se encuentre calibrado localmente con el de acetato de amonio 1N pH7.

Bibliografía de apoyo

- BOHN, H.; B. MC NEAL AND C. O'CONNOR. 1993. Química del Suelo. Cap. XI Pag. 326. Ed. Limusa.
- CONTI M.E, A.M. DE LA HORRA, D. EFFRON, M.P. JIMENEZ. 1993. Alteración producida en la relación cantidad-intensidad (Q/I) de algunos suelos argentinos afectados por laboreo continuo. *Agrochimica* 37 (4-5).
- DE LA HORRA, A.M. D. EFFRON, MP JIMENEZ AND ME CONTI. 1998. Effect of potassium fertilizers on Quantity-Intensity Parameters in some Argentine soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 29(5&6):671-680.
- GONZALEZ MG, G. MORENO, ME CONTI Y AM DE LA HORRA. 1999. Cambios en la fijación-liberación de potasio en argiúdoles con distintos títos de arcillas y saturación potásica. *Ciencia del Suelo* 17(1):27-30
- MENGEL K., 1989. Experimental approaches on potassium efficiency in different crop species. Proc 21 st. Coll. Int. Potash Inst. Bern. pp 47-56.
- RAMOS, N.E. C. Y. ANDREOLI Y N. PEINEMAN. 1984. Fracciones de potasio en suelos del S.O. de la prov. de Bs.As. y E de La Pampa. *RIA* 19(1):115-124.
- ZUBILLAGA M. Y CONTI M. 1994. Importancè of the textural fraction and its mineralogic characteristic in the potassium contents of several different argentine soils. *Comm. in Soil Sci. and Plant Analysis* 25 (3-4).
- ZUBILLAGA M. Y CONTI M. 1996. Availability of exchangeable and non-exchangeable K in Argentine soils with different mineralogy. *Z Pflanzenernahr. Bodenk.* 159:149-153.

AZUFRE

Temario

1. **Introducción**
 - 1.1 Propiedades importantes para su caracterización
2. **Formas de azufre en agroecosistemas**
 - 2.1 Azufre total
 - 2.2 Azufre orgánico
 - 2.3 Azufre inorgánico
 - 2.3.1 Sulfato soluble
 - 2.3.2 Sulfato adsorbido
 - 2.3.3 Sulfato precipitado
 - 2.3.4 Sulfuros
3. **Ciclo**
4. **Evaluación**

AZÚFRE

Ing. Agr. Lidia Giuffré de López Camelo

OBJETIVOS

- Estudiar las particulares características del ciclo del azufre en suelos.
- Conocer las formas asimilables para los vegetales.
- Presentar un panorama de metodologías para su evaluación.

1. Introducción

El azufre ha sido a menudo considerado un nutriente secundario con respecto a la nutrición de las plantas. Su importancia, sin embargo, varía considerablemente dependiendo de las especies, sus requerimientos, el tipo de suelo y consecuentemente el pool de S encontrado en él, y de los aportes como subproducto de fertilizantes y pesticidas o por deposición atmosférica a partir de emisiones naturales o antropogénicas. Su ciclo en agroecosistemas no es cerrado, está vinculado con otros sistemas vía atmósfera.

Una razón histórica de su desconocimiento ha sido la dificultad en su evaluación, superada con la utilización de nuevas metodologías, incluyendo cromatografía iónica y espectroscopía de emisión de plasma.

El azufre es esencial en la nutrición animal para la síntesis de metionina, cistina y cisteína. Metionina y cisteína indican calidad de proteína y, en su ausencia, disminuye el valor biológico de las mismas. Una de las principales funciones del azufre en proteínas es la formación de puentes disulfuro entre cadenas de polipéptidos.

Los rumiantes sintetizan estas formas orgánicas en el rumen a partir de compuestos inorgánicos. Si los animales reciben bajo S en sus raciones, se perjudica la producción de carne, leche y lana.

En la nutrición vegetal es importante para la síntesis de aminoácidos y proteínas, activación de enzimas proteolíticas como las papainasas, síntesis de vitaminas, glutatión y coenzima A, formación de glucósidos, y de puentes disulfuro asociados con características estructurales del protoplasma celular. En algunas especies los grupos -SH se relacionan con la resistencia al frío.

Es importante por ejemplo en Crucíferas, con compuestos tipo glucosinato en los aceites, y en la cebolla, que tiene sulfóxidos volátiles R-SO, responsables del factor lacrimatorio.

1.1 Propiedades importantes para su caracterización

Estados de oxidación

Es un elemento reactivo, que se encuentra en distintos estados de **oxidación** en suelos, desde -2 hasta $+6$, como resultado de fenómenos de óxido-reducción, o por su incorporación a la biomasa.

En condiciones de reducción se presenta en las formas de FeS , FeS_2 (piritas) y H_2S .

Se mueve libremente entre la litósfera, hidrósfera y atmósfera.

Absorción

El movimiento, absorción y reacciones ocurren principalmente en la forma **sulfato**

Todas las formas de vida son capaces de tomar sulfato, la forma más oxidada del azufre, para fijarla en componentes protoplasmáticos de S orgánico (como el fosfosulfato de adenosina), sulfonatos (taurina), sulfhidrilos, y formas tiol como los aminoácidos azufrados: cistina, cisteína y metionina. La reacción inversa, o sea el pasaje de formas reducidas a sulfatos, es común en todas las formas de vida.

Analogías con el nitrógeno

Son importantes las formas **atmosféricas**, que resultan en una redistribución espacial y química.

Es semejante al N por la gran importancia del pool **orgánico**. Las transformaciones análogas a las del ciclo del N son posibles por los varios estados de valencia que posee, y por ser un constituyente orgánico e inorgánico.

La oxidación y reducción del S inorgánico del suelo es debida principalmente a reacciones llevadas a cabo por **microorganismos**.

Analogías con el fósforo

Es un elemento requerido por las plantas en **cantidades** semejantes al fósforo, con el cual presenta analogías que pueden provocar antagonismos.

Son importantes las formas **adsorbidas**, que aumentan con la disminución del pH, fundamentalmente en caolinitas, arcillas y óxidos de Fe y Al.

Debido a la competencia entre sitios de adsorción entre sulfatos y fosfatos, es que se utiliza el desplazamiento mediante fosfato de potasio para la determinación de sulfatos extractables.

Diferencias con el fósforo

Muchos de los sulfatos son fácilmente **solubles** en agua. Solamente en zonas áridas pueden acumularse grandes cantidades de SO_4Ca , SO_4Mg , SO_4Na . En las regiones húmedas hay sulfatos en solución y adsorbidos.

