1

ASPECTOS BIOGEOQUÍMICOS DE LOS CICLOS DE NUTRIENTES EN AGRO-ECOSISTEMAS

Jean-Marie Hétier
Danilo López-Hernández

INTRODUCCION

La descripción de los flujos de los diferentes elementos que atraviesan el sistema suelo-planta, en el contexto de ecosistemas naturales o afectados por intervenciones antrópicas (agro-ecosistemas), ocupa la mayor parte de este primer capítulo del Referencial Científico. Esta descripción cualitativa y semi-cuantitativa se suele llamar ciclo biogeoquímico, expresión tradicional que es útil volver a definir al inicio del presente Referencial.

El concepto de **ciclo biogeoquímico** es una abstracción que sirve de instrumento pedagógico, para enseñar los principales rasgos de los intercambios de materia entre entidades más concretas que son las llamadas "***esferas***" del planeta: ***atmósfera, hidrósfera, biósfera y litósfera*****,** ésta última incluye el suelo que por sí constituye una intersección compleja entre todas. En efecto, en esa realidad compleja que es el suelo, la regla son las interacciones múltiples entre elementos y la excepción la evolución de cada elemento por separado.

Es necesario recordar esto, para evitar confusiones entre abstracciones acomodaticias de la herramienta pedagógica tradicional de la química agrícola y las realidades de los intercambios suelo-planta, prácticamente inalcanzables en su complejidad. Así, por ejemplo, es importante recordar que los "pools", los "ciclos" y compartimentos, son abstracciones cómodas, mientras que, al contrario, los "flujos" y los "procesos" son realidades que se pueden medir y estudiar con instrumentos concretos.

Los ciclos que vamos a describir se producen en el suelo, el cual es un medio heterogéneo compuesto de una fase sólida (constituyentes minerales, órgano-minerales, orgánicos) con un espacio poroso compartido entre una fase gaseosa (del orden de 30 a 70% del volumen total) y una fase líquida (3 a 30 %, en general) que puede, en casos excepcionales, llegar hasta saturación de los poros. En este medio, se desarrollan diversos tipos de biomasas entre las cuales la biomasa vegetal juega un papel primordial por ser la sede de la fotosíntesis, proceso introductor de energía y de bío-moléculas en la biósfera.

No es posible describir los ciclos biogeoquímicos, sin definir la escala y el punto de vista privilegiados o escogidos. Así, a escala regional e incluso continental se dará énfasis entonces a los balances y a los procesos aditivos o sustractivos que tienen por resultado que las regiones exportadoras podrían empobrecer sus suelos, mientras que se enriquecen los de las regiones importadoras. A estas pequeñas escalas, los ciclos fueron muy bien descritos, en síntesis de alcance general, válidas para todas las regiones agrícolas (Fassbender y Bornemiza 1987, Magdoff, 1997).

Lo que vamos a considerar a continuación son más bien los ciclos a escala de las parcelas cultivadas o de ensayos experimentales de campo donde las unidades que se manejan son del orden de kg de nutrientes por hectárea, como lo hacen en general los agrónomos y los productores. Se dará énfasis en los aspectos que condicionan la fertilidad y la eficiencia de la fertilización.

Pero, antes de abordar la descripción de los principales ciclos involucrados en el manejo agrícola de los suelos, nos parece conveniente establecer definiciones y consideraciones preliminares. Es necesario, primero, recordar las características esenciales de la composición total del suelo tomando como ejemplo dos perfiles seleccionados entre los más ricos y los más pobres de los suelos llaneros. Luego, hace falta una definición amplia de la fertilidad (concepto estático de un potencial productivo), y de la fertilización, término que corresponde a un conjunto de acciones coordinadas destinadas a restaurar o mejorar el potencial productivo, el cual, depende en primer lugar de la calidad de los intercambios iónicos que ocurren en la rizósfera. Finalmente, se consideró indispensable recordar, al inicio de este capítulo, algunas diferencias esenciales entre suelos sometidos o a cultivos anuales o a pasturas permanentes.

DEFINICIONES Y CONSIDERACIONES PRELIMINARES

Fundamentalmente, estas definiciones y consideraciones preliminares están referidas a:

1. la composición del suelo total con la presentación de dos ejemplos de suelos llaneros;
2. unas definiciones básicas: Fertilidad, Fertilización, Rizósfera y
3. unas diferencias fundamentales entre cultivos anuales y pasturas permanentes.

Composición del suelo total: ejemplos de suelos llaneros

Parece importante primero concienciar al lector del orden de magnitud de los principales constituyentes minerales de suelos llaneros.

Empezaremos por un ejemplo de suelo del piedemonte andino, el Alfisol (kandic Paleustalf en la unidad PP1 del mapa de suelos presentada en el Capítulo 3 de la Monografía “Tierras Llaneras de Venezuela) que puede considerarse como un ejemplo de los mejores suelos llaneros, desde el punto de vista agrícola, con un grado de alteración mínimo y en donde se puede todavía notar la presencia de algunos minerales primarios como feldespatos sódico-potásicos y biotitas alteradas.

Luego, veremos el ejemplo del otro extremo de los suelos más pobres, el caso de un Ultisol u Oxisol representativo de los suelos muy alterados de los Llanos Centrales y Orientales de Venezuela (Mesa de Guanipa).

Estos ejemplos ayudarán el lector a ubicarse mejor en los comentarios de los ciclos biogeoquímicos que constituyen este capítulo en el contexto local de los suelos llaneros de Venezuela

El Alfisol de Barinas (planicie aluvial del Pleistoceno PP1)

En la Monografía “Tierras Llaneras” se encontrará una descripción y un análisis detallado de este suelo representativo de unas terrazas ubicadas a unos 15 a 20 metros arriba del nivel del rio Santo Domingo. Los datos numéricos presentados en el Cuadro 1.1 y la Figura 1.1 corresponden a los porcentajes ponderales de óxidos de los diez elementos mayores analizados.

Cuadro 1.1. Composición mineral del Alfisol (PP1) de Barinas. Jardín Botánico UNELLEZ

COMPOSICIÓN SUELO TOTAL		SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	H_2O	TOTAL
Horizonte	Profundidad	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
A1	0-20 cm	79,50	8,30	3,70	0,10	0,33	0,17	0,40	2,20	0,45	0,12	4,20	99,47
B1	20-40 cm	73,00	11,10	4,60	0,10	0,41	0,15	0,40	2,20	0,53	0,09	5,60	98,18
B2 y B3	40-100 cm	72,00	12,00	4,60	0,10	0,44	0,16	0,50	2,20	0,55	0,09	6,00	98,64

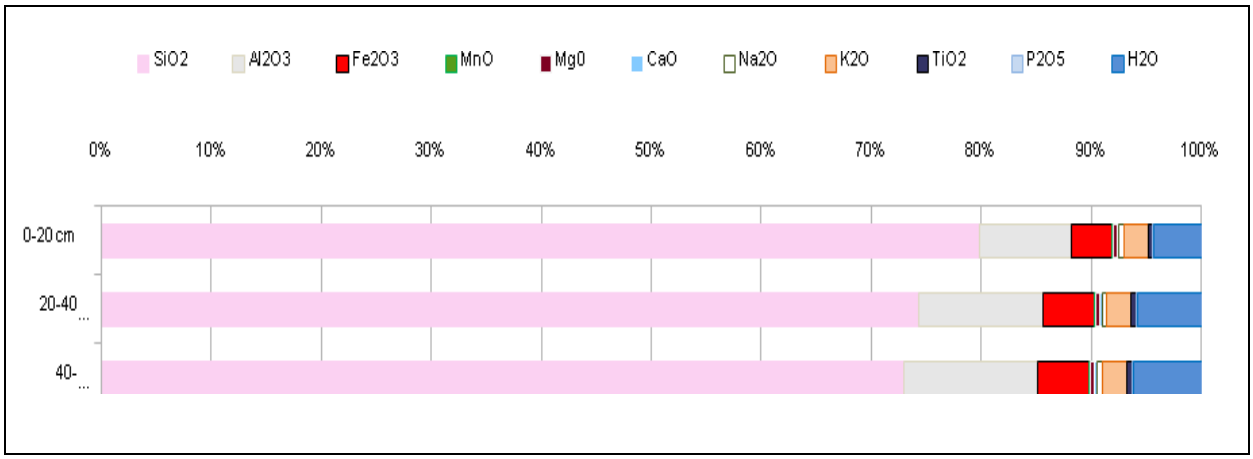


Figura 1.1. Composición mineral del Alfisol (PP1) de Barinas.

El porcentaje ponderal de SiO_2 varía entre 70 y 80% de suelo total, hecho primordial que evidencia mejor la representación gráfica de los resultados analíticos. Tomando en cuenta una relación molar SiO_2/Al_2O_3 del orden de 4 para los feldespatos y micas y 2 para las arcillas kándicas (de la familia de la caolinita), se puede deducir que por lo menos 60% del silicio está presente en forma de cuarzo en el horizonte superficial y el resto está combinado con Al_2O_3 en los minerales primarios y secundarios. En los horizontes inferiores, esta proporción de sílice libre baja hacia 40%.
Dado el estado de alteración de los micas que se pueden observar en la parte inferior del perfil, se puede estimar que la casi totalidad del hierro está presente en forma de óxidos e hidróxidos.

En el caso de este suelo relativamente joven sobre un material poco alterado, la presencia de una cantidad notable de K_2O (2 a 3%) debe corresponder a feldespatos de la serie sódico-potásica andina lo que concuerda con la casi ausencia de calcio. Esta cantidad de potasio, del orden de 60 toneladas por hectárea en la capa de arado, garantiza que en general no debe ser necesaria una fertilización potásica en este tipo de suelo.

El último constituyente mencionado en cantidad notable es el agua que corresponde en realidad en parte a la materia orgánica y a la humedad de la muestra analizada pero también al agua

ligada a los hidróxidos y a las arcillas relativamente abundantes (entre 20 y 30%) en todo el perfil de este suelo.

El suelo arenoso de Guanipa

Este ejemplo representa un caso extremo de suelo arenoso donde la casi totalidad de la sílice está presente en forma de cuarzo (Comerma y Chirinos, 1976), Cuadro 1.2. De un suelo tan pobre en minerales primarios, (aparte del cuarzo) y en arcillas no se puede esperar mucha participación en la nutrición mineral y en el desarrollo de una biomasa vegetal abundante.

Cuadro 1.2. Composición mineral de un Oxisol de la Mesa de Guanipa. (Perfil GUA 5)

COMPOSICIÓN SUELO TOTAL		**SiO_2**	**Al_2O_3**	**Fe_2O_3**	**MnO**	**Mg0**	**CaO**	**K_2O**	**TiO_2**	**P_2O_5**	**BaO**	**H_2O**	**TOTAL**
Horizonte	Prof. cm	**%**	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
B12	30-50	**94,14**	3,02	1,13	0,04	0,006	0,014	0,05	0,23	0,01	0,02	1,45	100,11
B21	80-110	**91,87**	4,43	1,46	0,03	0,004	0,008	0,09	0,32	0,01	0,03	1,87	100,12
B23	170-250	**91,84**	4,20	1,47	0,03	0,004	0,011	0,07	0,26	0,03	0,03	1,74	99,69

En la cultura científica básica de la mayoría de los actores de la producción agrícola, no existe en general la conciencia clara de esta repartición de los principales constituyentes del suelo, en este caso particular, una proporción de sílice tan preponderante y de elementos nutritivos tan relativamente escasos. Esperamos que estos dos ejemplos despierten el deseo de conocer mejor la composición total de los suelos antes de hablar de su fertilidad y de su fertilización.

Definición de la Fertilidad

La fertilidad del suelo de un lugar dado se puede definir como "su potencial productivo para un cultivo determinado". Si no se adopta este tipo de definición concreta para un concepto estático como es el de potencial productivo, la fertilidad de los suelos queda como una noción vaga y confusa que no corresponde a conceptos científicos bien definidos. Por lo tanto, es preferible hablar del **potencial productivo de un cultivo dado en un lugar dado** el cual depende, entre varios otros factores, de la capacidad del suelo para suministrar elementos nutritivos a las plantas. Esta capacidad de suministro depende a su vez de las características de flujos de los nutrientes (cinéticamente definidos por los factores cantidad e intensidad como lo veremos más adelante en el caso del potasio), que deben continuamente pasar por la solución del suelo para poder abastecer a las plantas.

El nivel adecuado y equilibrado de estos flujos no depende sólo de cantidades de nutrientes presentes en el suelo en un momento dado bajo diversas formas, sino también de varios factores: estructurales, hídricos, biológicos entre otros que no siempre son bien evaluados por los métodos rutinarios de análisis de suelo. Estos factores por lo tanto, no deben ser excluidos de la definición de fertilidad que tiene que abarcar el sistema suelo-planta en toda su complejidad.

Teóricamente, si se pudiesen eliminar todos los factores limitantes, la fertilidad máxima podría permitir alcanzar el potencial genético de la planta considerada, es decir *la capacidad de producción teórica de la planta en condiciones óptimas de crecimiento.* En la práctica, sólo se puede considerar el

potencial productivo de un sitio dado para un cultivo dado, la cual será siempre inferior al potencial genético. Este potencial local de producción constituye entonces la meta real de las diversas formas de manejo que contempla el proceso de fertilización.

Definición de la Fertilización

La fertilización se puede definir como "el conjunto de operaciones necesarias para establecer o restablecer la fertilidad potencial".

Esta amplia definición corresponde a un conjunto de varias acciones coordinadas destinadas a restaurar o mejorar el potencial productivo, lo que permite considerar los aportes de nutrientes minerales, sólo como una parte de las operaciones de fertilización de los suelos. En la práctica, estas operaciones deben organizarse en base a una estrategia integral de manejo de la fertilidad del suelo a corto, mediano y largo plazo y no limitarse a la simple restitución aritmética de las exportaciones de nutrientes por las cosechas.

Cuando se siguen estrategias demasiado simplificadas para restaurar la fertilidad, (a menudo por razones puramente comerciales), ello conduce a dos tipos de inconvenientes:

- Se produce primero una imperceptible disminución de la fertilidad difícil de analizar a tiempo para restaurarla de manera preventiva.
- A lo largo de un lapso variable de tiempo, puede ocurrir una destrucción tan grande del potencial productivo, que corregir "*a posteriori*", se hace al final imposible.

En Venezuela, y en particular en los llanos como en muchas sabanas del mundo, se han presentado los dos tipos de inconvenientes. Ninguna política preventiva de detección precoz de las pérdidas de fertilidad fue implementada a tiempo. Como en casi todos los países del mundo, las instancias gubernamentales fueron en general más motivadas por la productividad inmediata y la rentabilidad económica que por la sustentabilidad a largo plazo. Conviene anotar aquí que Venezuela, en su constitución actual, es el único país que menciona explícitamente la sustentabilidad como objetivo del uso agrícola de las tierras (artículos 128,299, 305, 306,307 citados por Casanova, 2005)

Cuando la pérdida total o parcial de la fertilidad se hace demasiado evidente (caso de la compactación de los suelos sometidos a cultivos intensivos en Turén, ejemplo evocado en detalle en la Monografía regional "Tierras llaneras") los científicos intervienen a posteriori más para constatar y explicar los daños, muchas veces irreversibles, que para corregir los efectos de prácticas inadecuadas.

Esperamos que el presente capítulo sirva a consolidar las bases científicas de una futura política de racionalización del diagnóstico de la fertilidad y de las prácticas de fertilización en sabanas.

Rizoplan y efecto de los gradientes de concentración

El rizoplan

No se puede iniciar la descripción de los ciclos de los principales nutrientes sin recordar las principales reglas que rigen su entrada en la planta a partir de la solución del suelo vía la rizosfera, parte del suelo más cercana de las raíces, y cuyo comportamiento está primordialmente influenciado por la biomasa radical y su entorno microbiano.

Para entender el orden de magnitud de los fenómenos de contacto suelo-planta, es indispensable saber que la longitud de las raíces de un cultivo puede llegar de 2 hasta 10 km de largo por m^2 de terreno cultivado, lo que representa por lo menos 10 a 50 metros cuadrados de superficie de contacto suelo/raíz por metro cuadrado de terreno, si se considera un diámetro radicular promedio de un milímetro.

Esta evaluación de superficie del rizoplan, se debe considerar como un mínimo, por no tomar en cuenta, ni las raíces finas y menos todavía los pelos absorbentes (Figura 1.2). Pero es suficiente para entender que la concentración de nutrientes en la solución de suelo, puede bajar muy rápidamente, hasta casi 0 en el rizoplan. Se crea así rápidamente una gradiente de concentración que es el motor del proceso de difusión iónica.