2. Formas de S en agroecosistemas

Azufre total

Los contenidos de S total en suelos de regiones templadas están en el rango de 0,005 a 0,04%, dependiendo de los contenidos de materia orgánica y de las condiciones climáticas. Puede variar entre menos de 20 ppm en suelos muy arenosos hasta 600 ppm en suelos muy arcillosos. En la mayoría de los suelos oscila entre 100 y 500 ppm.

Azufre orgánico

Es la mayoría del S presente en los suelos y oscila entre 95 y 98%. La relación C:N:S de la materia orgánica es aproximadamente 125:10:1,2.

El S orgánico presente en la materia orgánica proviene de los residuos vegetales, animales y microbianos que se incorporan al suelo. La distribución de las diferentes formas de azufre en la materia orgánica se conoce poco, y la información en Latinoamérica es escasa.

Azufre inorgánico

Es una pequeña parte del S total del suelo. Comprende las siguientes formas:

Sulfatos

Son los más comunes en suelos, y pueden encontrarse:

-**solubles** en la solución del suelo, en bajas concentraciones, aprovechables directamente. Están en equilibrio con la fase sólida del suelo.

-**adsorbidos**: la retención sigue la serie caolinita > illita > bentonita. También es alta la adsorción en suelos con óxidos de hierro. La adsorción de sulfatos es importante en suelos ácidos.

Los procesos de adsorción, que pueden representarse con las isoterms de Freundlich y de Langmuir, son particularmente reversibles.

-**precipitados**: en suelos de regiones áridas existen niveles considerables de S, debido a la acumulación de sulfatos, o al ascenso, por capilaridad, de aguas subterráneas ricas en ellos, o como resultado del contenido de sulfato en el agua de riego aplicada.

Los principales compuestos de S que se acumulan son el yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la anhidrita (CaSO_4), y la epsomita ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$). En cantidades menores se encuentran minerales poco solubles como la esfalerita (ZnS) y calcopirita (CuFeS_2).

Sulfuros

En casos de anaerobiosis, como ocurre en los suelos anegados y pantanosos, y en el cultivo de arroz, aparecen los sulfuros y la pirita (FeS_2). Por lo general, en condiciones aeróbicas se oxidan rápidamente a sulfatos.

3. Ciclo

La **fente original** de S en suelo es la piritita (FeS_2) de las **rocas ígneas**. Durante la meteorización se produce una oxidación a sulfatos, asimilados por plantas y microorganismos e incorporado a la materia orgánica. En algunos suelos el S es retenido como yeso o epsomita, o lixiviado.

La **atmósfera** es fuente de cantidades considerables de azufre. En años recientes se ha prestado especial atención al flujo atmosférico de gases de azufre.

Son emitidos por fuentes **naturales**, como la actividad de los volcanes, entradas atmosféricas como sulfatos en "sprays" oceánicos, y transmisión atmosférica de SO_2 y SH_2 de pantanos y estuarios, aunque es difícil su cuantificación.

Por actividad antropogénica, el SO_2 es producido por aporte de combustibles fósiles, fusión de minerales sulfurados, y en diversas operaciones químicas que comprenden la digestión de materiales con SO_4H_2O .

El SO_2 atmosférico se combina con agua formando ácido sulfuroso, que se oxida rápidamente a sulfúrico.

En zonas industriales la concentración atmosférica de SO_2 es alta. Parte del S atmosférico se disuelve en la lluvia y es uno de los responsables de la **lluvia ácida**.

Altas concentraciones de SO_2 atmosférico pueden provocar problemas en las plantas, pues afecta la fosforilación, hay rupturas de membranas de cloroplastos, el SO_2 se disuelve en la humedad del mesófilo y el SO_3H_2 producido se disocia, con producción de protones, sulfitos ácidos y sulfitos.

En regiones rurales puede existir un aporte atmosférico de 5 kg S / ha año, mientras que en áreas industrializadas puede llegar a 200 kg S / ha año. La cantidad de S atmosférico está también relacionada con la distancia al mar: los suelos de las regiones marítimas están bien provistos de S.

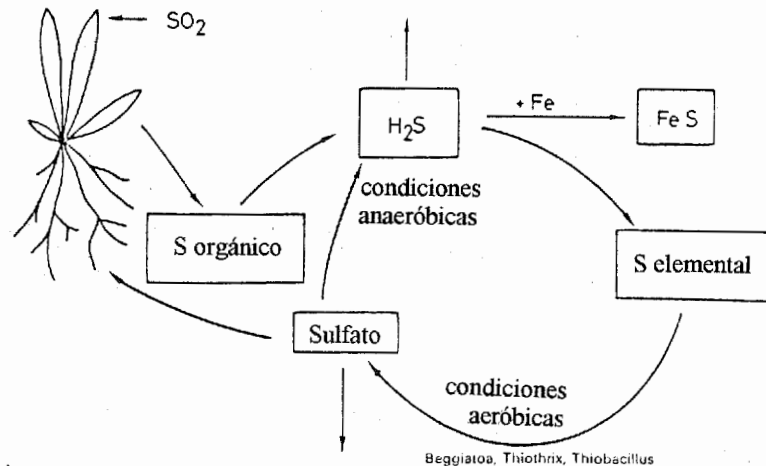


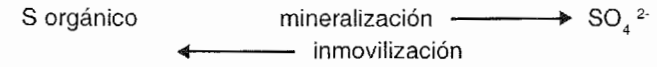
Figura 1.

Las plantas absorben al azufre principalmente como **sulfatos**, aunque se han citado casos de crecimiento de plantas con aminoácidos azufrados: **metionina**, y existen en la actualidad evidencias que demuestran que las plantas pueden utilizar **SO_2 atmosférico**.

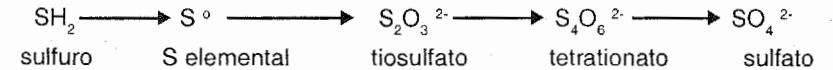
Se han realizado experimentos con maíz, girasol y tabaco en soluciones nutritivas sin azufre pero con distintas concentraciones de **SO_2 atmosférico**. Una concentración óptima sería 1 mg SO_2/m^3 ; con 1,5 mg SO_2/m^3 se produciría menor crecimiento y necrosis.

El sulfato asimilado por los microorganismos e incorporado a la biomasa sigue el proceso de **inmovilización**.

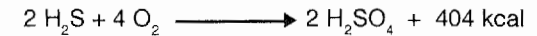
El proceso mineralización – inmovilización sigue el mismo patrón que en el caso del nitrógeno.



La fracción orgánica de azufre se torna disponible mediante la mineralización. En este proceso intervienen bacterias de los géneros *Thiobacillus*, *Beggiatoa* y *Thiobacillum*. El S orgánico forma H_2S , que en medio aeróbico se oxida a S elemental y sulfato



La reacción puede expresarse:



En este proceso se incrementa la acidez del suelo.

Importancia **práctica**: la adición de S elemental al suelo se utiliza como mejorador del pH de suelos alcalinos.

La **reducción** de sulfatos puede producirse por incorporación en los componentes celulares (reducción asimilativa o inmovilización), o por reducción respiratoria, lo que ocurre en ambientes favorables para bacterias anaeróbicas de los géneros *Desulfovibrio* y *Desulfotomaculum*. El sulfato sirve de sustituto del O_2 durante el metabolismo del C, del mismo modo que ocurre en la desnitrificación. Los habitats típicos de estas bacterias son aguas estancadas, sedimentos marinos profundos y estuarios.

Se produce entonces H_2S , que en parte puede perderse a la atmósfera. En condiciones aeróbicas se favorecerá la formación de sulfato, ion relativamente móvil que puede perderse por lixiviación.

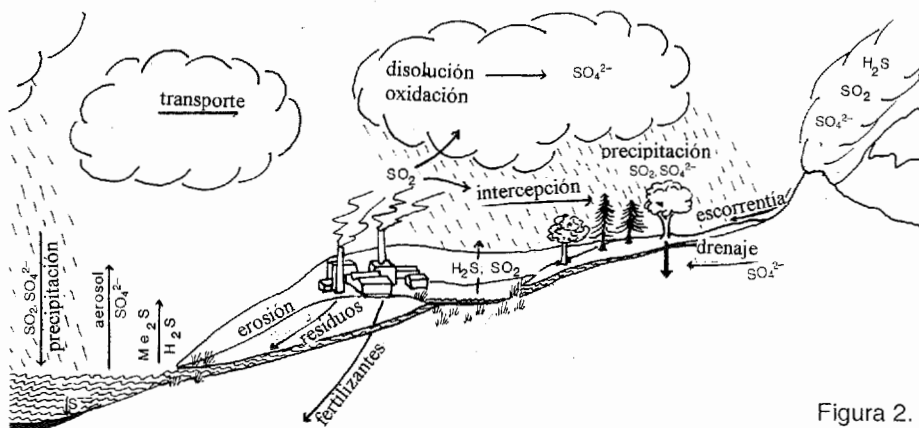


Figura 2.

4. Evaluación

S total

Su determinación puede efectuarse mediante fusión con CO_3Na_2 , que sería un método adecuado para todo tipo de suelos ya que da la seguridad de una oxidación completa; o mediante digestión con ácido perclórico, que es un método menos tedioso pero puede no descomponer todos los minerales que se encuentran en el suelo. En suelos de la provincia de Buenos Aires, para el horizonte superficial se han encontrado valores entre 205 y 363 ppm.

S orgánico

En estudios realizados por la Cátedra de Edafología de la Facultad de Agronomía de Buenos Aires, en suelos de la provincia de Buenos Aires el porcentaje de S orgánico encontrado fue mayor al 97%.

La alta proporción de S orgánico en los suelos y la no siempre buena relación entre el S extractable y el crecimiento de las plantas, condujo a estudios sobre los procesos de mineralización-inmovilización.

Esto involucraba la identificación de fracciones biológicamente significativas dentro del S orgánico, mediante métodos de fraccionamiento.

Fraccionamiento del S orgánico: se elimina el sulfato inorgánico con fosfato de potasio, se extrae la materia orgánica con NaOH 0,1 N y se determina S de ácidos fúlvicos, de ácidos húmicos y de huminas.

Una técnica común es la separación de S orgánico en azufre unido al C, y azufre de ésteres.

S directamente **unido al C:** los compuestos de este grupo incluyen aminoácidos como la cisteína y la metionina.

S no unido al C: se presenta como ésteres (ROSO_3H) tales como sulfatos fenólicos y polisacáridos sulfatados; es rápidamente reducido a H_2S con ácido iodhídrico.

El S reducible con LH (mezcla reductora fuerte) es considerada la fracción más lábil del suelo ya que es rápidamente hidrolizable; se piensa que está asociada con materiales húmicos y fúlvicos. Puede ser un 50% del S total, y osciló en suelos de Buenos Aires entre 30 y 80%.

El S orgánico unido al carbono constituye menos del 50%, son principalmente aminoácidos, como metionina y cisteína libres o formando parte de polipéptidos y proteínas.

En experiencias de la Cátedra mencionada se comprobó alta correlación entre S total, carbono orgánico y fósforo orgánico y una relación inversa con el pH.

En Argiudoles típicos, el contenido de S total, S reducible y S orgánico fue mayor que en Hapludoles típicos y énticos.

S extractable

Se extrae con **fosfato ácido de potasio** que remueve formas solubles y adsorbidas. La determinación puede ser gravimétrica o colorimétrica. Este extractante estaría relacionado con la extracción de S por las plantas, y se han encontrado bajos niveles, en el orden de pocas partes por millón (4 a 7 en suelos de la provincia de Buenos Aires).

Entre otros, han sido utilizados también los siguientes extractantes: fosfato ácido de calcio, extractante Bray 1, cloruro de calcio, acético-acetato de amonio, bicarbonato de sodio, etc.

Deficiencias de Azufre

En regiones templadas, los suelos con mucha materia orgánica tienen una buena provisión de azufre. Las deficiencias son comunes en suelos arenosos, bien drenados, con lluvias abundantes, en regiones lejos de las industrias y del mar.

Las deficiencias de azufre en plantas producen reducción del crecimiento, el tallo se ve más afectado que la raíz, las plantas se ponen rígidas y quebradizas, con tallos delgados y clorosis en hojas jóvenes.

Las deficiencias de S se han hecho más notorias debido a que en la actualidad se utilizan fertilizantes y pesticidas con menores cantidades de S, por mayores rendimientos, y por ende mayores requerimientos de los cultivos, y por una disminución de las cantidades de SO_2 atmosférico que llega en agua de lluvia o deposición seca cuando existe control de las emisiones.

Bibliografía de apoyo

CRESSER M, K KILLHAM, T EDWARDS. 1993. Soil Chemistry and its applications. Cambridge Environmental Chemistry Series 5, 192 pp.

FASSBENDER HW, E. BORNEMISZA. 1987. Química de Suelos con énfasis en suelos de América Latina. IICA. San José, Costa Rica.

MENGEL K, E. KIRKBY. 1987. Principles of plant nutrition. Int. Potash Institute. Berna, Suiza, 687 pp.

MAYNARD D.G. 1998. Sulfur in the environment. Marcel Dekker. 370 pp.