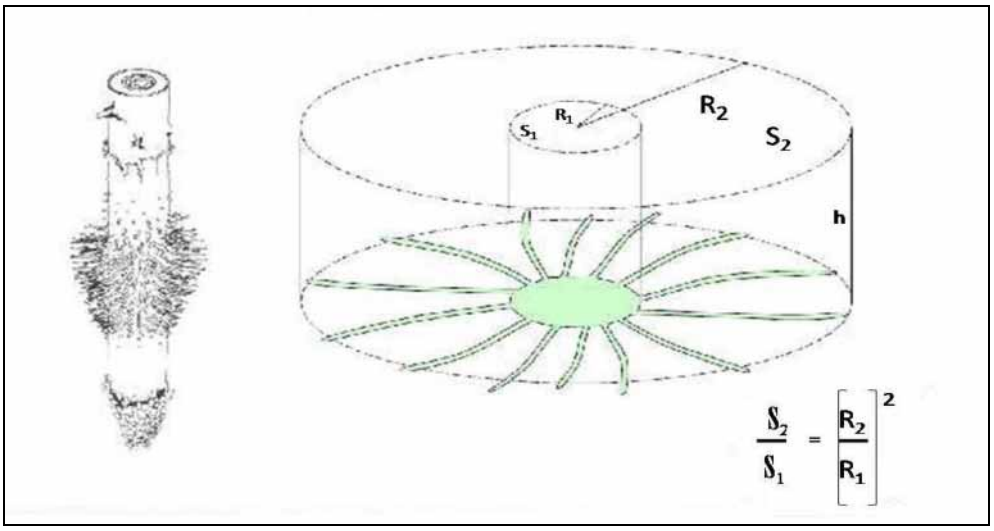


Figura 1.2. Estructura de la rizósfera: papel de los pelos absorbentes S_1 y S_2 son las superficies de la raíz y del rizoplan, R_1 y R_2 los radios respectivos de la raíz y de la rizósfera

Los gradientes de concentración

Conocer las leyes básicas del fenómeno de difusión de los nutrientes en el suelo cerca de las raíces es importante para poder entender la fertilidad y racionalizar la fertilización. Los conocimientos actuales sobre las características de las raíces y de los mecanismos de intercepción de los nutrientes permiten simularlos por modelos que marcaron progresos decisivos al tomar en cuenta el desarrollo de la biomasa radical y las características de la difusión de los nutrientes a sus alrededores (Jungk, 1997).

Los coeficientes de difusión de los nutrientes en agua a través de una membrana son relativamente fáciles de determinar siguiendo la lógica de la fórmula de Fick.

$$Q = -(dc/dx)\,AD$$

Donde:

Q = la velocidad de paso del soluto (mg/seg) perpendicularmente a la interfase
dc/dx = gradiente de concentración (cambio de concentración en mg/mL a lo ancho de la interfase (cm) que separa las dos soluciones)
A = área de la interfase (cm^2)
D = coeficiente de difusión (cm^2/seg)

El coeficiente de difusión depende de la temperatura y de las propiedades de la sustancia que difunde y de la naturaleza del medio (interfase) a través de la cual se realiza la difusión. El signo negativo simboliza el hecho que el paso de materia tiene lugar "cuesta-abajo" es decir, desde la solución más concentrada a la menos concentrada.

Pero, en el suelo, se complica la situación porque se debe tomar en cuenta varios factores. Primero la humedad del suelo, su densidad aparente, su textura, pero también su poder amortiguador *(buffer)* que condiciona la realimentación de la solución a medida que su concentración baja por efecto de la absorción radical. En efecto, el agotamiento de nutrientes del suelo rizosférico no concierne solamente a la solución, sino también a la fase insoluble de los nutrientes intercambiables, fase fuertemente solicitada por la raíz (Figura 1.3).

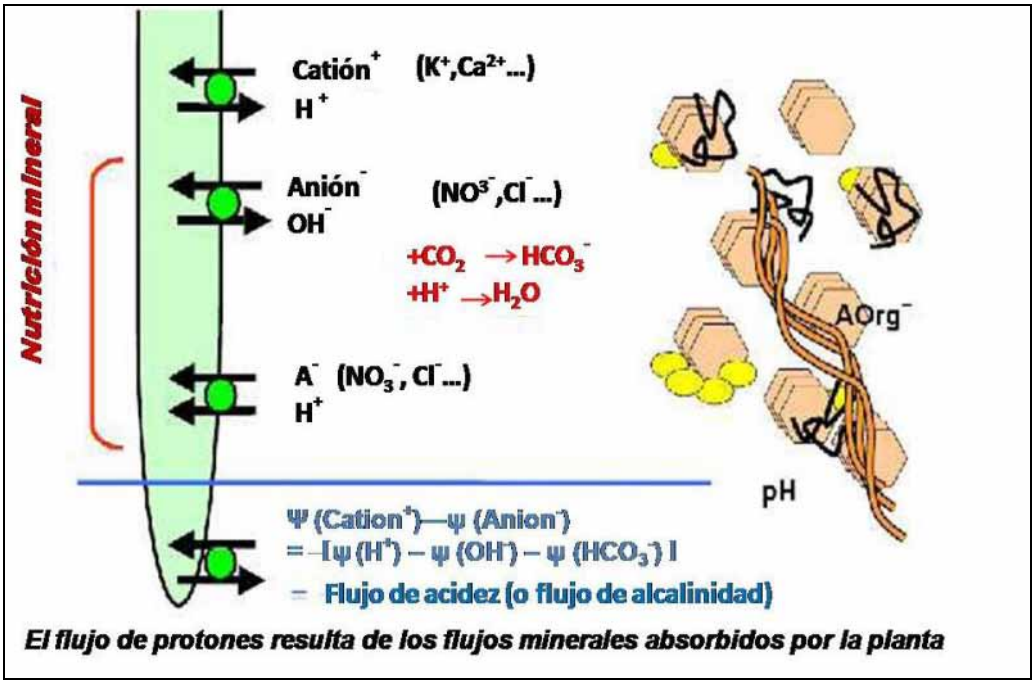


Figura 1.3. Intercambios iónicos en la rizósfera: las entradas de aniones y cationes a la raíz son compensadas por la salida de hidrogeniones (H^+) o hidróxilos (OH^-) procediendo de la descomposición de moléculas de agua (H_2O)

Sólo el uso intensivo y sistemático de modelos que simulen de la mejor manera el funcionamiento del sistema suelo-planta, podrían ayudar a sustituir la noción demasiado vaga y estática de “elemento disponible” que impera todavía en la enseñanza de ciencia de suelo y en el discurso de los extensionistas. Uno de los principales objetivos del presente Referencial Científico es de sustituir esta noción un tanto obsoleta de “disponibilidad” por el concepto de flujo (actual y potencial) de cada nutriente que además corresponde a la lógica de las modelizaciones.

Diferencias entre cultivos anuales y pasturas permanentes

Es conveniente enfatizar algunas diferencias fundamentales en el manejo entre los **cultivos anuales** y las **pasturas permanentes** que afectan de manera importante los ciclos biogeoquímicos de nutrientes.

Los **cultivos anuales** se caracterizan por el contraste entre períodos de preparación del suelo, del cultivo *per se* y de post-cosecha. La preparación de la tierra y la fertilización favorecen diversos tipos de pérdidas de elementos, en particular las de elementos con fases gaseosas en sus ciclos biogeoquímicos como el nitrógeno y el azufre. En el caso del cultivo, se intensifica la exportación anual de nutrientes durante el período corto de cosecha, mientras que en el período de post-cosecha, las pérdidas por lixiviación o por escorrentía son rápidas y el suelo puede quedar expuesto a desarreglos estructurales o de carencia de nutrientes. El primer síntoma de este desequilibrio es la destrucción de la estructura del suelo. En Brasil por ejemplo, el seguimiento de parcelas instaladas en los Cerrados con pastos permanentes y en rotaciones de cultivos, ha permitido constatar la desaparición de la mitad de los agregados de tamaño superior a 2 mm en un suelo sometido a sólo cuatro años de arado (Ayarza, 1993).

Por lo contrario en **las pasturas permanentes,** como consecuencia del establecimiento continuo del cultivo, el reciclaje de nutrientes tiene lugar varias veces antes de la exportación o cosecha. Por ejemplo, las exportaciones anuales de los principales nutrientes correspondientes a una producción anual de leche de 4500 litros son del orden de 50 kg de nitrógeno, 6 a 7 kg, tanto de potasio como de calcio, 5 kg de fósforo y 0,5 kg de magnesio. La consecuencia de estas exportaciones, relativamente modestas, es que el suelo no se aleja demasiado de su estado de equilibrio nutricional. (Murphy, 1986).

Además, una vez exportado por la actividad ganadera, la mayoría de los nutrientes vuelven al suelo en forma localizadas como excreciones, lo que constituye otro carácter específico del sistema de cultivo forrajero. La consecuencia del reciclaje externo y de la localización de los nutrientes, es que para que ocurra su uniformización espacial, se requiere un largo tiempo que puede variar de 5 (con 1 unidad de ganado 1UG ha^{-1}), a 25 años (con 0,2 UG ha^{-1}).

Por otra parte, la localización de las excreciones animales puede inducir pérdidas intensas (de nitrógeno y de potasio por ejemplo) en los sitios donde se localizan altas concentraciones puntuales. Por ser de naturaleza micro local, este fenómeno no se suele tomar en cuenta a tiempo hasta que la acumulación de pérdidas locales llega a contaminar ríos, cuencas enteras y hasta el litoral marítimo.

Bajo estas premisas preliminares, podemos empezar la descripción de los principales ciclos biogeoquímicos empezando con el del agua, base de todo sistema vivo, luego el de la materia orgánica, del nitrógeno y de los principales constituyentes mayores y menores de las biomasas vegetales y edáficas del sistema suelo-solución-planta.

CICLO DEL AGUA Y SOLUCIÓN DEL SUELO

En el caso de los suelos, espacio donde se organiza la interfase compleja entre biósfera y litósfera, parece indispensable detenerse un tanto en lo que constituye la “solución del suelo”. Dicha solución es el agente primordial del funcionamiento de esa interfaz y su conocimiento constituye uno de los pilares fundamentales del presente Referencial Científico.

Simulaciones del ciclo

Cualitativamente, los términos del ciclo del agua son los mismos en todos los ecosistemas o agro-ecosistemas (Sarmiento, 1980) pero, cuantitativamente, pueden diferir mucho. Los datos numéricos indicados en la Figura 1.4, son solamente indicaciones de flujos anuales que pueden encontrarse en sabanas tropicales como los llanos venezolanos.

En general, se mide con bastante precisión la precipitación y la humedad del suelo. Pero, para que los modelos de simulación de los sistemas suelo-planta sean suficientemente confiables, la

descripción de los ciclos de nutrientes no debería, desde un comienzo, ser afectada por errores sistemáticos en la valoración del ciclo del agua. Como ejemplos de error sistemático, podemos citar la mala estimación de la ascensión capilar a partir del sub-suelo, de la transpiración de la cobertura vegetal, o de la exudación radicular. En efecto, tales errores iniciales sólo podrán corregirse por otros errores compensatorios en los modelos que analizan los elementos en solución (Cabelguenne *et al*., 1986). Por lo tanto, para llegar a una mejor aproximación de la simulación de los procesos en los sistemas suelo-planta, es necesario mejorar, correlativamente, tanto la simulación del funcionamiento de los ciclos del agua como la de los nutrientes minerales (Addiscott, 1996).

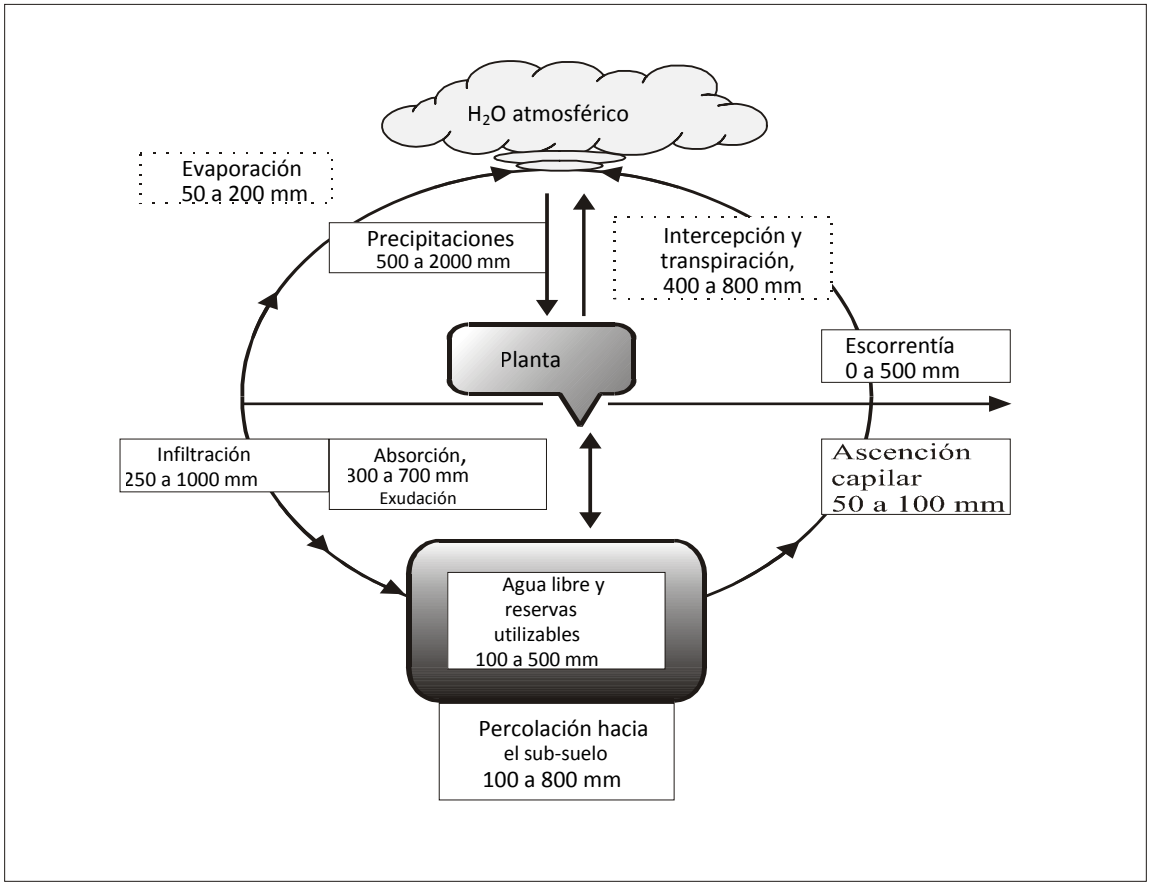


Figura 1.4. Ciclo del agua, orden de magnitud de los flujos anuales que pueden ocurrir en los suelos de sabana tales como los llanos venezolanos.

En la práctica, siempre será importante caracterizar no solamente las entradas y salidas de agua en cada sistema con la mayor precisión posible pero también los flujos intermedios o internos para poder entender las posibles alteraciones en sus flujos evitando así intervenciones erróneas a lo largo del cultivo.

Afortunadamente, la modelización del ciclo del agua ha sido bien estudiada desde hace varios años (Addiscott y Wagenet, 1985; Saxton, 1985 Raes *et al*., 1983). Estos modelos, simulan la transferencia del agua de un compartimiento al otro y deben ser calibrados y validados en condiciones específicas que permitan modificar la repartición del agua en el perfil y su disponibilidad

para las raíces (Delgado, 1988). Un buen ejemplo de la necesidad de modificación de los modelos, ha sido dado en el caso de los suelos volcánicos de Nicaragua, donde la ascensión capilar puede jugar un papel importante (Maraux, 1998), tal parámetro estaba oculto en modelos anteriores que no tomaban en cuenta este fenómeno en sus simulaciones.

La solución de suelo como medio de síntesis mineral y de transferencia iónica

Arcillogénesis

Como es sabido, la formación de los suelos (o pedogénesis) consiste primero en la destrucción progresiva de los minerales primarios y la síntesis de minerales secundarios. Es importante recordar las condiciones necesarias para esta síntesis de minerales compuestos básicamente por un esqueleto de silicio y de aluminio (jugando el papel aniónico) acompañado de varios cationes como Mg^{+2}, Fe^{+3}, Fe^{+2}, los cuales van a jugar un papel importante y variable *en las propiedades del mineral en formación*, de acuerdo al lugar que ocupan en la estructura cristalina. Todo ese proceso de arcillo-génesis se va organizando en la solución de suelo.

En este proceso, la heterogeneidad del suelo juega un papel importante porque la cristalogénesis sólo puede funcionar en una solución de baja concentración y limpia de elementos ajenos a la estructura en formación. En efecto, el grado de impureza tolerado por el proceso de neo-formación es muy bajo.

El silicio es bastante soluble en un amplio rango de valores de pH y no tiene dificultades para asociarse en una red cristalina donde ocupa un espacio de forma tetraédrica. El aluminio, menos soluble, se asocia fácilmente a una o dos capas tetraédricas de silicio formando arcillas de tipo 1/1 o 2/1.

Si la solución es, a la vez muy pura y bien suplida, los cristales formados pueden ser grandes y de geometría perfecta (lo que va reflejar la calidad de la difracción de Rx). Es a menudo el caso de la caolinita, que se va formar en suelos previamente limpios de sales de todo tipo. Pero puede ser también el caso de sitios ubicados dentro de agregados o micro-agregados capaces de jugar el papel de filtro para evitar la presencia de impurezas en el micro-sitio sede del proceso de arcillo-génesis que está en curso.

Esta heterogeneidad explica que pueden co-existir en un mismo suelo, varios tipos de arcilla correspondientes a contextos geoquímicos diferentes y hasta opuestos: la cristalización de arcillas kándicas en el contexto desmineralizado y ácido de unos micro sitios superficiales, con la de arcillas de tipo 2/1 en un contexto más alcalino en general calci-magnésico y rico en cationes de todo tipo en los sitios más profundos de alteración de una roca madre básica sedimentaria o volcánica.

En algunos micro-sitios, la solución del suelo puede así favorecer el proceso de "**agradación"** según el neologismo inventado por Millot (1964) para definir la neo-formación de minerales arcillosos por oposición al término de degradación. Al mismo momento, pero en otro micro-sitio del mismo perfil, la solución de suelo puede también servir de lugar a la degradación de minerales primarios o de otras arcillas heredadas.

El esqueleto silico-alumínico de los minerales primarios puede ser parcialmente conservado en los minerales heredados por el suelo y más o menos transformados en medios acuosos de bajo nivel de impurezas. Este tipo de proceso da lugar a la formación, en la solución del suelo, de minerales tales como vermiculitas y todo tipo de interestratificados. Por supuesto, este tipo de heterogeneidad favorable a la formación de minerales secundarios diversificados por **transformación**, es frecuente en suelos jóvenes que se van homogeneizando con el avance de la pedogénesis y de la evolución del suelo.

No se puede terminar estas consideraciones sobre el papel de la solución del suelo como medio de evolución de las arcillas de los suelos (procesos de "**agradación"** por **neo-formación** o **transformación** o procesos de **degradación**) sin mencionar un tipo de interacción que puede producirse en presencia de constituyentes orgánicos.

En efecto, tales constituyentes más o menos evolucionados y polimerizados, pueden inhibir parcial o totalmente el proceso de cristalización. Por ejemplo, constituyentes orgánicos cargados negativamente puede competir con el proceso de neoformación para formar complejos estables con elementos como el hierro o el aluminio. Igualmente, otros cargados positivamente puede participar en reacciones de intercambio aniónico (McBride, 1994). En fin, moléculas orgánicas inertes obstaculizan sencillamente la formación de la red cristalina sólo por su presencia en el medio como impurezas. Es el caso, en primer lugar, de algunos suelos volcánicos donde abundantes precipitados sílico-alumínicos proveniente del hidrólisis de los minerales y vidrios primarios de la roca-madre, no pueden cristalizar durante decenas de siglos porque las condiciones pedo-climáticas no permiten la evaporación de la solución del suelo y, por lo tanto, la mineralización de los compuestos orgánicos inhibidores de la cristalización de arcillas. También un fenómeno similar puede ocurrir en suelos ácidos afectados por la podzolisación, donde coexisten la degradación de los minerales y la inhibición de la arcillo-génesis.

Pero si estas condiciones cambian por deforestación, laboreo del suelo o cualquier otra causa, se pueden crear condiciones favorables a la cristalización de minerales secundarios y la pedogénesis se reorienta en general hacia la formación de Mollisoles con arcillas de tipo 1/1 y 2/1. Estas interacciones entre la evolución de los constituyentes orgánicos y minerales de la solución de suelo pueden también manifestarse de otra manera. En varios contextos, se pudo comprobar que las alternancias de ciclos de humedad-sequía de los suelos favorecen la mineralización de los constituyentes orgánicos. En estos casos, no solamente los suelos son pobres en materia orgánica pero correlativamente se enriquecen en arcillas de neoformación.

Transferencia iónica y Tiempo medio de residencia de los nutrientes en la solución de suelo

Antes de empezar las descripciones de los ciclos biogeoquímicos de los constituyentes mayores y menores de las biomasas, parece útil aclarar aquí el concepto de **Tiempo Medio de Residencia (TMR)** de algunos de los nutrimentos que necesariamente tienen que pasar algún tiempo en la solución del suelo antes de ser absorbido por las raíces.

En el marco del análisis compartimental de un sistema complejo como lo es el sistema suelo-solución-planta, el tiempo necesario para que un elemento dado desaparezca de un compartimiento dado puede constituir un dato cinético de gran interés. Ese tiempo de residencia sirve para establecer las ecuaciones de entrada o salida del sistema o de flujo del elemento de un compartimiento a otro y definir así las condiciones de equilibrio dinámico de todo o de parte del sistema.

Es importante resaltar aquí un hecho fundamental aunque poco citado, tal vez por considerarse como sobreentendido por los especialistas lo que no es el caso de la mayoría de los agrónomos y menos aún de los productores. En efecto, la presencia de un anión o de un catión en la solución del suelo, parece algo estático a nivel cuantitativo global mientras que a nivel de un anión o un catión se trata de un fenómeno aleatorio de tipo estadístico o probabilístico.

De manera muy general, los átomos (todos sujetos al movimiento browniano) que están en un momento dado en estado de catión o de anión libre en la solución pueden pasar a un estado

insoluble (adsorbido o precipitado o integrado en una estructura cristalina) mientras que otro átomo, de la misma especie química, puede al contrario salir de su estado insoluble para pasar a la solución.

Aún en los cristales más duros, los átomos de la estructura cristalina tienen una probabilidad baja, pero no nula, de salir de la estructura cristalina dejando un vacío o siendo sustituido por otro átomo de la misma especie.

En otros términos, el hecho que la concentración del elemento en la solución sea constante, es el resultado de intercambios que no percibe el químico con sus instrumentos. En el caso específico de un estado de equilibrio dinámico del sistema suelo-solución, la constancia de la concentración de un elemento en la solución del suelo no resulta de la inmovilidad de los átomos implicados en la fase sólida y líquida sino de una compensación constante entre entradas y salidas iónicas en la solución del suelo.

Más adelante, veremos la importancia del esta visión probabilística de la permanencia, o no, de los elementos en la solución del suelo en el momento de utilizarla para lograr con trazadores isotópicos, informaciones sobre las características cinéticas de los flujos suelo-solución. Para ello, se introduce en el sistema suelo-solución una cantidad mínima de un isótopo del nutriente que se quiere estudiar. En efecto, para que la determinación de una cinética sea válida, el isótopo trazador debe obligatoriamente ser introducido sin alterar los equilibrios físicos, químicos y biológicos del sistema suelo-solución o suelo-solución-planta estudiados. Por lo general, se va tratar principalmente de nitrógeno o fósforo, cuyo isótopo va poder entrar en este juego probabilístico de disolución-insolubilización y, por lo tanto, va a desaparecer progresivamente del compartimiento donde fue introducido, que es, casi siempre, la solución del suelo. Pero la química clásica ignora esta visión probabilística, válida solamente a la escala del ión o de la molécula, y sólo considera la resultante de estos constantes intercambios entre formas soluble e insolubles. Haciendo mediciones sucesivas del trazador en la solución, se podrá constatar que el isótopo introducido al tiempo 0 (t_0) va a desaparecer progresivamente de la solución y repartirse en todos los compartimientos del sistema en relación con los criterios químicos o físicos de accesibilidad correspondiente. Esta repartición del trazador en el sistema se llama **dilución isotópica**[17] porque se trata de repartir el isótopo trazador en el conjunto del elemento trazado en todo el sistema. La cinética de esta repartición depende de las condiciones físico-químicas y biológicas del medio y por lo tanto es muy útil establecer una expresión matemática de la resultante de los múltiples fenómenos implicados en esta repartición.

Los parámetros de las ecuaciones de la **cinética de dilución isotópica** juegan un papel primordial a la hora de definir los flujos de nutrientes que atraviesan el sistema a través de los compartimientos como la solución del suelo, la biomasa microbiana etc. A lo largo de esta dilución isotópica, las concentraciones químicas del elemento quedan constantes, sólo cambia la proporción del trazador isotópico en relación al elemento total, por ejemplo $^{32}P/^{31}P$.

En el caso específico del nitrógeno, no se debe olvidar la existencia de una pequeña proporción de ^{15}N natural en el aire y todos los demás constituyentes nitrogenados de la naturaleza, proporción de aproximadamente 0,366% llamada tasa natural. Por lo tanto, la relación que se utiliza ((^{15}N introducido - ^{15}N natural)/^{14}N) se llama **<u>exceso isotópico</u>** para diferenciarla de la tasa isotópica que se refiere a la totalidad del ^{15}N presente en la muestra que sea de origen natural o artificial.

Después de estas aclaratorias sobre el papel clave de la solución del suelo en la transferencia de los elementos de un compartimiento a otro del sistema suelo-solución-planta, podemos pasar a la descripción de los ciclos de los constituyentes orgánicos y minerales implicados.

---

[17] Es importante no confundir esta repartición del trazador, llamada generalmente **dilución isotópica**, con la **dilución química** que consiste en disminuir la concentración del elemento, bien sea por sustracción del elemento o por adición de solvente.

EL CICLO DE LA MATERIA ORGÁNICA

Generalidades, entradas al sistema

Se examina primero el ciclo de la materia orgánica en su conjunto, dado que, para el uso agrícola de los suelos, no es procedente separar artificialmente el destino del carbono y del nitrógeno elementos estrechamente imbricados. Tanto en las moléculas de los diversos constituyentes orgánicos, como en las fases de mineralización y organización, el carbono y el nitrógeno, se juntan y se separan sin cesar, particularizándose en estos procesos el carbono y el nitrógeno que participan en la vida del suelo.

Históricamente, la modelización del ciclo de la materia orgánica de los suelos se ha desarrollado inicialmente a partir de las mediciones de radioactividad natural y artificial del ^{14}C (Jenkinson y Rayner, 1977). Últimamente se ha apoyado más sobre estudios isotópicos del nitrógeno, debido a la importancia agronómica de este elemento. Por ello, hemos preferido presentar primero un esquema mixto donde aparecen las principales etapas de los ciclos del carbono y del nitrógeno, lo que evidenciará mejor sus semejanzas y diferencias (Figura 1.5). Nos limitaremos aquí a los datos relacionados con la producción primaria y las reservas de materia orgánica en su conjunto.

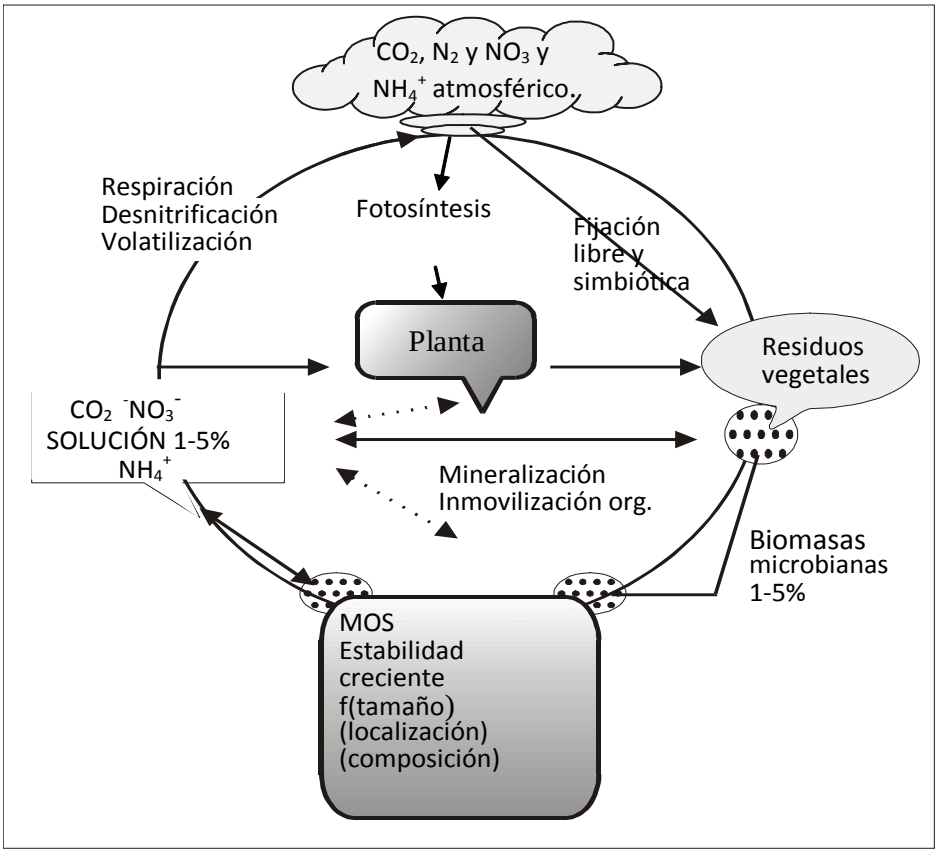


Figura 1.5. Principales etapas del ciclo de la materia orgánica. C total de un suelo de sabana natural 15 a 30 toneladas de C total en los primeros 25 cm por 1 a 2 toneladas de nitrógeno total según el tipo de suelo.

Entradas al sistema

Utilizaremos la diferenciación propuesta por Sánchez (1989), entre las entradas orgánicas (básicamente tejidos vegetales que proceden de partes aéreas o de raíces) y la materia orgánica del suelo, la cual resulta de la transformación (humificación) de estos residuos vegetales por la fauna y la microflora del suelo. De acuerdo a su composición inicial, los productos de descomposición de los residuos vegetales se asocian más o menos a las arcillas (Hassink, 1995), luego pueden ser re-mineralizados, con más o menos facilidad, según su ubicación adentro o afuera de los micro-agregados (Hassink, 1994). Al final del proceso de descomposición de los residuos vegetales, una gran parte del carbono sale en forma de CO_2, mientras que el resto se organiza en biomasa y en humus, asociándose en una buena proporción con el nitrógeno (Amato y Ladd, 1980; Ladd *et al*., 1981).

En el caso de las sabanas naturales ubicadas en suelos bien drenados como las sabanas de Trachypogon, la tasa de descomposición anual de los desechos vegetales es del orden de 2 a 3 toneladas de materia seca, o sea menos de la mitad de la producción primaria que está por el orden de 3 a 9 Mg ha^{-1} $año^{-1}$, el resto siendo perdido por respiración y volatilización o incorporado a la reserva de materia orgánica del suelo. Esta descomposición anual de la materia orgánica superficial da lugar a la liberación de nitrógeno y de fósforo que representa una participación minoritaria pero significativa a la producción primaria de biomasa vegetal de las sabanas naturales. (Ver más detalles en el Capítulo 8 de la Monografía "Tierras llaneras de Venezuela").

Flujos brutos de mineralización y organización del C y N y sus resultados netos

El examen del esquema del ciclo de la materia orgánica da la oportunidad de diferenciar los flujos de organización y de mineralización del carbono y del nitrógeno, elementos que constantemente entran y salen del suelo.

A través de la fotosíntesis, el carbono entra en el suelo en forma orgánica de residuos vegetales y de exudados radiculares y sale principalmente por la respiración de las biomasas vegetales y microbianas, la respiración constituye así el principal flujo de mineralización del carbono del sistema suelo-planta. El resultado neto de estos dos flujos antagónicos de mineralización y organización contribuye a la reserva de carbono orgánico del suelo. Durante las diversas fases de la vida del suelo, este resultado neto puede ser nulo o corresponder a un incremento, o bien a una disminución de estas reservas de carbono orgánico del suelo.

En el caso del nitrógeno y demás nutrientes, los flujos de organización y mineralización son más complejos, como lo vamos a ver a continuación, pero del mismo modo, se deben diferenciar los flujos brutos de sus resultados netos para poder luego construir modelos matemáticos capaces de simular correctamente los fenómenos y sus resultados.

Antes del desarrollo de la modelización, las investigaciones sobre la dinámica del nitrógeno se limitaban a evaluaciones del resultado neto de los procesos brutos de mineralización (M) y organización (O para inmovilización en forma orgánica) del nitrógeno en un periodo de tiempo. El resultado de esta operación aritmética (M-O) se identificaba como mineralización neta.

Organización del C y N: papel de los residuos de cosecha y de la Biomasa microbiana

Residuos de cosecha

Una vez que las plantas se transforman en residuos vegetales y se incorporan al suelo, dichos residuos son, en su mayoría, mineralizados durante el primer año. Los estudios con residuos de un

ray-grass (*Lolium perenne*) marcado demostraron que, al final del primer año, sólo queda un 33% del carbono enterrado en suelos templados y 20% en un suelo tropical. Esta proporción sube un poco para los residuos de maíz pero se duplica (60 a 70%) para las raíces de pasto las cuales resisten mucho más a los procesos de descomposición (Stevenson, 1986). La biomasa radicular de pasturas puede entonces así constituir una buena fuente de materia orgánica para la reconstitución del estatus orgánico de los suelos cultivados.

Las partes no mineralizadas de estos residuos, son progresivamente transformadas por una biomasa microbiana adaptada a la utilización de los principales constituyentes de la materia vegetal. Por ello, la simulación de estas transformaciones ha sido notablemente mejorada cuando se estudian las diferencias en la velocidad de descomposición de los residuos con relación a su contenido en carbohidratos, celulosa y lignina (Quemada *et al*., 1997).