MIZUNO I., B. LAFAILLE, L. GIUFFRÉ. 1990. Caracterización del azufre en algunos Molisoles de la provincia de Buenos Aires. *Ciencia del Suelo* 8:111-117.

PAGE A.L. (ed). 1982. Methods of Soil Analysis. ASA-SSSA, Madison, USA:501-538.

STEVENSON F. J. 1986. Cycles of soil C, N, P S and micronutrients. J. Wiley and Sons. 380 pp.

Sistemática de Suelos

Procesos pedogenéticos
Clasificación de Suelos

7

PROCESOS PEDOGENÉTICOS

Temario

1. **Introducción**
2. **Suelos climax**
3. **Tipos de evolución**
4. **Principales procesos pedogenéticos**
 - 4.1 Calcificación
 - 4.2 Lixiviación
 - 4.3 Podsolización
 - 4.4 Laterización
 - 4.5 Salinización, solonetización y solotización
 - 4.6 Gleización
 - 4.7 Calcimorfismo

PROCESOS PEDOGENÉTICOS

Ing. Agr. Luis Berasategui e Ing. Agr. Olga S. Heredia

OBJETIVOS

- Interpretar la formación de suelo como un proceso integrado de dirección espacio - tiempo, que depende de la influencia del material original, el clima, los organismos, el relieve y el tiempo.

1. Introducción

En capítulos anteriores se ha visto que el suelo es distinto del sustrato geológico o material original que lo soporta y que resulta de la acción de los factores biológicos y climáticos sobre este material.

Los factores que intervienen en la formación del suelo son de dos categorías:

- “factores pasivos”, principalmente la roca madre que suministra la «materia» del suelo;
- “factores activos”, clima y vegetación, que transforman, labran esta materia. La vegetación desempeña una misión esencial por la materia orgánica que incorpora y que puede tener propiedades muy variables.

Por lo tanto, pueden definirse diferentes fases en la evolución del suelo; así, cuando una roca madre es descubierta por la erosión, el suelo no existe, y se lo designa litosol (roca madre dura) o regosol (roca madre blanda).

Un suelo joven ha sufrido un principio de evolución, pero ofrece propiedades muy afines a las de la roca madre.

Un suelo maduro es un suelo que ha terminado su evolución, que se encuentra en equilibrio con la vegetación y el clima y, por tanto, es estable en la medida en que ningún factor de perturbación viene a destruir este equilibrio.

Algunos suelos son relativamente recientes y su evolución se ha desarrollado enteramente después del último período glacial (Wurm); como las variaciones climáticas de este período han sido de pequeña amplitud, no han modificado sensiblemente la orientación general de la evolución de los suelos, por lo cual se puede admitir que estos suelos recientes han sufrido la acción de un único ciclo climático, que se puede calificar de actual: se dice que son «monocíclicos». Por el contrario, los suelos más antiguos (preglaciares) han

sufrido muchas fases de evolución sucesivas, sometidos a climas muy diferentes, por ejemplo, alternativamente cálidos o muy fríos, conservando la marca de estas evoluciones climáticas sucesivas: se dice que son «policíclicos» (o poligenéticos).

2. Suelos climax

La noción de «climax», tomada de la fitosociología, se adapta particularmente bien a los suelos recientes, postglaciares, que, por consiguiente, no han sufrido más que un sólo ciclo de evolución; por analogía con la noción de climax de la vegetación el climax del suelo es el perfil que está en equilibrio con la vegetación estable característica de un medio dado y no modificada por el hombre. Por extensión, con frecuencia se engloba en el término «climax» el conjunto suelo-vegetación, no perturbado, que caracteriza un medio dado (se le llama también «ecosistema»).

De lo indicado, se deduce que existen dos formas de climax: uno (climax climático) que depende fundamentalmente del clima, bien visible a escala mundial, y otro (climax situacional) que depende de los factores locales y que se manifiesta de una manera más clara en los mapas a gran escala.

El suelo que se forma a expensas de una roca madre que aflora y es colonizada por la vegetación, pasa por grados de «juventud» sucesivos, y luego llega a la fase de madurez correspondiente al climax estable: la evolución se acerca entonces al climax y se dice que es «progresiva»; por el contrario, si se aleja del climax, es calificada de «regresiva».

1° Climax climático: suelos zonales y suelos análogos

Cuando el «climax» está esencialmente condicionado por los factores climáticos, se muestra relativamente independiente de los factores locales, de las «situaciones»; esto es cierto sobre todo para la vegetación que, en latitud, forma las «zonas» (suelos zonales) y en altitud, los «pisos» sucesivos. Sin embargo, estos equilibrios climáticos sólo pueden existir cuando los factores locales no tienen un carácter demasiado marcado para impedir la instalación de la asociación climática (noción de umbral ecológico), ya que si esto ocurre aparece un «climax situacional», que será definido posteriormente.

En realidad, si bien en una zona climática dada la asociación vegetal climática es relativamente uniforme, no sucede lo mismo con los suelos: éstos no son completamente independientes de los factores locales, en particular de la roca madre; sólo los horizontes superiores, los tipos de humus, están ligados al tipo de vegetación y son relativamente uniformes. En cambio, los horizontes minerales inferiores reflejan las propiedades de la roca madre: se trata de los «suelos análogos», que caracterizan, por tanto, un mismo tipo de vegetación, ocupando afloramientos de rocas madres diferentes.

2° Climax estacional o situacional: suelos intrazonales y asociaciones especializadas

La vegetación climática (y en consecuencia, el suelo «climax» climático) no pueden desarrollarse cuando reinan ciertas condiciones locales muy particulares. En este caso, la vegetación climática es sustituida por una «asociación especializada» que engendra un tipo de humus, generalmente muy diferente del que caracteriza los suelos «análogos» climáticos, y el suelo es llamado «suelo intrazonal»; el ejemplo más característico es el de las turberas de los pantanos en las situaciones mal drenadas. En efecto, son las propiedades físicas, principalmente los factores «hidromorfía» e insuficiencia de aireación, los que condicionan la mayor parte de los climax estacionales. No obstante, ciertos climax estacionales están ligados a propiedades físicas y químicas particulares de la roca madre; por ejemplo, los vertisoles de la provincia de Entre Ríos desarrollados sobre «limos calcáreos» con alto porcentaje de arcilla y presencia de carbonatos; en este caso particular, el climax situacional ocupa, paradójicamente, una gran superficie, más importante incluso que la ocupada por el climax climático que está localizado sobre áreas con loess.

3. Tipos de evolución

Se distinguen dos tipos fundamentales de evolución progresiva, orientada hacia el climax, y la evolución regresiva, que se aleja de él.