La materia orgánica producida por esta descomposición no es cualitativamente diferente en los suelos tropicales y sus homólogos templados (Theng, 1989). Lo que puede diferenciar los suelos tropicales de los templados, corresponde más bien a las proporciones de algunos constituyentes orgánicos, así como a los factores de insolubilización y de estabilización de la materia orgánica (Eswaran, 1992).

Ello demuestra que es necesario realizar todavía más investigaciones para entender las relaciones entre los diversos tipos de constituyentes orgánicos que entran en los ciclos del carbono y del nitrógeno y participan en la nutrición de las plantas. Estas relaciones entre los residuos vegetales (residuos organizados y exudados principalmente), los residuos microbianos (cuerpos microbianos y sus exudados) y las diversas categorías de materias orgánicas ya transformadas y acumuladas en el suelo, son todavía poco conocidas. Ahondar en ello, constituye una necesidad fundamental para poder elaborar científicamente una política de uso racional de los desechos de cosecha (Sánchez, 1989).

Por ejemplo, se admite generalmente que enterrar desechos de leguminosa representa un aporte de nitrógeno, pero es difícil cuantificarlo. El uso del trazador ^{15}N (directo como residuo marcado o indirecto por dilución de un abono marcado en el nitrógeno de un residuo no marcado) permite evaluar el aporte de tales desechos y comparar su eficiencia como abono verde (Stevenson, 1998). Estudios realizados sobre la nutrición nitrogenada del maíz en monocultivo o en rotación con soya demuestran claramente que, después de un cultivo de soya, el maíz utiliza solamente una pequeña proporción del nitrógeno de los desechos de la leguminosa, pero hace mucho mejor uso del nitrógeno endógeno preexistente en el suelo (Omay *et al*., 1998). Mediciones y experimentos similares deberían repetirse en medio tropical con plantas y condiciones locales. Ello se debe hacer para las condiciones tropicales tomando en cuenta la experiencia adquirida en condiciones templadas pero, sin realizar extrapolaciones directas.

Por otra parte, se ha escrito muchas veces que los suelos tropicales tienen menos materia orgánica que los templados, dadas las altas tasas de mineralización inducidas por las altas temperaturas. Esta afirmación, no del todo cierta (Greenland *et al*., 1992), no toma en cuenta que las entradas orgánicas son igualmente más altas que en suelos templados. Por lo tanto para hacer comparaciones válidas se deben contrastar parcelas de suelos tropicales y templados, comparables no sólo en su naturaleza edáfica, sino también en su historia (Sánchez y Logan, 1992).

Para finalizar, estas consideraciones generales sobre el ciclo de la materia orgánica, presentamos en el Cuadro 1.3. datos generales de composición de las principales plantas cultivadas para dar una idea del aporte potencial de nutrientes que puede representar su mineralización en caso de su incorporación como desechos de cosecha. Al momento de evaluar el beneficio esperado, el

productor debe tener una idea del aporte que representan los desechos de cosecha como parte de las entradas de cada uno de los ciclos de nutrientes que se van a presentar más adelante.

Cuadro 1.3. Contenido mineral de los principales cultivos.

Cultivos	kg/tonelada de peso seco					
	N	P	K	Ca	Mg	S
CEREALES						
Maíz						
Grano	18,7	3,7	7,9	1,8	1,5	1,2
Paja	9,9	1,8	11,8	2,6	2,0	1,5
Arroz						
Grano	13,3	4,0	2,5	0,5	0,13	
Paja	4,5	0,6	10,4	2,4	1,5	
Sorgo						
Grano						
Paja	6,6	0,4	1,6	3,0	2,1	
PASTOS						
Panicum máximum	13,1	2,3	16,9	6,9	4,3	
Digitaria decumbens	12,6	2,0	17,2	4,2	2,8	
Pennisetum purpureum	14,6	2,3	19,2	3,4	2,5	
Brachiaria mútica	14,3	2,1	19,3	4,3	2,5	
OTROS CULTIVOS						
Yuca*	3,8	1,3	6,3	2,5	1,3	
Papa*	4,7	0,9	6,7	1,8	1,2	
Café (granos secos)	25	1,7	16	1	2	
Cacao (almendras secas)	20	4,4	10	2	2	
Banano*	1,9	0,2	5,4	2,3	3	
Caña de azúcar	0,75	0,2	1,25	0,28	0,1	

* cosechas con 10 a 20% de humedad

N.B En el caso del maíz se midieron cantidades de Azufre (S) Cobre (Cu) Manganeso (Mn) y Zinc (Zn) del orden de respectivamente 1,27, 11, 18 g por toneladas de materia seca en el grano y 1,5, 5, 15, 33 g por tonelada en la paja.
Cálculos propios según Fassbender (1993).

Biomasa microbiana

La cantidad de biomasa microbiana como agente transformador de los residuos vegetales, puede variar mucho según la cantidad de residuos y según las fases sucesivas de la vida del suelo.

Este proceso de descomposición de las partes aéreas y subterráneas no constituye, en sí, una entrada al sistema sino más bien un reciclado mediante un cambio de estado.

En los suelos de las sabanas del Orinoco, el contenido de C-Mb (carbono microbiano) es generalmente bajo (alrededor de 100 Mg C kg^{-1} de suelo, o sea 300 kg de C microbiano por hectárea), que corresponde con el bajo contenido en materia orgánica de los suelos y al rango de porcentaje indicado en el esquema general.

En las sabanas venezolanas, el N-Mb (nitrógeno microbiano) sigue en general el modelo del C-Mb, a saber valores bajos y variables en relación a la relación C/N y al tipo de materia orgánica.

Conclusiones: entradas y reservas orgánicas

El ciclo global de la materia orgánica ha sido poco estudiado en los suelos tropicales y los estudios existentes se han focalizado mucho más en los suelos forestales (Fassbender, 1993) que en los suelos dedicados al pastoreo o a cultivos anuales. En estos últimos casos, se han estudiado, más que todo, las relaciones entre materia orgánica, fertilidad (Kang, 1993) y durabilidad de los sistemas de cultivo (Swift y Woomer, 1993). En Venezuela, han sido más estudiados los ecosistemas de sabanas naturales que los agro- ecosistemas derivados, ya sean con pastos introducidos y fertilizados o con cultivos anuales de cereales.

Sin embargo, es indispensable conocer los órdenes de magnitud de las entradas y reservas orgánicas de los ecosistemas de sabana natural, para luego planificar la optimización de los sistemas de producción derivados de los suelos de sabana como lo veremos en el Capítulo 5 del presente Referencial.

La entrada de materia orgánica al sistema suelo-solución, se realiza esencialmente en forma de residuos organizados y de exudados. Estas entradas correspondientes a la producción primaria de la sabana, o sea 4 a 6 toneladas de materia seca aérea y de 2 hasta 9 de subterránea, lo que representa entradas de carbono del orden de 3 a 4 toneladas por hectárea y por año acompañados de unos 100 kg de nitrógeno. Sin embargo, poco se sabe de las entradas por exudación, por lo tanto, sería importante organizar estudios para comparar las transformaciones de los residuos vegetales y de los exudados en el suelo.

Para ello, el fraccionamiento granulométrico puede aportar informaciones importantes ya que permite observar la destrucción de los tejidos vegetales y la estructuración de los agregados (Feller, 1993). En efecto, gracias a este método, se pudo evidenciar la mineralización rápida de los desechos gruesos y de una parte de la fracción fina (<2µ) relacionada con la biomasa microbiana. Mientras tanto, los agregados medianos (2-20µ) constituyen la fracción relativamente más estable y juega un papel importante en las propiedades físicas e hídricas de los suelos.

Conviene realizar tales estudios en suelos de Venezuela donde la relación entre fertilidad y materia orgánica ha sido abordada de manera global por algunos investigadores buscando apreciar la sostenibilidad de los sistemas de cultivo sobre suelos de sabana natural o en selva tropical (Tiessen, et al, 1994). Ellos concluyeron que el agotamiento rápido de las reservas de N y P asociadas al carbono perdido es inevitable, y que estos cultivos no tienen perspectiva de mantenerse con las prácticas actuales de manejo de los suelos. Sin embargo, estudios más recientes han demostrado que si bien es

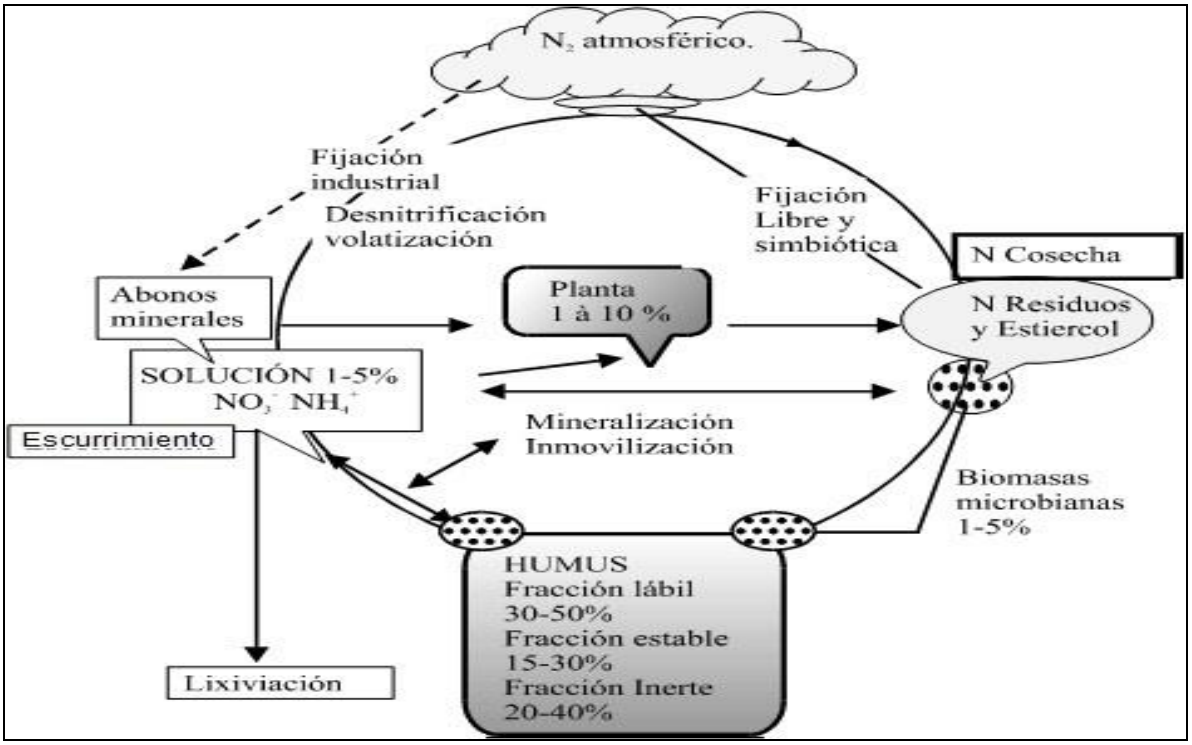
cierto que para los ecosistemas naturales, así como para los cultivos y/o pasturas mejoradas, los balances indican una pérdida de fósforo, no siempre es el caso del nitrógeno para sabanas naturales, cuyo ciclo puede a veces equilibrarse por entradas compensatorias de naturaleza simbiótica (López-Hernández *et al*., 2006). Estos elementos preliminares tienen que ser consolidados por estudios dirigidos en prioridad a los agro-sistemas llaneros.

CICLOS DE MACRO-NUTRIENTES

Se puede ahora iniciar la descripción de los ciclos biogeoquímicos mediante sencillos diagramas de flujos. La ventaja de considerar los ciclos de los elementos en los sistemas suelo-solución-planta es de naturaleza básicamente pedagógica, pero todavía constituye la mejor manera de organizar los conocimientos de manera clara y sistemática.

El ciclo del nitrógeno

En el ciclo del nitrógeno más abajo representado, las flechas corresponden a los flujos brutos de mineralización y de organización que son indispensables de evaluar pero difícil de medir como veremos, en el capítulo dedicado a la modelización y la experimentación agronómica (Figura 1.6).



N.B. En el caso de los suelos de sabana natural en Venezuela, el N total del suelo puede variar entre 0,3 a 1 tonelada por ha en los primeros 25 cm del suelo. La producción primaria de biomasa vegetal del orden de 10 toneladas de materia seca (con un % mayor de raíces en sabanas quemadas) extrae anualmente 20 a 50 kg N mientras que el N microbiano es del mismo orden de magnitud o sea 30 a 100 kg N La mineralización bruta es del orden de 1 a 4 kg N por día y por hectárea. Ver más detalles en el capítulo 8 de la Monografía "Tierras llaneras de Venezuela"

Figura 1.6. Ciclo del nitrógeno.

Entradas

Entradas por las precipitaciones

La entrada de nitrógeno amoniacal con las lluvias tropicales varía de 5 a 20 kg ha^{-1} $año^{-1}$ (Fassbender, 1993; Jordán *et al*., 1982) y puede ser superior en caso de contaminación atmosférica debido a la cercanía a los centros urbanos e industriales. El aporte atmosférico de nitrógeno como nitrato y amonio en solución o suspensión de partículas orgánicas, puede contribuir significativamente, al equilibrio de balances aparentemente deficitarios debido a las extracciones de nitrógeno por el pastoreo o las cosechas. En los ecosistemas de sabana de Calabozo, se han podido medir entradas atmosféricas del orden de 2,2 kg N ha^{-1} $año^{-1}$ a 6,0 kg N ha^{-1} $año^{-1}$ mientras que en zonas industriales estas entradas pueden llegar a 25 kg N ha^{-1} $año^{-1}$ (Infante *et al*., 1993).

Entradas por fijación simbiótica y libre

La mayor parte del nitrógeno de origen atmosférico entra en el sistema a través de las plantas dotadas de sistemas de fijación simbiótica, o asociada a fijadores libres por lo menos en los períodos durante los cuales la fijación libre o simbiótica no está inhibida por concentraciones excesivas de nitratos o amonio en la solución del suelo.

Fijación simbiótica

En leguminosas forrajeras, la fijación simbiótica sobrepasa, fácilmente, los 150 kg N ha^{-1} y los 100 kg N ha^{-1} en cultivos tipo fríjol y soya si las condiciones son favorables (Stevenson, 1986 p.127). Por ejemplo, en rotaciones de cultivos intensivos en Indonesia, se comprobó, a lo largo de tres cultivos sucesivos, que los cultivos de garbanzos tienen una eficiencia de suministro de nitrógeno a través de sus residuos, superior a la de la urea (Sisworo, 1990).

En conclusión, debemos resaltar que la fijación del nitrógeno atmosférico, biológica por una parte y la industrial por otra, siguen siendo la principal entrada en los sistemas de producción agrícola. Para la necesaria sustentabilidad de los agro-ecosistemas, estas entradas tienen que compensar las salidas correspondientes a las cosechas y a las pérdidas normales del sistema. No se debe olvidar al respecto, que unas entradas excesivas en el caso de los aportes de fertilizantes de origen industrial o animal, pueden provocar salidas excesivas y dañinas para el entorno del agro-ecosistema.

Transformaciones in situ del nitrógeno

Tiempo de residencia del nitrógeno en la solución del suelo

Considerar al nitrógeno mineral en su conjunto como un compartimiento homogéneo no es lo más apropiado. En efecto, el amonio sólo se quedará unas horas o unos pocos días en la solución antes de ser inmovilizado por organización (incorporación a plantas o microorganismos), o de salir del sistema por volatilización o fijación por adsorción sobre las arcillas. Los nitratos, por lo contrario, pueden quedarse estables varias semanas en solución. La probabilidad de que los nitratos salgan por

lixiviación en forma mineral puede ser mayor que la de ser organizados o desnitrificados por alguna reacción biológica.

Mineralización e inmovilización bruta y neta

Mineralización neta

Una manera de evaluar la mineralización neta se basa en las mediciones de producción de biomasa vegetal. En efecto, en ecosistemas en equilibrio, se considera que todo el nitrógeno absorbido por la biomasa vegetal corresponde a la mineralización neta. Los cálculos son válidos en el caso de la sabana natural (Sarmiento, 1980). En el caso de los cultivos de cacao no fertilizados (Aranguren, 1982) la acumulación de nitrógeno en las partes aéreas da también una idea de la mineralización neta, y así mediante algunas operaciones sencillas (igualdad entre entradas y salidas del sistema) se llega a evaluaciones razonables.

A partir de la normalización del método de incubación de suelos, al inicio de los años 70 (Stanford y Smith, 1972), el concepto de nitrógeno asimilable ha tomado importancia. La ventaja del método propuesto radica, en que, en el mismo, se hace la sustracción del nitrógeno mineral a medida que se va formando. De esta manera, se evita el reciclaje del nitrógeno mineralizado y la mineralización neta representa una aproximación considerada como aceptable del flujo de mineralización bruta del nitrógeno.

Pero, si esta aproximación, en condiciones artificiales de laboratorio, tenía la ventaja de medirse a bajo costo, tiene también el inconveniente de introducir mucha confusión en la interpretación de los análisis. En efecto, entre este potencial de mineralización “in vitro” y el nitrógeno realmente disponible para los cultivos en el campo, existe una diferencia importante debida a la competencia del cultivo con las malezas y la biomasa microbiana, que el productor o el encargado de interpretar los resultados de análisis de suelo no puede apreciar directamente.