Evolución progresiva. La más característica es la que se observa sobre una roca madre que aflora, a medida que es colonizada por la vegetación. Su punto de partida también puede ser la denudación de la roca madre, como consecuencia del arrastre del suelo por la erosión, o resultar de un nuevo depósito (por ejemplo, formación de aluviones) que ha «enterrado» el antiguo suelo (con frecuencia se encuentran antiguos horizontes de superficie, turbosos, enterrados bajo aluviones recientes).

Evolución regresiva. Es aquella que se aleja del climax, pudiendo distinguir todavía dos tipos:

- Rejuvenecimiento por la erosión que descarna los horizontes superiores o incluso el suelo entero («regresión»).
- Nueva evolución, diferente de la evolución progresiva normal, provocada por un cambio de la vegetación, que procede en general, de la intervención humana («degradación»).

Los casos de rejuvenecimiento son frecuentes; aparte de la erosión, se puede citar el ejemplo de un antiguo suelo, recubierto por un depósito nuevo (dunas, aluviones recientes).

4. Principales procesos pedogenéticos

Los procesos fundamentales que conducen a la formación de los suelos se definen de acuerdo a las condiciones de **alteración**, el estado del **complejo sorbente** y a la **naturaleza de las migraciones**. Pueden distinguirse seis procesos evolutivos.

4.1 Calcificación

Este proceso tiene lugar muy típicamente bajo vegetación natural de estepa, o de matorral desértico en climas húmedos y subhúmedos hasta los desérticos con precipitaciones desde luego muy variables. Bajo ciertas condiciones de humedad puede haber migración considerable, pero no la suficiente para que los carbonatos de calcio y magnesio sean enteramente removidos por el agua de drenaje como ocurre por el contrario con las sales solubles. La calcificación tiene lugar preferentemente en climas áridos a subhúmedos y húmedos y, en la región pampeana, más del 80% de los suelos con aptitud agropecuaria tienen su origen en este proceso de formación.

En los perfiles de climas áridos y semiáridos que no están completamente lavados sólo la parte superficial no tiene carbonato de calcio que se acumula por precipitación a poca profundidad. El valor o potencia de esta acumulación depende de la característica del material generador del suelo y de la profundidad a que llega la lluvia efectiva. Cuanto más altos sean los valores de lluvias y menores los de evapotranspiración potencial menos desarrollado y/o a mayor profundidad se encontrará el horizonte de acumulación de carbonato de calcio.

Cuando el lavado es suficientemente intenso para afectar a todo el perfil del suelo, el carbonato cálcico deja de presentarse. Si se trazan perfiles en la zona central de la Argentina de oeste a este, según la dirección de humedad creciente, el calcáreo desciende cada vez más hasta que, en último, término es arrastrado profundamente por las aguas de drenaje. En algunos suelos profundos y permeables de la Pampa subhúmeda, por ejemplo, el carbonato de calcio se encuentra a una profundidad mayor aún de 3 m y en sectores más húmedos de la región, pero en suelos con roca madre más fina, aquél se deposita antes de los 2 m.

Con un lavado moderado el perfil del suelo, aunque libre de carbonato de calcio, tiene un contenido de bases alto y reacción neutra. Bajo estas condiciones, la descomposición de residuos vegetales en su mayor parte procedentes de Gramíneas, da origen a un humus Mull muy oscuro y estable de alto valor agronómico.

Los agregados estructurales son muy estables y la eluviación mecánica es relativamente débil. Estas circunstancias derivan en una elevada aptitud de estos suelos. Los suelos negros de la región pampeana húmeda y subhúmeda, constituyen ejemplos concretos de estas condiciones. Con la continuación del

lavado, el perfil se hace más ácido por pérdida de bases y, como consecuencia de ello, los agregados estructurales tienden a perder su estabilidad y también a incrementar el proceso de eluviación mecánica o lixiviación.

En resumen, las características del proceso pueden señalarse así:

- **Alteración:** Se manifiesta por pérdidas muy débiles de sílice y formación de arcilla con elevado poder sorbente
- **Complejo absorbente:** Capacidad de cambio con muy alta saturación de Ca^{++} y Mg^{++} .
- **Migración:** Lavado o migración parcial de las sales alcalino-térreas con acumulación a veces de carbonatos en el horizonte inferior y con nula o escasa acumulación de coloides.

El proceso de calcificación es el predominante en la génesis de varios grupos importantes de suelos climatogénicos.

Este proceso contribuye a la formación de los suelos **desérticos** y **de pradera**, así calificados por motivaciones climáticas y según el sentido creciente de la humedad. Las diferentes categorías evolutivas involucradas en ambos niveles, dependen del balance hídrico o humedad efectiva.

a) Suelos desérticos. Son características de zonas desérticas y semidesérticas y están afectados mucho más por los elementos climáticos que por los organismos. Comprenden, según la dirección decreciente de la humedad, los siguientes grandes grupos:

- Suelos Pardos y Pardos rojizos
- Suelos Rojos de desierto
- Suelos Grises de desierto

La división de estos suelos en particular, se basa sobre las características de la vegetación nativa y del clima. Así, la vegetación de los suelos Grises y Rojos de desierto consiste en plantas desérticas arbustivas y ralas y la de los suelos Pardos, por pastos cortos, matas y arbustos. Desde el punto de vista climático, los suelos Grises y Rojos de desierto se desarrollan bajo condiciones áridas y los Pardos y Pardos rojizos en ambientes semiáridos.

b) Suelos de pradera. Se desarrollan en condiciones altamente bióticas muy superiores a las de los suelos desérticos. El efecto combinado del clima y los agentes bióticos, es producir suelos con horizontes moderadamente bien desarrollados cuyas características esenciales son, entre otras, las siguientes:

- Perfiles orgánicos con horizontes superficiales que varían de pardo oscuro a negro.
- Estructura granular en el horizonte superior.

- Formación de unidades estructurales en bloques y/o prismas en el horizonte B.
- Perfil textural variable: débil - moderado a fuertemente desarrollado.
- Lixiviación débil a moderada de hierro y arcilla en regiones húmedas.
- Presencia de carbonato de calcio.

Los suelos de pradera, comprenden, según la dirección decreciente de la humedad, las siguientes categorías evolutivas, a saber:

- Suelos Brunizems.
- Suelos Chernozems.
- Suelos Castaños.

En general, puede decirse que los suelos de referencia se han desarrollado bajo vegetación esteparia constituida por Gramíneas, cuyo ciclo vegetativo está limitado a menudo a la estación húmeda de primavera y principio de verano; en algunos casos (Argentina), el ciclo rige casi durante todo el año. El género *Stipa* es el más importante.