Mineralización bruta

En condiciones de equilibrio, el contenido de un elemento de la “solución del suelo”, por ejemplo el nitrógeno nítrico, puede ser químicamente constante. Pero, esta constancia del contenido químico puede ser el resultado de una actividad nitrificadora igual a la inmovilización del nitrógeno nítrico en las biomasas microbianas o vegetales.

Gracias a la introducción del isótopo estable ^{15}N en la forma adecuada, en un momento definido como t_0, o tiempo inicial, se puede determinar por mediciones sucesivas, el tiempo medio de residencia del nitrógeno nítrico o amoniacal en la solución de suelo lo que constituye un elemento fundamental para analizar la eficiencia de los diversos fertilizantes nitrogenados.

Por ejemplo, durante un cultivo de maíz realizado en suelos templados por Kegni *et al*. (1994), el nitrógeno de la solución del suelo fue objeto de un seguimiento continuo durante todo el cultivo gracias a un muestreo con tensiómetros. Por tratarse de una fertilización con nitrato de amonio, se pudo ver así la disociación inmediata de los nitratos y del amonio.

En este y otros experimentos, se pudo observar que los nitratos derivados del fertilizante pueden quedar en la solución varias semanas en compañía de una cantidad equivalente de nitratos derivados de la mineralización inducida en el suelo. Mientras tanto, el amonio se inmoviliza en pocos días en forma orgánica o en forma mineral adsorbida a las cargas negativas. En el caso de los nitratos, el TMR del nitrógeno nítrico puede ser de varias semanas y depende principalmente de la salida de la solución del suelo por absorción por el cultivo o por lixiviación hacia las capas profundas del suelo.

Por lo contrario, el TMR del nitrógeno amoniacal puede ser del orden de algunas horas a algunos días y está más estrechamente relacionado con la actividad microbiana aparte de la fijación por los coloides minerales.

Otro ejemplo se puede sacar de un cultivo de maíz realizado en África (Reydellet *et al*., 1997) donde se pudo diferenciar el flujo bruto de mineralización de su resultado neto, el cual corresponde grosso modo al consumo de las biomasas vegetales y microbianas durante el periodo de máximo desarrollo del cultivo. En este caso, se pudo demostrar que el flujo bruto de mineralización puede alcanzar 2 a 4 kg N por día y por hectárea. Ese flujo bruto produce un nitrógeno principalmente amoniacal mientras que la cantidad total de N amoniacal en la solución de suelo permanece constante y del orden de 12 kg por hectárea. Por lo tanto, mantener esta concentración constante significa que el TMR global del N amoniacal en este suelo bajo el cultivo de maíz tiene que ser del orden de tres días para que las entradas de la mineralización sean compensadas por las salidas por absorción y organización.

En conclusión, es cierto que una medida instantánea del nitrógeno mineral en la solución nunca puede constituir, por si sola, una información pertinente para un diagnóstico de fertilidad o del efecto de una fertilización. Pero, un conjunto de mediciones que permitan evaluar los flujos que atraviesan la solución considerada como un compartimiento del sistema suelo-solución-planta, si podría constituir una herramienta muy conveniente para un diagnóstico adecuado. Este tipo de diagnóstico de flujo además podría ser más rápido y eficiente que la búsqueda de un hipotético "reservorio" de nitrógeno "disponible".

La inmovilización bruta y neta

En general el termino inmovilización cubre tanto la incorporación de las formas iónicas del nitrógeno en moléculas orgánicas (proceso principal de organización) como la integración del catión amonio en estructuras cristalinas como arcillas (proceso de menor cuantía y más reversible). La inmovilización de N amoniacal en forma mineral es de menor importancia en los suelos tropicales kándicos. Pero los suelos ricos en arcillas 2:1 pueden fijar, de este modo, cantidades importantes que a veces se acercan a la mitad del N total de los horizontes profundos (Stevenson, 1986; López-Hernández *et al*., 2005).

El agente primordial de la organización es la biomasa microbiana seguida por las biomasas vegetales y animales que también son consumidores de nitratos y amonio. Los correspondientes flujos de inmovilización bruta son poco conocidos porque son más difíciles de medir experimentalmente.

Una vía consiste en partir de residuos vegetales marcados cuyo nitrógeno se incorpora paulatinamente a través de la biomasa microbiana (Amato y Ladd, 1980). A partir del nitrógeno mineral, se puede también medir la inmovilización por organización bruta, bajo la condición, de poder seguir en el tiempo la evolución de fracciones orgánicas antes que ellas empiecen a mineralizarse de nuevo. Aun cuando la inmovilización neta ha sido correctamente estimada (Kelley y Stevenson, 1985; Ladd *et al*., 1992; Legg *et al*., 1971; Stewart *et al*., 1963), se ha encontrado que la inmovilización por organización es menos reversible que la mineralización.

Además, actualmente se estima, que la inmovilización por organización bacteriana no se realiza, exclusivamente, a partir de nitrógeno mineral sino también a partir de moléculas orgánicas simples (Barraclough, 1998). En efecto, la probabilidad de re-mineralización de una molécula mineral recién

organizada es mucho menor que la probabilidad de re-organización de un amonio recién mineralizado (Bjarnason, 1988; Blackmer, 1995; Hart *et al*., 1986; Vanotti *et al*., 1995).

En conclusión, la limitación principal de la alimentación nitrogenada de las plantas, no sería en general un flujo de mineralización bruta insuficiente, sino más bien unos flujos de inmovilización bruta mayores que los flujos de mineralización bruta. En este contexto, las raíces no pueden competir eficientemente en la utilización del nitrógeno mineral (Jokela y Randall, 1997).

Estabilidad del nitrógeno inmovilizado

Todos los desechos de cosecha evolucionan al mismo ritmo durante un periodo corto (Balabane y Balesdent 1995). Posteriormente, el destino del nitrógeno inmovilizado en estos se diferencia de acuerdo al tamaño de agregados (Balabane, 1996). Así, se demostró que, en un suelo limoso (Dystric Eutrochrept), el tiempo de renovación de los compuestos nitrogenados fijados por adsorción por las arcillas incluidas en los micro-agregados, se valora en años, mientras que en el caso de los macro-agregados sólo en meses. Este importante hecho es el resultado de los mecanismos de construcción sucesiva de los micro-agregados incluidos como parte de los macro-agregados que son estabilizados por los filamentos fúngicos (Cambardella y Elliott, 1994). Sería, por ejemplo, muy útil realizar observaciones similares con suelos venezolanos caracterizados por otra mineralogía y otra dinámica de agregación-desagregación respecto a los suelos de regiones templadas.

Papel de la biomasa microbiana

En cuanto al papel de las biomasas microbiana en la fertilidad del suelo, Duxbury (1994) en unos estudios de la evolución de residuos vegetales y biomasas marcados llegó a la siguiente conclusión: **no existe base científica sólida para afirmar que el nitrógeno de la biomasa microbiana *sensu stricto* (es decir los cuerpos microbianos) constituye un alimento nitrogenado a corto plazo para las plantas.**

En general, el nitrógeno de la biomasa microbiana varía entre 0,5 y 15 % del N total según la relación C/N de la misma la cual puede variar de 6 para las bacterias hasta 14 para los filamentos fúngicos (Stevenson, 1986; Hernández y López-Hernández 2002).

Para entender el papel de la biomasa microbiana entre los tratamientos de un experimento agronómico, en primer lugar, no hay que olvidar que la variación estacional de la cantidad de nitrógeno estabilizado temporalmente en esta biomasa, es, muy a menudo, superior a la variación de contenido de nitrógeno de la solución de suelo (Collins *et al*., 1992). Esta observación demuestra la dificultad en considerar el nitrógeno biomasa microbiana como nitrógeno asimilable por los cultivos.

En segundo lugar, se debe evitar confundir el contenido intracelular de nitrógeno de la biomasa y el compartimiento de nitrógeno activo. Dicho compartimiento de nitrógeno activo puede ser, según los casos en estrecha correlación con el nitrógeno biomasa o el nitrógeno asimilable o lixiviado. Pero, una correlación no significa necesariamente identidad, ni siquiera relación causal directa, sino que los dos fenómenos observados pueden, por ejemplo, estar relacionados con un tercer fenómeno común que no se mide.

Para que el nitrógeno de la biomasa microbiana pueda constituir la principal fuente de nitrógeno para los cultivos, el tiempo de residencia del nitrógeno en dicha biomasa debería oscilar entre algunas semanas y algunos meses. Pero, cuando se logra medir o estimar el tiempo de

residencia del nitrógeno o del carbono microbiano, se encuentran, en general, tiempos superiores al año (Smith, 1994). En efecto dicha biomasa puede tener a la vez el papel de fuente, sumidero o almacén para el nitrógeno (Carter y Rennie, 1984; Janssen, 1996; Hernández y López-Hernández 2002).

En conclusión, si bien es cierto que la biomasa microbiana participa en transformar el nitrógeno para que sea asimilable por las plantas (ver al respecto el Capítulo 2 del presente Referencial), esta clase de nitrógeno orgánico sólo puede representar una parte de un conjunto más amplio y complejo que alimenta el flujo de nitrógeno hacia la planta.

Salidas

Papel de las raíces en el ciclo del nitrógeno

En condiciones de campo, las raíces hacen el ciclo del nitrógeno mucho más complejo que en el caso de las incubaciones de laboratorio que han servido para cuantificar la mineralización neta. Sin embargo, la estimación de la mineralización neta se considera como una aproximación conveniente del nitrógeno asimilable, y se ha utilizado mucho para establecer las ecuaciones fundamentales de los modelos de la dinámica del N en suelos.

En realidad, el conjunto de raíces absorben nitratos de manera tanto activa como pasiva (Buysse *et al*., 1996), pero su parte apical tiene una actividad específica y selectiva para los cationes, entre ellos el amonio (Recous, 1992). En suelos templados, se ha podido demostrar una acción muy positiva de la nutrición nitrogenada amoniacal (favorecida por inhibidores de la nitrificación) sobre la producción de grano (Bock, 1994). También, es importante la reacción de la planta la cual puede seleccionar, más o menos eficientemente, el amonio (Runge, 1983), o los nitratos (Ruselle *et al*., 1983). La inhibición artificial de la nitrificación (por N-serve o nitrapirine) puede constituir una forma de aumentar la eficiencia de uso de la urea de manera, a veces, espectacular (Vidal, 1985). Sin embargo, las condiciones experimentales descritas por Vidal no permiten saber si ello se debe a la preferencia de la planta por el nitrógeno amoniacal, o si solamente, se trata de una limitación de las pérdidas por desnitrificación o por lixiviación.

Se sabe también que algunas plantas, como el arroz, pueden absorber grandes cantidades de amonio sin sufrir efectos de toxicidad. Los arroceros pueden aprovechar esta característica suministrando la urea en tabletas comprimidas o granulados de gran tamaño. Este tipo de aporte sirve para reducir la velocidad de disolución y de nitrificación suministrando la cantidad adecuada de amonio a las plantas de arroz con el granulado adecuadamente ubicado (Savant, 1990). El arroz regula la entrada de amonio por mecanismos internos y evita la toxicidad (Gaudin, 1999).

Por otra parte, la actividad radical apical también, es biológicamente importante por la exudación de substratos energéticos que inducen el efecto rizosférico (Clarholm, 1985; Darrah, 1991; Zagal *et al.* 1993). En los suelos de sabana, un efecto rizosférico capaz de activar localmente la mineralización bruta, permite explicar el crecimiento de plantas cultivadas o de vegetación natural, sin que aparezca nitrógeno mineral en la solución del suelo (Blondel, 1971; Reydellet *et al*. 1997). Esta explicación no excluye la fijación biológica libre o simbiótica para lograr el equilibrio global del sistema (Sarmiento, 1984).

Volatilización

La volatilización es un proceso que, según la enseñanza tradicional, estaría reservado a los suelos con pH altos y que, por consiguiente, sería supuestamente nulo en los suelos ácidos, en donde dominaría la nitrificación.

En realidad, la volatilización se produce, también, en suelos ácidos, en particular, cuando se aporta la urea en bandas con concentraciones localmente superiores a 500 mg kg^{-1} con la correspondiente elevación del valor del pH. En estos casos, las altas concentraciones de amonio pueden no solamente favorecer la volatilización, sino también inhibir la nitrificación (Praveen-Kumar, 1998). Además, en condiciones de laboratorio ha sido demostrado claramente, que el factor que más condiciona la volatilización no es el valor del pH sino el poder amortiguador (*buffer*) del suelo para los protones (Ferguson *et al*., 1984).

Desnitrificación

En lo que concierne a la desnitrificación, fenómeno implícitamente ligado a la condición de anoxia en el perfil, conviene señalar que su simulación por los modelos no debería basarse exclusivamente en los períodos de saturación hídrica de todo el perfil de suelo. En efecto, estudios realizados en condiciones bien controladas, muestran que los óxidos nitrosos resultan, muchas veces, de una nitrificación inhibida o desviada de su término normal, más que de la reducción de nitratos en condición temporal de anoxia (De Groot *et al*., 1994; Stevens *et al*., 1997).

Las contradicciones aparentes entre resultados provienen, a menudo, de actividades biológicas contradictorias en el suelo mismo, donde co-existen micro-sitios en los cuales las diferencias de condiciones físico-químicas (potencial redox en particular) favorecen procesos opuestos en sitios ubicados a distancias cortas inaccesibles al experimentador (Davidson y Firestone, 1990).

Por otra parte, es importante señalar que, para todos los tipos de suelos, la desnitrificación es más activa en los períodos de re-humidificación del suelo (cuando los azúcares reductores son todavía abundantes en la solución del suelo) que al final del ciclo vegetativo cuando están agotados (Groffman y Tiedje, 1988). Además, se deben también tomar en cuenta las reacciones de los nitritos con la lignina y el humus. Dichas reacciones provocan otro tipo de desnitrificación que puede ser importante cuando el suelo no se satura durante todo el ciclo de cultivo (Stevenson, 1986).

Lixiviación y escurrimiento

Las salidas de nitrógeno en solución o suspensión pueden ocurrir de manera generalmente esporádica pero, en algunos casos, pueden ser superiores a la extracción por las cosechas (Lelong *et al*., 1984). La lixiviación resulta del drenaje de la solución del suelo, a veces cargada de nitratos no absorbidos por las plantas. Estos nitratos, debido a su carga negativa tienen menos probabilidad, que el amonio, de ser inmovilizados por la acción de algún sitio de intercambio o de una síntesis orgánica del ciclo interno del nitrógeno en el suelo. Según las propiedades del suelo, estos nitratos pueden acumularse dentro de los dos primeros metros sin, necesariamente, salir definitivamente del perfil (Stevenson, 1986)

La magnitud de las pérdidas definitivas, será casi siempre menor en los climas tropicales con inter-estación seca que en los climas templados donde la lixiviación esta favorecida por la ausencia de vegetación durante los inviernos fríos y lluviosos (Gabrielle y Kengni, 1996). Para evitar o limitar pérdidas por desnitrificación, se han realizado muchas investigaciones, ya sea con la finalidad de

detener la formación de nitratos gracias a ciertos inhibidores químicos de la nitrificación, o de frenar la disolución de los abonos mediante una capa protectora (Solórzano, 1997).

Antes de concluir estas notas sobre el ciclo del nitrógeno, nos parece necesario recordar que los productores de alimentos y los consumidores deben estar al tanto del riesgo que representa el consumo de nitratos para la salud humana y animal. En efecto, los niños de menos de tres meses tienen un estómago capaz de reducir los nitratos a nitritos y así alterar la capacidad de transporte del oxígeno de su hemoglobina. Lo mismo puede pasar con el ganado vacuno y caballar que consumen aguas contaminadas por nitratos (Stevenson, 1986). En las zonas de intensificación de las actividades agrícolas, una vigilancia preventiva de la contaminación nítrica de las aguas de pozo por la fertilización nitrogenada es indispensable para prevenir estos riesgos.

Conclusiones: importancia de los flujos brutos de nitrógeno

El ciclo del nitrógeno constituye una referencia indispensable para organizar tanto las actividades científicas de la investigación agronómica como las prácticas de fertilización de los suelos.

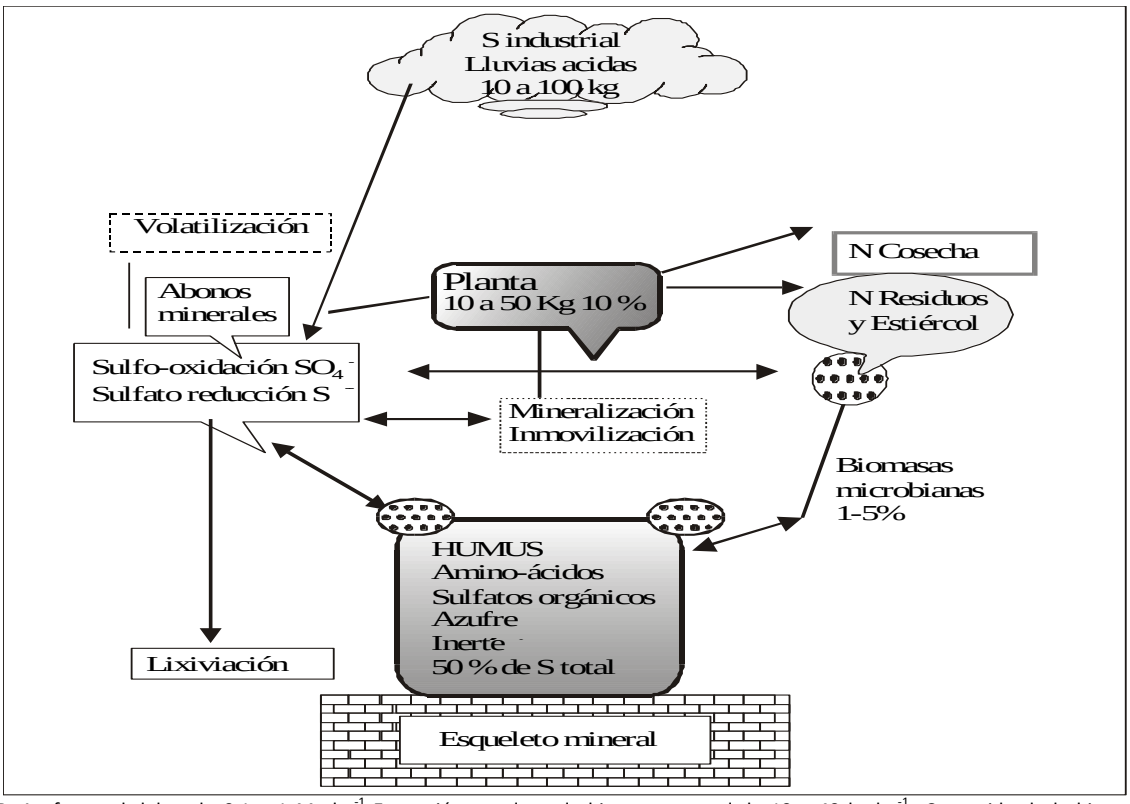
Hemos examinado primero, en términos muy generales, cómo se producen las entradas y salidas del sistema suelo-planta. Planificar organizadamente la fertilización consiste en enfocar toda la atención en estos puntos del ciclo para optimizar las entradas que ofrece la fijación libre y simbiótica del nitrógeno atmosférico que permiten el ahorro total o parcial de fertilizantes nitrogenados. Por otra parte, hace falta evitar salidas inútiles provocadas o intensificadas por intervenciones inadecuadas como es la fertilización excesiva.

Igualmente se insiste en la necesidad de conocer mejor los flujos brutos de mineralización e inmovilización. Más que el tamaño de supuestas reservas, que no importan mucho a la eficiencia del sistema a corto plazo, lo que más interesa para efectos agronómicos son las características cinéticas de los flujos que atraviesan el sistema suelo planta. Mientras más activos y rápidos sean los flujos, más oportunidades tendrá la planta de asegurar su nutrición nitrogenada y el suelo de mantener un equilibrio dinámico y propiedades favorables a la permanencia de su fertilidad.

Para ello, lo más conveniente sería empezar por evaluar lo mejor posible los flujos diarios de mineralización bruta en los ecosistemas naturales y en los agro-ecosistemas para ver cuándo se pueden producir episodios de estrés de la alimentación nitrogenada. Ello ocurre más que todo en los momentos críticos, donde los flujos de organización bruta logran superar los de la mineralización bruta. Una racionalización económica y ecológica de la fertilización nitrogenada sólo se puede realizar basándose en modelos aplicando estos conocimientos.

Ciclo del azufre

El ciclo biogeoquímico del azufre presenta varias semejanzas con el del nitrógeno ya que, al igual que este, presenta fases gaseosas y también es afectado por procesos de oxido-reducción. Algunas particularidades del ciclo del azufre se presentan en la Figura 1.7. Este elemento es indispensable en la vida de las plantas pues, casi todas, contienen metionina y cistina como aminoácidos esenciales así como tiamina (Vit.B1) y la biotina conocidos factores de crecimiento. Pero el azufre, aunque siendo un macro-elemento esencial, en general no constituye, a diferencia del nitrógeno, un factor limitante a la producción de cultivos.



N.B. Azufre total del suelo 0,1 a 1 Mg ha^{-1} Extracción anual por la biomasa vegetal de 10 a 40 kg ha^{-1} Contenido de la biomasa microbiana según la relación C/S que puede variar de 100 a 300. En el caso de una biomasa microbiana de suelo de sabana del orden de 300 kg C por ha se puede tener de 1 a 3 kg de S microbiano.

Figura 1.7 Ciclo del azufre.

Por otro lado, la presencia de lluvias ácidas, sobretodo en zonas industriales contribuye con la fertilización en azufre, de manera que es bastante difícil poder reportar deficiencias en este elemento en zonas altamente industrializadas (López-Hernández *et al*., 2014).

El azufre en las plantas

Las plantas absorben el azufre como anión sulfato (SO_4^{--}) Su absorción implica entonces la mineralización previa del azufre orgánico y la sulfo-oxidación de las formas reducidas (S^{--}) del azufre del suelo. Estas formas reducidas del azufre proceden de la mineralización del azufre orgánico o de la reducción de los sulfatos. Este azufre luego se incorpora al ATP (Adenosina Trifosfato) para formar adenosina-fosfo-sulfato y cistina, metionina y otros compuestos bioquímicos azufrados que tienen un papel importante en la síntesis de proteínas y transporte de electrones (Mengel, 1987).

El contenido de azufre de las plantas es variable (0,2 a 2%) y corresponde a extracciones de 10 a 40 kg por hectárea de acuerdo al cultivo (Stevenson, 1986 p. 293). El déficit de azufre en las plantas puede inhibir la síntesis de proteínas y de azúcares. Dicho déficit es detectable por la relación N/S en los tejidos y los granos. Igualmente provoca acumulación residual de nitratos en los tejidos aéreos cuando no fueron no utilizados para la síntesis de proteína. (Mengel, 1987). En el caso inverso de consumo excesivo de azufre, las plantas son en general capaces de detener la síntesis de formas orgánicas y de acumular sulfatos en sus tejidos.

El azufre en los suelos cultivados

El contenido de S total en la capa de arado del suelo (en su mayor parte orgánico) puede variar de 100 a 1000 kg ha^{-1} según los suelos. La mineralización neta del azufre en el suelo depende de la relación C/S, la cual puede variar de 100 a 300 según el tipo de materia orgánica que se mineraliza. La inmovilización del azufre está asegurada más, por la biomasa vegetal que por la microbiana.

Los procesos del ciclo interno del azufre y del nitrógeno son paralelos. Ellos se acompañan durante las fases de mineralización, nitrificación, desnitrificación y amonificación del nitrógeno y de los episodios de oxidación y reducción que afectan la vida del suelo. Pero, los procesos que afectan el azufre en el suelo son más complejos que los del ciclo del nitrógeno. Ello se debe a los seis grados de oxidación del azufre y a la diversas bacterias que lo utilizan a veces en conjunto con los nitratos (*Tiobacilus denitrificans*) o el hierro (*Tiobacilus ferroxidans*).

En los suelos bien drenados, la sulfato-oxidación contribuye a la disolución de los fosfatos poco solubles o a la acidificación de los suelos alcalinos. Los sulfatos en la solución de suelo pueden presentar concentraciones altas que sólo son tóxicas en el caso extremo de salinización.

En los manglares o en los suelos hidromórficos ricos en azufre de zonas inundadas, se produce la reacción de sulfato-oxidación con formación de acido sulfúrico cuando son sometidos a un drenaje excesivo. Esta reacción, generalizada, a la totalidad del perfil drenado puede provocar una acidificación extrema inducida por el *Tiobacilus thiooxidans*, el cual puede vivir hasta pH 2. El proceso es irreversible esterilizando amplias zonas donde normalmente la sulfato-reducción (Eh < 100 mv) hubiera formado hidróxidos alcalinos y luego carbonatos.

Todos los procesos que afectan el azufre son bastante rápidos, lo que explica, en parte, las grandes variaciones que pueden ocurrir en las concentraciones de azufre en la solución del suelo.

El agotamiento del azufre de los suelos resulta de su lixiviación más que de la extracción por los cultivos. Esta lixiviación ocurre cuando la relación C/S sobrepasa el valor crítico de 400 y se hace más intensa en los suelos arenosos. En suelos tropicales, los hidróxidos de hierro y aluminio tienen la capacidad de detener el anión SO_4^{2-} lo que limita las pérdidas por esta vía.

En conclusión, el ciclo del azufre no provoca dificultades insuperables para las actividades agrícolas en la mayoría de los suelo; más aún, si se toma en consideración que múltiples zonas agrícolas del mundo reciben lluvias ácidas con sus correspondientes cargas de azufre (Figura 1. 4). Así, las cantidades existentes en los suelos y las suministradas por los fertilizantes de uso común son en general suficientes. Por otro lado, las pérdidas de este elemento son relativamente fáciles de controlar o compensar. En el caso particular de los suelos inundados, lo cuales son abundantes en Venezuela en el delta del Orinoco, existe el peligro de la acidificación irreversible en caso de un drenaje inadecuado. Finalmente, es poco lo que se conoce sobre el ciclo del azufre en sabanas, por lo que constituye un tópico de investigación aún pendiente.

Ciclo del fósforo

Evolución del conocimiento sobre el fósforo disponible

Antes de comenzar la discusión sobre el ciclo del fosforo, conviene señalar que, en un futuro cercano, las recomendaciones para la fertilización se van hacer más en relación a los avances de la modelización del ciclo del fósforo en el sistema suelo-planta, que en base a la aplicación ciega de recetas de una química agrícola supuestamente universales. Por lo tanto, vale la pena analizar una

evolución histórica de las ideas dominantes sobre el ciclo del fósforo, evolución marcada por dos etapas principales.

En la primera etapa, o sea la primera parte del siglo XX, se sostuvo que la disolución del fósforo dependía en primer lugar de la composición y estructura de los constituyentes fosfóricos, en su mayoría minerales. En consecuencia, se hizo un esfuerzo de caracterización del fósforo del suelo con relación a su asociación química con el hierro, el aluminio y el calcio (Chang y Jackson, 1957). Así, se multiplicaron, durante más de diez años, las tentativas de aplicación del método propuesto sin que surgieran relaciones claras entre los resultados del fraccionamiento y la disponibilidad del fósforo para los cultivos. Sólo el método Olsen de extracción de P "asimilable" por una solución de bicarbonato de sodio escapa en parte a esta crítica. En efecto gracias al corto tiempo de extracción, y a pesar del pH elevado de la solución, los resultados de P extraído por este método, simple y económico, permiten un diagnóstico bastante confiable del P que va poder ser realmente extraído por los cultivos.

Observaciones de este tipo, condujo a Larsen (1967) a retomar el problema a partir de las características cinéticas de los intercambios iónicos entre la fase líquida (la solución del suelo) y la fase sólida o sea el conjunto de todos los constituyentes fosfóricos insolubles tanto orgánicos como minerales (Larsen, 1967).

Aportes de la dilución isotópica del fósforo en el sistema suelo-solución-planta

En su síntesis, aún válida en casi todos sus aspectos, Larsen hace énfasis en el uso del principal trazador isotópico (^{32}P), herramienta indispensable para determinar las características cinéticas de estos intercambios evidenciadas por el proceso de dilución isotópica (ver en la parte del presente capítulo dedicada a la solución del suelo la definición del fenómeno general de dilución isotópica de un isótopo utilizado como trazador del comportamiento del elemento estudiado).

Se pudo definir así, una categoría de fósforo insoluble llamado lábil (L) por su disposición a participar en intercambios reversibles con el fósforo en solución, intercambios revelados por la sustitución de una parte del isótopo natural dominante ^{31}P por el artificial ^{32}P introducido como trazador isotópico. Las categorías de iones que participan en estos intercambios isotópicos rápidos entre fase sólida y fase líquida, participan también en la nutrición fosfórica de las plantas.

Posteriormente, Fardeau confirmó, experimentalmente, la existencia y el tamaño de este compartimiento de fósforo L por la re-disolución del trazador previamente fijado (Fardeau y Marini, 1968). Se demostró así que el valor L de Larsen, obtenido por cultivo de una planta patrón, podía ser previsto fácilmente por la dilución del trazador, en menos de dos horas después de su introducción en una suspensión de suelo en agua (Fardeau y Jappe, 1976). Estos resultados provocaron, durante veinte años, un conjunto de investigaciones teóricas y prácticas basadas en el uso del fenómeno de dilución isotópica.[18]

Entre los principales resultados obtenidos, es preciso insistir en dos aspectos.

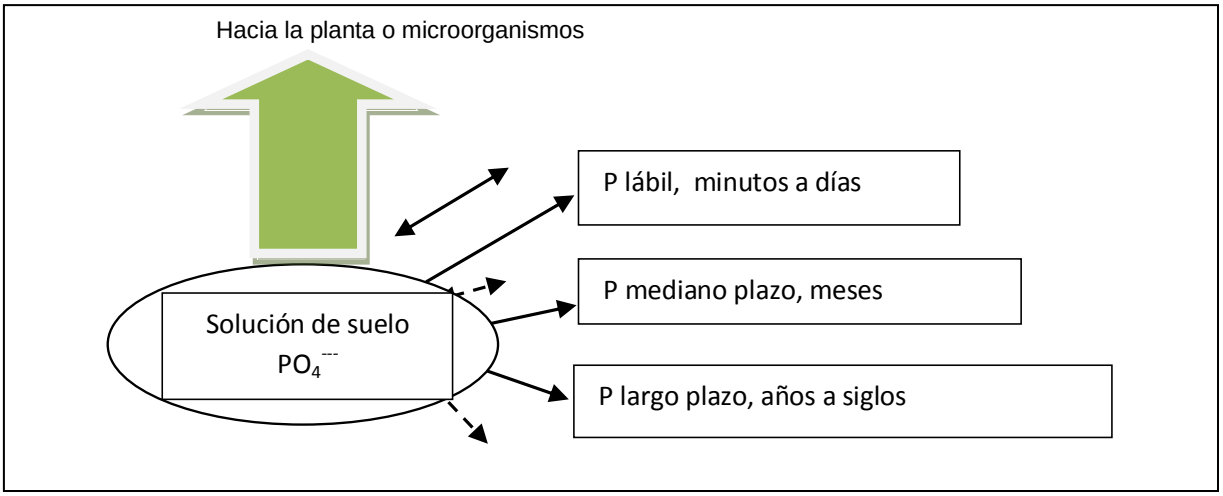
El primero se refiere al tiempo de residencia (TMR) de un anión fósforo en solución, el cual es inferior a un minuto en los suelos de regiones templadas. Este tiempo de residencia baja a un segundo o fracciones de segundo para los suelos tropicales que tiene un alto contenido de hidróxidos de hierro y aluminio.

El segundo aspecto se refiere al hecho de que la solución del suelo se comunica (más que todo por difusión) no solamente con el compartimiento de fósforo lábil sino también simultáneamente con

[18] En el Apéndice Analítico se encontrarán (p. 67) algunas consideraciones adicionales sobre los aportes del fenómeno de dilución isotópica en la evaluación de la disponibilidad del P en el sistema suelo-planta.

las otras fases insolubles. Estas fases insolubles son abundantes en los suelos altamente fijadores de fósforo, situación frecuente en zona tropical. En ambos casos, el anión fósforo termina por insolubilizarse a largo plazo en un sitio de intercambio orgánico o mineral.

La Figura 1.8 sirve para ilustrar simbólicamente estas relaciones entre la solución del suelo, donde se alimentan plantas y microorganismos principalmente en fosfatos minerales solubles mientras que, a partir de la misma solución, se insolubilizan formas minerales u órgano-minerales de fósforo. Esquemáticamente, se diferenciaron tres categorías de insolubilización a corto, mediano y largo plazo dentro de un continuum de situaciones intermedias que no tendría interés práctico definir con más precisión.



N.B. Las formas insolubles pueden ser orgánicas, órgano-minerales o minerales y que tiene probabilidad decrecientes de volver a pasar en solución.

Figura 1.8. Esquema de las relaciones del fósforo mineral de la solución del suelo con la biomasa vegetal y tres categorías de formas insolubles.