La estepa proporciona una materia orgánica abundante y muy rica en calcio interviniendo en forma ostensible en la génesis de estos suelos. Cuando el clima es más árido la estepa es menos densa y el tenor de materia orgánica es menos elevado como acontece con los suelos Castaños.

Los grupos de suelos de pradera pueden diferenciarse simplemente según el grado de lixiviación de los carbonatos, a saber:

- En los suelos Brunizems hay lixiviación completa de carbonatos, prácticamente en todo el espesor del solum.
- En los Chernozems, que se desarrollan bajo condiciones menos húmedas, la lixiviación de los horizontes superiores es a menudo completa o casi completa.
- En los suelos Castaños, que evolucionan bajo condiciones menos húmedas aún, la lixiviación de los horizontes superiores es siempre incompleta.

Con excepción de los segundos, probablemente, estos suelos están ampliamente representados en el área pampeana.

4.2 Lixiviación

Es el proceso de arrastre mecánico de coloides minerales. Tiene lugar en medio escasamente ácido y se diferencia de la podsolización en que la arcilla

no sufre más que un arrastre mecánico, sin que haya alteración química del coloide mineral.

Los hechos fundamentales en el proceso de la lixiviación son:

- **Alteración:** No hay alteración química del coloide mineral.
- **Complejo absorbente:** Equilibrio entre los iones H^+ y Ca^{++} .
- **Migración:** Arrastre más o menos intenso de la arcilla y del hierro. No hay migración de Materia Orgánica.

Los suelos lixiviados se desarrollan preferentemente en climas húmedos donde la abundancia de lluvias favorece al máximo el proceso de arrastre. En este proceso influyen principalmente el balance hídrico y la estructura y la naturaleza del humus. La arcilla en proporciones elevadas y la existencia de una capa de agua en el perfil, son factores también importantes en cuanto pueden actuar hasta frenar o impedir la lixiviación.

a) Balance hídrico: el agua de gravitación que circula en el suelo juega un papel destacado en el proceso de arrastre mecánico de coloides minerales, pero su importancia depende del balance hídrico o drenaje climático o sea la diferencia entre precipitación y evaporación. El cálculo de drenaje climático anual, globalmente considerado, es una referencia poco precisa; los datos pluviométricos anuales, en efecto, no son suficientes, por lo que es menester comparar para cada mes los valores de lluvias y los de evapotranspiración para obtener una indicación sobre la importancia del proceso de lavado y arrastre provocado por la acción del clima.

En la región pampeana con climas húmedos y subhúmedos la lixiviación se ve relativamente favorecida debido a que las lluvias abundantes que se producen en otoño y primavera dan lugar a un drenaje o lavado importante del perfil que se reflejan normalmente a través del traslado arrastre de **sales solubles y coloides**. El proceso determina la descarbonatación parcial o completa por la eliminación lenta del calcáreo pero también el suelo puede **descalcificarse** al sufrir el complejo absorbente una desaturación progresiva de los cationes alcalino-terreos retenidos. Las partículas de arcilla migran sin descomposición previa desde el horizonte A hasta su acumulación en el B, de manera tal, que el primero tiene siempre menos arcilla que los horizontes B y C. El arrastre coloidal puede fácilmente apreciarse por la existencia de una delgada película brillante de arcilla y óxidos de hierro que cubre las paredes de las unidades estructurales. El proceso alcanza su máxima expresión en los suelos con roca madre permeable y pobre en calcio en los cuales los horizontes A_1 , A_2 (E), B y C pueden observarse a simple vista.

b) La estructura y naturaleza del humus: Los fenómenos de migración están condicionados por la existencia y proporción relativa de dos grupos de constituyentes diferentes que se originan en el curso de la descomposición de la materia orgánica y que actúan de manera antagónica en el proceso de lavado y arrastre; estos son los compuestos húmicos insolubles y los constitu-

yentes orgánicos solubles. Los primeros influyen sobre la arcilla contribuyendo a la formación de agregados y fijando el hierro y el calcio, en tanto que los compuestos hidrosolubles favorecen la dispersión de aquella y solubilización del hierro cuando el medio es pobre en calcio.

Cuando, como en el primer caso, la materia orgánica se descompone bajo condiciones de saturación (Mull cálcico), la humificación es abundante y se producen complejos arcilla-humus muy estables y una agregación muy elevada que actúan frenando o impidiendo el proceso de lixiviación. En el segundo, la formación de compuestos orgánicos solubles confieren a la fracción mineral una estructura poco estable favoreciendo un tanto la lixiviación mecánica del hierro y/o de la arcilla (Moder o Mull) pero en otras circunstancias (Mor), aquellos compuestos hidrosolubles pueden promover la degradación química de la arcilla y con ello contribuir a la promoción de los suelos podsólicos, condiciones estas últimas que no se dan en el ámbito de la región Pampeana.

En este proceso, solamente deben considerarse los suelos que han sufrido consecutivamente un arrastre y acumulación importante de coloides minerales, formando de manera muy visible horizontes $A_2(E)$ y Bt.

4.3 Podsolización

Es el proceso de alteración química intensa de la arcilla que se produce bajo la acción del humus bruto o Mor muy ácido de resultado de lo cual hay liberación de sesquióxidos. Puede formularse la siguiente síntesis del proceso de podsolización:

- **Alteración:** Degradación química de la parte mineral del complejo de absorción en A_1 , con liberación importante de sílice, hierro y aluminio.
- **Complejo absorbente:** Una gran parte saturado con iones hidrógeno siendo muy ácido.
- **Migración:** Lavado máximo de compuestos coloidales húmico-sesquióxidos.

Como se ve hay mucha diferencia entre la podsolización y lixiviación. En el primer proceso hay alteración química intensa de la arcilla, mientras que con el segundo proceso, solamente hay arrastre mecánico de los coloides. Además, en la lixiviación no hay nunca migración de materia orgánica como ocurre con la podsolización.

La podsolización tiene lugar típicamente en climas fríos y bajo bosques de coníferas, dando lugar a la formación de podsoles y grupos afines con perfiles A B C, completamente lavados y con reacción ácida en todo el perfil. El proceso se expresa típicamente bajo los bosques de resinas (Podsoles climáticos o primarios) o de las landas de Ericáceas. Las Coníferas favorecen

al proceso por su menor contenido en bases de sus hojas y ramas respecto a los árboles de hojas caducas.