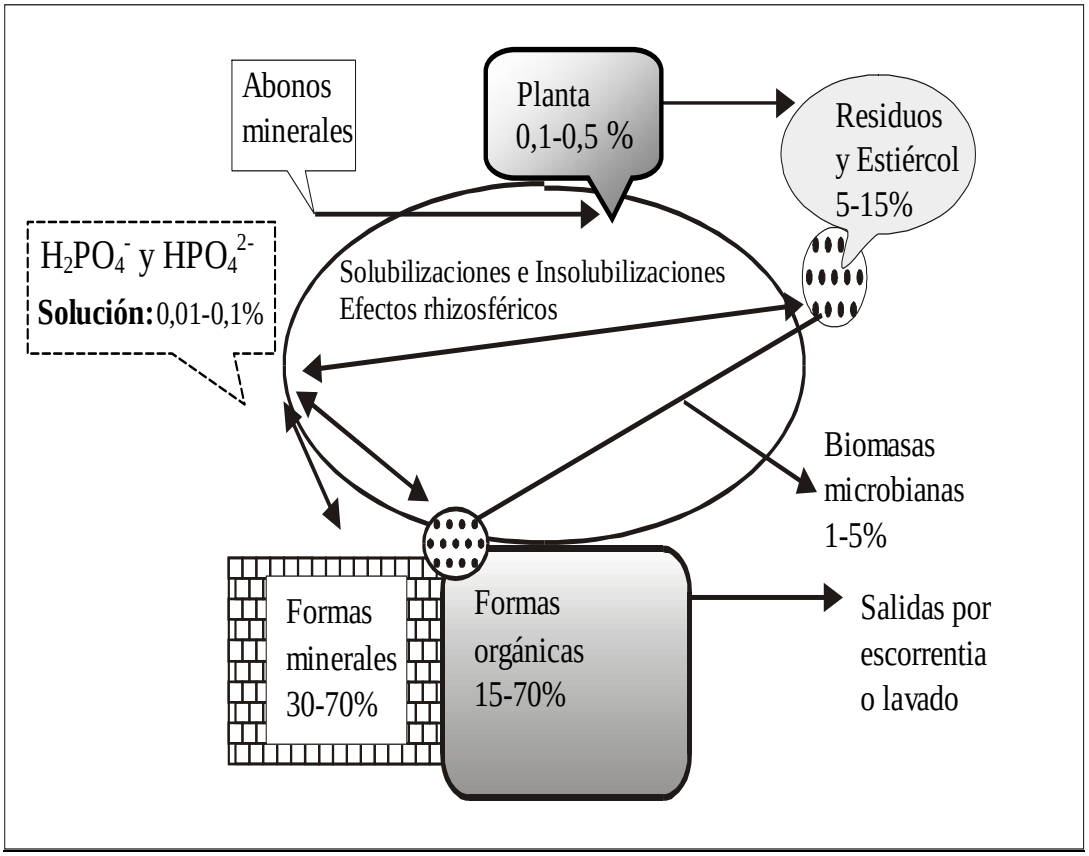
El tamaño del primer compartimiento de fósforo lábil insoluble es muy variable según la composición de los suelos, pero fue un error pensar que este tamaño podría ser modificado, por aportes masivos de fertilizantes. Por lo tanto, es ilusoria la política de sobre-fertilización fosfatada destinada a constituir "reservas de fósforo asimilable" para el futuro (Fardeau, 1993). En efecto, esta política basada en una inmovilización del fósforo en los suelos que presentan una escasa a nula lixiviación (caso de la mayoría de los suelos no arenosos) hace pasar la sobre-fertilización como una inversión a mediano plazo para el productor. En realidad, la probabilidad de ver estas formas insolubilizadas volver a la solución es casi nula a escala de tiempo de una vida profesional y escasa a escala del tiempo de vida de sus descendientes. No se sabe tampoco si la lenta evolución de las formas insolubles supone necesariamente un paso por la solución.

Muchas investigaciones quedan por hacer en estos aspectos de la inmovilización del fósforo evidenciados por la famosa fórmula "95% de los fertilizantes fosfatados utilizados durante el siglo pasado, están todavía en los suelos cultivados porque no fueron utilizados por los cultivos realizados" (Fardeau 1993). Queda entonces por demostrar que, a escala histórica, esta fase de fertilización intensiva pueda procurar algún beneficio a las generaciones futuras.

Etapas del ciclo del fósforo en el suelo

El fósforo mineral insoluble constituye, en general, el compartimiento más grande del ciclo. En la zona del suelo explorada por las raíces, se encuentran algunas toneladas de fósforo: de 2 a 10 según los suelos y la profundidad considerada. Dicho fósforo puede encontrase fijado sobre los sitios de intercambio de las arcillas e hidróxidos de Fe y Al o en forma de fosfatos cálcicos, férricos, aluminosos o manganésicos, según la composición y el pH del suelo. De esta cantidad aparentemente considerable, sólo 3 a 15 kg por hectárea pueden ser considerados como asimilables en los suelos de sabana llanera en Venezuela.

La descripción propuesta (Figura 1.9) corresponde a un suelo que tuviese, teóricamente, un contenido de fósforo total de 1 tonelada por hectárea repartido en una profundidad que podría variar de 0,5 a 1m según la concentración y la densidad aparente.



N.B. En suelos de sabana natural el P total de los 25 primeros cm de suelo puede variar entre 50 y 100 kg por hectárea de los cuales 2 a 3 kg pueden considerarse como disponible para la producción primaria que va absorber 3 a 10 kg P anualmente cantidad igual o un poco menor al P microbiano. Ver más detalles en el Capítulo 8 de la Monografía "Tierras llaneras de Venezuela".

Figura 1.9. Ciclo del fósforo

Entradas

Precipitaciones

Los aportes de fósforo por precipitación son, en general bajos (0,5 - 2 kg ha^{-1} $año^{-1}$), exceptuándose las precipitaciones en sitios cercanos a fuentes contaminantes o muy afectadas por las quemas (Sequera *et al*., 1991). En las precipitaciones, se encuentran casi siempre partículas de compuestos fosfatados que, en el caso de los suelos de sabana, pueden representar un aporte significativo de P mineral por la recaída de cenizas después de los incendios de vegetación. En Calabozo, Estado Guárico, los valores de aporte de fósforo por las precipitaciones pueden variar de 0,31 a 0,52 kg ha^{-1} $año^{-1}$ (Hernández-Valencia *et al*., 1989), mientras que en Mantecal, una sabana inundada situada a 200 kilómetros de Calabozo, se ha reportado un valor ligeramente más bajo, 0,2 kg ha^{-1} $año^{-1}$ (López-Hernández *et al.*, 1994).

La entrada por un aporte de fertilizante consiste, en realidad en aumentar el compartimiento de las reservas minerales insolubles, dado que la mayor parte del fósforo de los fertilizantes se va a insolubilizar rápidamente como fue descrito. Al final del día del aporte, habrá ya desaparecido de la solución entre 80 y 95% del fósforo suministrado.

Contenido del fósforo de la biomasa vegetal

El contenido de fósforo de la biomasa vegetal de los cultivos es, también, muy variable en el tiempo y en el espacio. Como valores extremos podemos recordar que la caña de azúcar logra extraer 40- 60 kg P ha^{-1} para una biomasa del orden de 50 a 100 toneladas (Sequera *et al*., 1991) mientras que un cultivo de maíz o un forraje, solo representa una extracción de 10 a 20 kg P ha^{-1} por biomasas más modestas de 10 a 30 toneladas. Las extracciones de P por el estrato herbáceo de las sabanas venezolanas son débiles y varían entre 5,9 a 8,8 kg P ha^{-1} $año^{-1}$ en las sabanas quemadas (Hernández-Valencia y López-Hernández, 1999).

Solución del suelo

Los microorganismos, en competición con la rizósfera, pueden apropiarse un poco del fósforo soluble y transformarlo en complejos orgánicos insolubles. La resultante de ese juego va ser el estado de equilibrio dinámico de la solución de cada suelo equilibrio caracterizado por un rango de concentraciones de P que siempre se va ubicar en valores bajas o muy bajas. En estas condiciones, las determinaciones directas de P inorgánico en la solución del suelo, que pueden ser del orden de algunas fracciones de mg por litro de solución no tienen mucho interés en el diagnóstico de la fertilidad y de los efectos de la fertilización.

En la solución, los sales solubles comunes son el fosfato diamónico, $(NH_4)_2HPO_4$ o el fosfato monocálcico $Ca(H_2PO_4)_2$. A estos sales corresponden los aniónes HPO_4^{--} o $H_2PO_4^{-}$ que tienen un tiempo medio de residencia (determinado por el método de la cinética de dilución isotópica más arriba explicado) del orden de algunos minutos en los Mollisoles más activos y de algunos segundos en los suelos del orden Oxisol, donde se impone la inmovilización del P por los hidróxidos.

Los fosfatos solubles en el rango de pH de los suelos que se utilizan como fertilizantes son: el fosfato diamónico, $(NH_4)_2HPO_4$ y los superfosfatos. Esta última denominación comercial corresponde,

a una mezcla heterogénea de fosfato monocálcico $Ca(H_2PO_4)_2$, de yeso y otros minerales formados por el solvente utilizado (ácido sulfúrico en general) para disolver la roca fosfatada.

El anión PO_4^{3-} no es estable por debajo del pH 10. En las condiciones del suelo, este anión pasa rápidamente a las formas hidrogenadas que son las que absorbe la planta. Sin embargo, por tradición, se suele todavía utilizar la formulación PO_4^{3-}.

Formas insolubles

Como lo hemos señalado en el párrafo inicial dedicado a la evolución histórica de las ideas sobre el devenir del concepto de fósforo disponible, la caracterización química de las formas insoluble del fósforo es de poco interés para la interpretación del funcionamiento de los ecosistemas y agro-ecosistemas. Por lo tanto, no trataremos de entrar en el detalle de las múltiples categorías que han sido creadas en base a diversos procedimientos químicos. Solamente recordaremos que los fosfatos dicálcico $Ca_2(HPO_4)_2$, y tri-cálcico $Ca_3(PO_4)_2$ son prácticamente insolubles. El CO_2 generado por las raíces de las plantas puede crear un ambiente químico favorable para una disolución muy lenta de los fosfatos tri-cálcicos insolubles a formas di-cálcicos y luego mono-cálcicos solubles.

Aportes de los métodos fisico-químicos en la definición de compartimentos de P insoluble

Fuera del campo de la dilución isotópica, algunos investigadores han continuado estudiando la validez de métodos físico-químicos para definir la disponibilidad del fósforo para las plantas. La ventaja de estos métodos consiste en la posibilidad de usarlos rutinariamente para un simple diagnóstico comparativo de fertilidad fosfórica. Existen dos tipos de métodos muy eficientes desde este punto de vista:

El primero consiste en desplazar el fósforo “asimilable” por el ácido carbónico como se supone que lo haría una raíz (Método Olsen con bicarbonato diluido). Una versión más completa de este procedimiento fue introducida por Hedley *et al*. (1982) y posteriormente modificado por Tiessen y Moir (1993) quienes realizan una extracción de formas orgánicas e inorgánicas de fosforo del suelo. El mismo ha sido ampliamente utilizado en la literatura para analizar suelos de regiones tropicales y templadas. En el caso específico de las sabanas venezolanas ha sido utilizado por Hernández-Valencia y Bautis (2005) y López-Contreras *et al*. (2006), este procedimiento además de una extracción preliminar de P inorgánico con resinas aniónicas, sigue con extracciones progresivamente más agresivas desde el bicarbonato diluido hasta soda a pH 13 y HCl concentrado caliente para definir categorías de fosforo por el tipo de vínculos que lo tiene insolubilizado un soporte mineral, órgano-mineral u orgánico.

Aunque, si bien es cierto, se puede diferenciar el efecto de diversos tratamientos agronómicos con este tipo de método, ninguno de ellos conduce a recomendaciones claras para mejorar el rendimiento de la fertilización fosfórica. Estas extracciones corresponden más a una visión estática de “reservas” supuestamente más o menos “disponibles”, mientras que la visión cinética necesaria al desarrollo de la modelización de los intercambios suelo-planta corresponde mejor a la lógica de los métodos físicos e isotópicos.

El segundo tipo de método consiste, por ejemplo, en insolubilizar el P de la solución por una banda de papel de filtro previamente impregnado de hidróxido de hierro. Se simula así lo que pasa en un oxisol donde, en general, no subsiste el fósforo disponible (Guo, 1998).

Esta mera constatación cualitativa también puede servir para comparar parcelas y tratamientos agronómicos pero no conduce directamente a ningún tipo de interpretación y menos conducen a mejorar los modelos de simulación del ciclo del fósforo en el sistema suelo-solución-planta.

Este tipo de comparaciones sirve para demostrar que la capacidad de la fase insoluble para restablecer la concentración inicial (poder *buffer* del suelo para el fósforo), constituye la mejor manera de apreciar la capacidad del suelo para asegurar la nutrición fosfórica de los cultivos (Morel *et al*., 1999). Esto ya había sido propuesto veinte años antes (Dalal y Halsworth 1977, López- Hernández *et al*., 1981), pero sobre una base más empírica, utilizando isotermas de adsorción de Langmuir. Estos resultados tienen una estrecha relación estadística con los balances del fósforo y la historia de la fertilización fosfórica de las parcelas, lo que indica que constituyen probablemente un acercamiento del problema más promisorio que las extracciones químicas.

Agentes de transformación interna del P

Papel de la biomasa microbiana

El compartimiento microbiano constituye un compartimiento especialmente importante de la fracción lábil del P. Al morir los microorganismos, se puede liberar una parte de P orgánico fácilmente mineralizable, después de la lisis de las células. Los microorganismos vivos producen también enzimas como las fosfatasas que catalizan la conversión del fósforo orgánico en fósforo disponible que puede así satisfacer la demanda de las plantas.

En los suelos de sabana de *Trachypogon* de Venezuela, el P microbiano para sabanas de puede variar de 2,6 a 10,9 mg kg^{-1} de suelo (Hernández-Valencia y López-Hernández, 1999), lo que corresponde a 6 al 10% del P total del suelo. Los valores de P-Mb son generalmente más elevados que el contenido de P disponible. Esto muestra bien, en estos suelos pobres en P, que los microorganismos importan más en el almacenamiento que en el suministro de P para las plantas (López-Contreras *et al*., 2007).

El contenido de P biomasa (evaluado indirectamente, por la relación C/P de cultivos "*in vitro"*) puede llegar hasta 80 kg ha^{-1} en suelos dotados de grandes biomasas microbianas (Anderson, 1980). Estas evaluaciones pueden variar considerablemente al cambiar el reactivo de extracción o por la re-adsorción del fósforo liberado por el método fumigación-extracción (Morel, 1997; Oberson, 1997). Al final, no se debe olvidar nunca que en el caso del fósforo, son las condiciones físico-químicas, más que el volumen inicial de la biomasa microbiana, las que van a permitir que una parte del fósforo microbiano pase o no a la solución. Además, la relativa estabilidad anual de la población microbiana resulta, en gran parte, de un equilibrio dinámico entre sus tasas de reproducción y la tasa de predación que sufre (Tate, 1987). De hecho, los predadores primarios y secundarios tampoco van a liberar inmediatamente a la solución, el fósforo que recién absorbieron.

La actividad microbiana puede modificar la magnitud del fósforo isotópicamente diluíble y las características cinéticas del intercambio entre fases solubles e insolubles. Esto ha podido ser demostrado en muchos suelos y en particular en los Oxisoles de los Llanos colombianos (Oberson, 1999) donde la introducción de leguminosas y la activación biológica del suelo fue suficiente para aumentar más de diez veces la extracción de fósforo por el forraje. Pero, considerar como asimilable todo el contenido de fósforo de la biomasa microbiana, sería simplificar demasiado su papel que, en realidad, es mucho más complejo. En efecto, dicha simplificación supone que la muerte de una célula microbiana provoca la liberación automática de su contenido de fósforo en la solución del suelo, lo que no es necesariamente cierto.

Mineralización del fosforo orgánico. Mineralización bruta y neta

A diferencia del nitrógeno donde los procesos de inmovilización-mineralización han sido muy bien estudiados, y donde es posible una cuantificación apropiada de la mineralización bruta, la mineralización del P es unos de los procesos más difíciles de cuantificar de manera precisa. La razón básica es que cualquier fosfato generado por mineralización (mineralización bruta) de las formas orgánicas del P (Po) no solo es absorbido rápidamente por los cuerpos vegetales (raíces y microrganismos) sino que tiende instantáneamente a ser adsorbido también por los procesos fisicoquímicos de adsorción-precipitación previamente relatados. De manera que separar los procesos biológicos de absorción de los de adsorción-retención fisicoquímica es muy complicado sino se dispone de las técnicas adecuadas, por lo general isotópicas. Por supuesto que es más difícil aun cuantificar esta mineralización en el caso de los suelos altamente meteorizados tropicales como es el caso de los suelos llaneros. Las técnicas isotópicas con ^{15}N hicieron posible una separación apropiada de la mineralización bruta y neta del N, igualmente con isotopos marcados de P (^{32}P y ^{33}P) se ha intentado cuantificar el proceso de mineralización de P en suelos con muy baja adsorción de P (López-Hernández *et al.,* 1998), al igual que en suelos con moderadas a alta capacidad de retención de P (Frossard *et al.,* 1996, Kellogg *et al., 2006*). Con menos énfasis también se han ensayado métodos que involucran actividades enzimáticas y que no requieren de las técnicas isotópicas (Zou *et al.,* 1992; López-Gutiérrez *et al.,* 2004). En suelos de los llanos venezolanos se ha medido la mineralización mediante técnicas isotópicas (Kellogg *et al., 2006*) y no isotópicas (López-Gutiérrez *et al.,* 2004).