Aunque la podsolización puede desarrollarse a partir de cualquier material generador, la evolución de los suelos está afectada por su contenido en bases y por la permeabilidad, por lo que los Podsoles más típicos y mejor desarrollados se encuentran sobre arenas cuarzosas. Los suelos que se originan a partir de la podsolización, se denominan Podsoles, palabra derivada del ruso que significa color ceniza que muestra el horizonte $A_2(E)$ de máximo agotamiento. Un perfil Podsol está formado por una espesa capa orgánica poco descompuesta (O_1), seguida o no de un horizonte humífero A_1 que pasa a un $A_2(E)$ de color ceniciento completamente lavado por debajo del cual se encuentra el B, formado por B1 rico en humus y B₂ de máxima acumulación de sesquióxidos. Los Podsoles se encuentran distribuidos en su mayor parte en el Hemisferio Norte ocupando las regiones húmedas al sur de la tundra, especialmente al norte y oeste de Europa, así como también en Canadá y Estados Unidos. En la Argentina parece ser que existen en Tierra del Fuego y, probablemente, también en otros sectores de la Cordillera austral.

4.4 Laterización

Este proceso, también denominado ferralitización, opera típicamente bajo la extrema humedad y la alta temperatura de los climas tropicales. Los caracteres del proceso pueden resumirse así:

- **Alteración:** Pérdida máxima de sílice que es totalmente liberada en el curso de la alteración. Hay liberación de hierro y también de Al_2O_3 .
- **Complejo absorbente:** Escasa capacidad de cambio; suelos muy desaturado.
- **Migración:** Lavado y arrastre muy importante de Sílice Ca^{++} y Mg^{++} . A veces acumulación de sesquióxido más o menos deshidratado en superficie formando corazas.

Los suelos originales en este proceso se denominan:

- Suelos escasamente ferralíticos (SiO_2/Al_2O_3 : 1,7 a 2).
- Suelos ferralíticos típicos (SiO_2/Al_2O_3 inferior a 1,7).
- Suelos ferralíticos humíferos con más de 5% de Materia Orgánica.
- Suelos de lateritas.

Los suelos ferralíticos son característicos de las zonas ecuatoriales en donde el drenaje climático es suficiente para promover la lixiviación de la Sílice y liberar grandes cantidades de Hierro y Aluminio.

Como ejemplo, de estos suelos en la Argentina se encuentran los suelos rojos de Misiones.

4.5 Salinización, solonchización y solonchización

Estos tres procesos pedogenéticos pueden ser tratados en conjunto puesto que operan en la génesis de suelos con características intrazonales afines, en los cuales hay un exceso de sales solubles y cantidades anormales de Sodio intercambiable o ambas cosas a la vez. Estos procesos dan lugar a la formación de los suelos halomórficos denominados:

- Salinos o Solonchaks
- Alcalinos o Solonetz
- Salinos alcalinos
- Alcalinos degradados o Soloth

Todos estos suelos se encuentran en lugares que reciben o recibieron en algún período anterior un exceso de sales y el nombre de halomórficos es aplicado por considerarse precisamente que las sales solubles deben estar presentes en alguna de las etapas de desarrollo de aquellos.

La fuente de sales en los suelos halomórficos comúnmente son las aguas subterráneas y superficiales que las contienen disueltas, las cuales las adquieren de diversas procedencias, a saber:

- Meteorización de las rocas en las márgenes superiores de los ríos.
- Disolución y transporte de sales solubles por las aguas de lluvias de los sitios más altos a los más bajos.
- Depósitos de sales formados en épocas geológicas antiguas constituyendo estratos entre los cuales se mueve el manto de agua.

Las condiciones más corrientes de evolución de los suelos halomórficos se producen a partir de aguas salinas próximas a lagos salados, mares continentales o sencillamente en depresiones en donde el agua de la capa freática se encuentra cerca de la superficie con períodos de humedecimiento y secos sucesivos. La evolución de aquellos suelos pueden también producirse artificialmente por prácticas defectuosas del riego.

Los suelos halomórficos, en su primera etapa de desarrollo, o de suelo salino, están caracterizados por la existencia de una capa de agua salada a poca profundidad y todo el perfil está sometido a la acción dominante de las corrientes ascendentes del agua salada. La vegetación es típicamente halófila constituida por especies herbáceas y arbustivas tolerantes a la sal.

a) Salinización. El proceso da lugar a la formación de los suelos Solonchaks o Salinos que representan la primera etapa en la evolución de los suelos halomórficos.

Los suelos Salinos aunque carecen de estructura debido al exceso de sales, los coloides están floculados y en consecuencia, son más permeables que los suelos sódicos.

He aquí la síntesis del proceso de salinidad:

- **Alteración:** Iguales características que en el proceso de calcificación.
- **Complejo absorbente:** Saturación casi total de calcio pero con sodio siempre menor de 15%.
- **Migraciones:** Desplazamiento ascendente de sales de cationes alcalinos y alcalino-térreos provenientes de una capa de agua salada.

b) Solonchización. Es la translocación de las sales o comienzo de destrucción del complejo de adsorción en medio altamente alcalino. El proceso se desarrolla bajo vegetación de pastos o matas, principalmente en climas subhúmedo y semiárido y casi siempre como consecuencia de la desalinización del suelo por lavado; durante este proceso, el suelo retiene el sodio de cambio pero pierde la mayor parte de las sales.

Los hechos fundamentales en la alcalinización se resumen así:

- **Alteración:** Destrucción progresiva del complejo adsorbente en el horizonte A con pérdida de sílice y pH alrededor de 7.
- **Complejo adsorbente:** Saturación de Na principalmente en el horizonte B superior siempre al 15%; pH mayor de 8,5, a menudo por encima de 9.
- **Migraciones:** Lixiviación muy importante de arcilla en medio muy alcalino (carbonato de sodio o salitre negro).

Los suelos que evolucionan en este proceso se llaman Solonetz. Sus características más sobresalientes son:

- Formación de carbonato de sodio y reacción alcalina.
- Movilidad de coloides altamente dispersados.
- Formación de unidades estructurales grandes, principalmente columnas.
- Muy plásticos y adhesivos en húmedo y extremadamente duros en seco.
- Materia orgánica fácilmente soluble.

- Horizonte B muy impermeable.

El porcentaje de sodio intercambiable en el horizonte nátrico es mayor de 15, y el pH es a menudo mayor de 9 y la conductividad de extracto de saturación menor de 5 ds/m a 25°C.

c) Solodización. Es el proceso de reemplazo de una gran parte del sodio intercambiable por el hidrógeno de las aguas de lavado que se refleja en los horizontes superiores por una caída de pH. El fenómeno incluye frecuentemente el lavado de una parte del hierro que se manifiesta a través de algunas concreciones y máculas y regularmente distribuidas en el perfil. Este proceso se desarrolla principalmente en climas subhúmedos y semiáridos y casi siempre bajo vegetación de pastos, arbustos o pastos y árboles mezclados.

La síntesis del proceso es como sigue:

- **Alteración:** Hay sílice y liberación de cierta cantidad de hierro por destrucción del complejo adsorbente en A y reemplazo de Na^+ por H^+ hasta hacerse ácido el pH.
- **Complejo adsorbente:** Más de 7% de sodio intercambiable y más sodio que hidrógeno en el horizonte argílico. pH normalmente mayor de 8,0.
- **Migración:** Lixiviación de cationes y arrastre de hierro y arcilla.

Los suelos resultantes se llaman Solods.

Raras veces, un suelo Halomórfico en cualquiera de los niveles ya mencionados, se presenta en el paisaje abarcando grandes extensiones como unidad pura y, más bien, aquellos aparecen comúnmente en el área como una mezcla intrincada de Solonchaks y Solonetz o Solonetz y Solods, en asociación, en ambos casos, con unidades transicionales pertenecientes a estos grandes grupos. Se estima que los Solonchaks ocupan las partes más bajas, los Solonetz los puntos intermedios y los Solods los más altos en una secuencia que se cumple comúnmente a través de pequeños desniveles del terreno.

4.6 Gleización

Es un proceso intrazonal característico de ambientes bajos y deprimidos en donde el exceso de agua es el factor primordial en la génesis y evolución de los suelos denominados Hidromórficos.

El hidromorfismo puede ser **permanente o temporario**; en el primer caso, el suelo evoluciona bajo la influencia de una capa de agua fluctuante (suelos Gley) y en el segundo, bajo los efectos de la presencia temporal del agua meteórica (suelos Pseudogley). Las evidencias del proceso están siempre mejor

expresadas en los suelos con hidromorfismo permanente.

La gleización se desarrolla en cualquier región climática dondequiera que haya un manto freático alto y de nivel variable o en lugares planos que posibiliten el estancamiento de las aguas de lluvias o de desborde de la red natural de drenaje. La vegetación es de bosques de pantanos o bien, de pradera a base de Gramíneas, Ciperáceas y Juncáceas. El clima (principalmente temperatura y precipitación) que tanta importancia tiene por su carácter activo en la génesis y evolución de los suelos zonales, en las áreas deprimidas su influencia es poco significativa y normalmente es superada por el localismo topográfico y las malas condiciones de drenaje. El relieve es siempre en estos casos, el factor condicionante y principal en la evolución del suelo.

En los suelos Gley el nivel freático se mantiene hasta muy cerca de la superficie; hay también condiciones alternantes de oxidación y reducción formándose en el seno de la capa de agua un horizonte de color gris azulado denominado Gley. El movimiento del agua y el de las substancias disueltas en ella es siempre ascendente en condiciones no perturbadas. Este proceso de oxidación y reducción alternante influye sobre la movilidad y distribución del hierro y manganeso cuya presencia se manifiesta a través de numerosas máculas, estrías y concreciones ferromangáníferas.

En los Pseudogley, el régimen hídrico del perfil no está afectado por el agua subterránea que se encuentra a bastante profundidad para ejercer la influencia señalada para los suelos con hidromorfismo permanente. El movimiento del agua es siempre descendente y su retención a mayor o menor profundidad se debe a la existencia de un horizonte o estrato impermeable que impide completamente o en gran parte la infiltración de las aguas de lluvias o de crecientes de los ríos.

Las características salientes de la gleización pueden expresarse así:

- **Alteración:** Es variable según el pH y el tenor en calcio de la roca madre. Hay formación de hierro ferroso más o menos soluble bajo condiciones reductoras.
- **Complejo Adsorbente:** Puede haber equilibrio entre los iones H^+ y Ca^{++} o bien insaturación completa por el predominio de H^+ .
- **Migraciones:** En los suelos Gley hay ascenso de hierro ferroso a la parte superior donde precipita en forma irreversible al estado férrico. En los Pseudogley, por el contrario, hay lixiviación de hierro ferroso que se mueve lateralmente y precipita cuando el agua estancada desaparece.

En la región pampeana son numerosas las áreas afectadas por este proceso, en algunos casos, salpicando el paisaje dominado por los suelos zonales y en otros, abarcando grandes extensiones sin interrupción alguna como acontece en la zona inundable del Delta con más de 17.000 km² y en el área deprimida de la provincia de Buenos Aires con más de 50.000 km².

Los suelos siguientes han evolucionado en este proceso intrazonal, a saber:

- Gley Húmicos
- Gley Subhúmicos
- Planosoles
- Semipantanosos

4.7 Calcimorfismo

Es un proceso intrazonal determinado por la presencia de un alto contenido en calcáreo en el material original. En el área pampeana están representados por los suelos rendzínicos y vertisólicos.

Los suelos rendzínicos se han desarrollado en clima húmedo-subhúmedo a partir de materiales marinos constituidos por bivalvos de la ingresión marina Querandinense y bajo vegetación de bosques caducifolio y tapiz de pastos.

Ocupan escasa superficie en la costa atlántica bonaerense.

Los vertisoles son suelos negros desarrollados sobre sedimentos arcillosos y se los encuentra, principalmente, en las provincias de Entre Ríos y Corrientes, con vegetación arbórea y pastizales en clima húmedo-subhúmedo.

Poseen perfil A-Bt-C, porcentaje elevado de arcilla montmorillonítica y asociado al carácter expandente de ésta, "slickensides" y microrrelieve "gilgai".

A diferencia de la mayoría de los vertisoles de otras partes del mundo, en la Argentina presentan horizontes de acumulación bien desarrollados.

En ambientes planos poseen limitaciones de uso debido a sus características hidromórficas, mientras que en relieves ondulados presentan susceptibilidad a la erosión hídrica.

Las características del proceso pueden señalarse así:

- **Alteración:** Se manifiesta por pérdidas muy débiles de sílice y formación de arcilla con elevado poder sorbente.
- **Complejo absorbente:** Capacidad de cambio con muy alta saturación de Ca^{++} y Mg^{++} .
- **Migración:** Lavado o migración parcial de las sales alcalino-térreas con acumulación de carbonatos en el horizonte inferior y con acumulación de arcilla.

Bibliografía de apoyo

- BONFILS, CONSTANCE. 1966. Rasgos principales de los suelos pampeanos. I.N.T.A.
 DUCHAUFOUR, PHILIPPE. 1984. Edafogénesis y Clasificación. Ed. Masson S.A.

CLASIFICACIÓN DE SUELOS

Temario

1. Introducción
2. Clasificación americana de 1949
3. Taxonomía de suelos de los E.E.U.U.
4. Ejemplos de la Argentina