Efectos rizosféricos

Los efectos rizosféricos tienen más importancia en el caso del P que para los otros nutrientes. En efecto, la movilidad del P en el suelo es muy reducida en razón de las múltiples oportunidades de insolubilización que siempre encuentra este elemento en los suelos. Uno de esos efectos rizosféricos es la producción de fosfatasas, la cual no es una exclusividad de los microbios, ya que las raíces pueden producir y también liberar enzimas en suelo, en particular cuando las concentraciones disponibles de P en la solución de suelo son demasiado bajas para cubrir las necesidades de las plantas. Entre los múltiples efectos rizosféricos mencionaremos los cuatro más importantes:

1. El primer efecto rizosférico resulta de la excreción de protones que permiten la disolución de los fosfatos cálcicos.

2. El segundo consiste en una ampliación local del compartimiento de fósforo isotópicamente diluible el cual realmente alimenta la planta.

3. El tercer efecto consiste en bajar el potencial redox, lo que influye sobre el pH y reduce el hierro, mayor insolubilizador del fósforo cuando está en forma oxidada.

4. El cuarto efecto, resulta de la exudación de varios aniones orgánicos y polisacáridos que pueden participar en la formación de complejos órgano-minerales y que compiten con los fosfatos por los sitios de adsorción (López-Hernández *et al.*, 1986). Pueden exudarse, también, fitosideróforos que van a facilitar la absorción del fósforo y fosfatasas, las cuales van a liberar el fósforo orgánico bajo formas solubles y asimilables.

Todos estos efectos han sido descritos detalladamente desde hace varios años (López-Hernández *et al*., 1986; Hinsinger, 1998).

Además, se debe mencionar aquí el efecto de las micorrizas que se pueden asociar a los efectos rizosféricos en la medida que estos hongos viven de su relación simbiótica con las raíces que suministran los constituyentes orgánicos que pueden asimilar pero no pueden sintetizar (Figura 1.10).

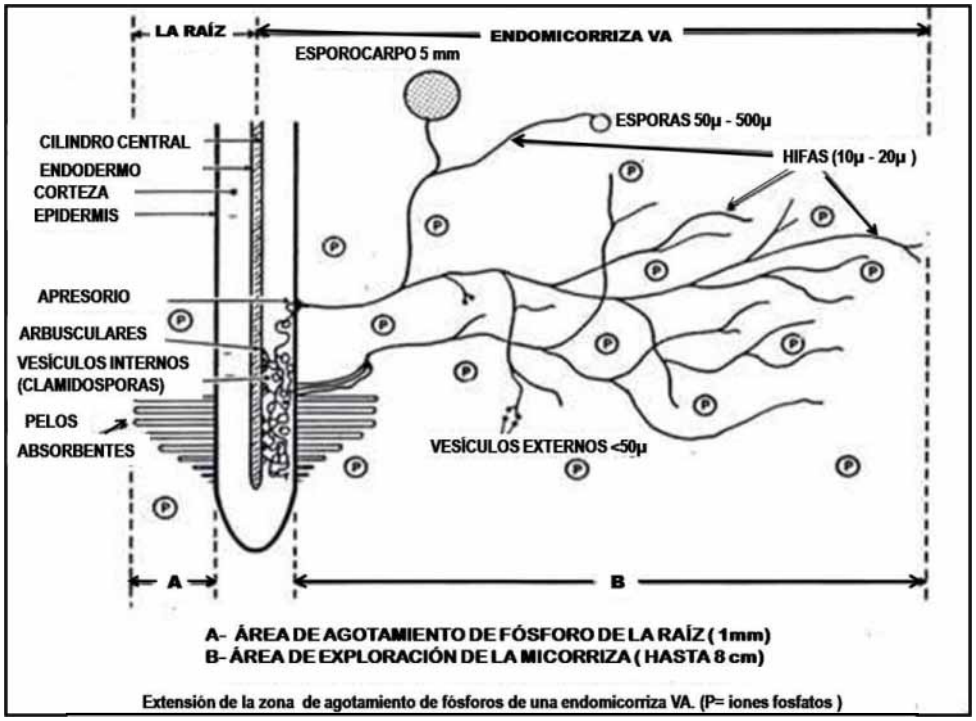


Figura 1.10 Endomicorrizas en la rizósfera fuera de la zona de agotamiento del P

Las micorrizas resultan de una simbiosis mutua entre las raíces de las plantas y micelios de hongos filamentosos del suelo. Por tal simbiosis, se mejora la incorporación de algunos elementos nutritivos por las plantas, en particular los de baja movilidad como el P. Este comportamiento está vinculado a la capacidad de las hifas miceliales de explorar un volumen elevado de suelo más allá de la zona de la raíz. Pero también se deben a los cambios fisiológicos y microbiológicos que se producen en la rizósfera de las plantas colonizadas, las cuales aumentan la accesibilidad de los nutrimentos habitualmente no disponibles a las raíces de las plantas. Se debe mencionar aquí la existencia de endo-micorrizas que penetran adentro del tejido radicular de la planta y de las ecto-micorrizas que se limitan a explotar una mayor parte del fósforo asimilable por las raíces y no necesariamente a disolver o desorber una reserva no asequible (Morel, 1994).

Salidas

Las salidas de fosforo ocurren esencialmente por escorrentía o lavado superficial. La lixiviación en profundidad es excepcional y sólo ocurre en suelos muy arenosos que dejan pasar partículas insolubles o en suelos orgánicos con muy poco contenido de sesquióxidos (López-Hernández, 1977).

La información sobre pérdidas nutritivas por lixiviación es escasa, seguramente debido a dificultades metodológicas para concebir e instalar un sistema eficaz de recuperación de los elementos lixiviados. La modelización de los balances hídricos sobre la base de los datos meteorológicos y edáficos para calcular las pérdidas por lixiviación podría ayudar a superar los problemas arriba mencionados.

Aun cuando el fósforo se considera como un elemento inmóvil que se acumula en los perfiles de los suelos en forma en general irreversible, se ha observado, a escala de la cuenca, numerosos ejemplos de contaminación ambiental por el fósforo que provoca o participa en el fenómeno de eutrofización de los ríos y lagos. Esta es la razón por la cual es preciso mencionar esta salida en el esquema del ciclo del fósforo.

Este fenómeno, ligado a la intensificación de la producción agrícola, está asociado, por una parte, a las lluvias torrenciales, capaces de provocar, en general, salidas de formas insolubles por escorrentía. Puede también resultar del lavado de los suelos de textura muy gruesa. Estos eventos espectaculares no deben hacer olvidar la fuga discreta, pero constante, de formas orgánicas que a lo largo del tiempo no pueden empobrecer mucho los suelos pero si contaminar ríos y lagos de manera muy significativa (Haygarth, 1999).

Conclusiones

La principal conclusión que se debe obtener de las observaciones hechas sobre el ciclo del fósforo en suelos, consiste en enfatizar que el comportamiento de este elemento está sometido a las propiedades físico-químicas del medio que obligan a permanecer en la solución del suelo sólo sus formas aniónicas en cantidades muy bajas y por tiempos muy cortos.

Una vez insolubilizado, el fósforo queda en equilibrio dinámico con la solución, a varias escalas de tiempo. Esta retrogradación contribuye a aumentar, principalmente, las reservas minerales, pero también las orgánicas.

Paralelamente, los procesos biológicos incorporan el fósforo en las síntesis de bio-moléculas, los cuales tendrán una mayor probabilidad que los minerales de re-alimentar la solución del suelo en el transcurso de los ciclos de cultivo.

El ejemplo del fósforo ilustra muy bien el hecho de que las expresiones tradicionales como: “reservas de nutrientes” o de “riqueza del suelo”, se refieren a características estáticas, por lo que no pueden dar una idea justa de los fenómenos de intercambio. Estos fenómenos deben ser evaluados más bien mediante sus características cinéticas (Morel *et al*., 1994) las cuales son indispensables para un desarrollo racional de la modelización. Es totalmente ilusorio buscar una cantidad estática de P asimilable para un suelo dado cuando, en realidad, esta cantidad cambia con las concentraciones en solución, con el pH, y otras condiciones bioquímicas del suelo.

El carácter dinámico tanto de los intercambios rápidos del P entre la solución y la fase sólida intercambiable como de su difusión lenta entre constituyentes insolubles, dificulta que algún método estático de estimación de "reservas" de fósforo “disponible” (extracciones selectivas tradicionales), pueda dar información realmente útil para la evaluación de la fertilidad y el manejo de la fertilización. De hecho, numerosos autores han dedicado muchos esfuerzos y tiempo en buscar el reactivo ideal para determinar el hipotético reservorio de P “disponible”. Medio siglo después, es posible concluir que mejor conviene gastar energía en determinar los parámetros cinéticos de estos rápidos intercambios entre la solución y el P insoluble (Morel *et al*., 1999), pero alcanzable por la biomasa radicular en particular gracias a la dinámica rizosférica.

Ciclo del potasio

El potasio es un elemento nutritivo esencial para todos los organismos vivos tanto vegetales como animales. Los vegetales necesitan altas cantidades de este nutriente, casi al igual que de nitrógeno (Mengel y Kirkby, 1987). Se encuentra en todos sus órganos y cumple un rol importante en actividades enzimáticas esenciales en procesos metabólicos (más de 60 enzimas son activadas por este catión) como fotosíntesis, síntesis de proteínas y carbohidratos; también tiene incidencia en el balance de agua y en el crecimiento vegetativo, la fructificación, la maduración y la calidad de los frutos (Mengel y Kirby, 1987).

Las plantas obtienen el K necesario a partir de la meteorización de los minerales primarios, del intercambio iónico con las arcillas, de la mineralización de los residuos orgánicos o de los abonos y fertilizantes.

Se ha podido demostrar que los aportes de potasio a los cultivos tropicales son altamente rentables porque se traducen, casi siempre, en aumentos de producción de un valor muy superior al costo del fertilizante invertido. Por ejemplo, cada kg de K_2O invertido provoca un suplemento de producción equivalente al precio de 2 a 6 kg de fertilizante según el cultivo y el precio del fertilizante en el país considerado (Cooke, 1986).

Por lo tanto, las investigaciones, relativamente sencillas, que son necesarias para implementar las recomendaciones adecuadas, también son altamente rentables más que todo en un contexto de intensificación de los cultivos consumidores de potasio para poder sintetizar almidón (arroz, yuca) o azúcar (caña).

Las reservas minerales de potasio

Antes de empezar la descripción del ciclo del potasio es necesario recordar algunos conocimientos sobre la naturaleza y propiedades de los minerales que constituyen estas reservas.

Los feldespatos

Los feldespatos de la serie mineralógica “sódi-potásica” son los minerales que tienen el contenido más alto de potasio (hasta 15% para el polo potásico de la serie) lo que no impide que resistan bastante tiempo a los procesos de hidrólisis tanto en los ciclos de alteración como en las pedogénesis sucesivas. Es probable que las plantas puedan aprovechar el potasio de los feldespatos no alterados (Sparks, 1986 Hisinger *et al*., 1996). Esto ocurre, por lo menos, a partir del potasio ubicado en la superficie de los cristales lo que puede explicar la no-respuesta al potasio en ciertos ensayos agronómicos.

La liberación del potasio es mucho más fácil cuando el feldespato ha pasado, previamente a la alteración de la roca, por el proceso de "sericitización". Este proceso consiste en sustituir una gran parte del cristal de feldespato por una filita 2/1 de la familia de las micas llamada sericita. En este caso, bastante frecuente, el proceso de liberación del potasio feldespático se parece al de las filitas.

Las filitas

Los cationes de la solución del suelo, sustituyen al potasio de la filita en proporciones definidas por la concentración y el pH de la solución. Si el pH es inferior a 5 se formarán vermiculitas

aluminosas. A pH superiores a 5, las vermiculitas serán sódicas o cálcico-magnésicas más o menos interestratificadas. Todo el potasio correspondiente a estos intercambios puede ser aprovechado por las plantas, las cuales desplazan los equilibrios hacia la solución.

En caso de exceso de K^+ en solución, las vermiculitas pueden recuperar el potasio y volver a cerrar su estructura previamente abierta por los otros iones más hidratados, salvo en presencia de aluminio interfoliar, el cual se encuentra con frecuencia en los suelos ácidos.

Sabido es que las filitas 1/1 de la familia de las kaolinitas, tienen un papel muy diferente por no disponer de un espacio interfoliar que llenar. El intercambio se limita a los escasos sitios de intercambio externos, lo que puede dar lugar a la lixiviación del potasio en solución, en caso de precipitaciones abundantes después de una fertilización excesiva.

Descripción del ciclo del potasio

El comportamiento del potasio en el suelo es relativamente sencillo (Figura 1.11) en razón de su alta solubilidad. Las plantas en crecimiento extraen primero el K de la solución del suelo, pero a medida que el K es absorbido, su concentración es renovada por la cesión de formas asociadas a los constituyentes minerales y orgánicos del suelo.

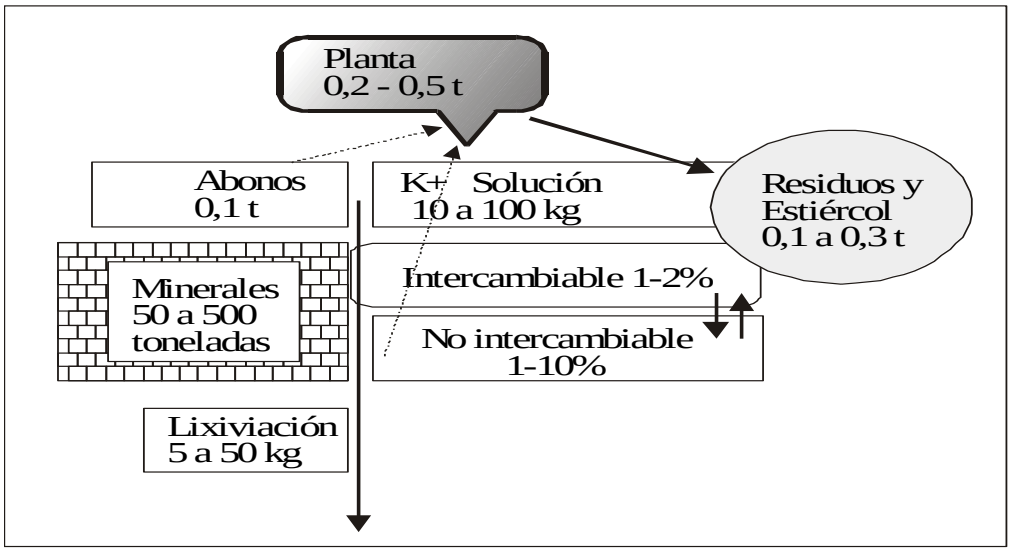


Figura 1.11. Ciclo del potasio.

Entradas: residuos vegetales y solución del suelo

La concentración de potasio en las plantas varía, según los cultivos, entre 2 a 5% de su peso seco. Por ejemplo, una cosecha de 10 toneladas de materia seca puede tener un contenido de potasio que oscila entre 200 y 500 kg por hectárea. La mitad de esta cantidad suele ser restituida al suelo si los rastrojos son enterrados o quemados in situ, tal y como puede ocurrir con la práctica de quema en la caña de azúcar o con los pastizales llaneros con sus prácticas de manejo por quemas frecuentes (Hernández-Valencia y López-Hernández, 2002). El potasio de los desechos vegetales y del estiércol es hidrosoluble casi en su totalidad y fluctúa alrededor de 2% según las especies y el estado de descomposición de los desechos de cosecha (Pieri, 1989).

En el esquema del ciclo del potasio no se incluye la biomasa microbiana, porque el único papel importante que tiene en el ciclo del potasio, es el de asegurar la descomposición de los desechos de

cosecha. Se puede calcular, a partir de cultivos puros de micro organismos extraídos de suelos, que el contenido de potasio es muy similar al del fósforo (relaciones K/C 12% P/C 13%), pero se encuentra, en su mayoría, en la parte fúngica de la biomasa.

El K hidrosoluble en la solución del suelo

En la solución del suelo, las concentraciones de potasio son bajas en general (5 a 10 mg L^{-1} en general, siendo altas solamente en los días siguientes a los aportes de fertilizante). Se considera la solución del suelo como compartimiento de entrada porque los abonos (cloruro, sulfato o nitrato de potasio esencialmente) son solubles. Sin embargo, estas altas concentraciones no pueden permanecer en la solución, porque el elemento se fijará, de manera más o menos enérgica, sobre la superficie o en el interior de las arcillas de tipo 2/1. Por ello, en la mayoría de los suelos, las pérdidas de potasio son inferiores a las de calcio o incluso a las de magnesio, aún en el caso de fertilización potásica intensiva.

Sin embargo, en caso de concentración excesiva (desechos de cosecha abundantes o sobre-pastoreo), el elemento pude ser también lixiviado fuera del perfil. En suelos arenosos de climas templados, estas pérdidas fluctúan, en general, entre 10 kg ha^{-1} a 50 kg ha^{-1}, mientras que en suelos más arcillosos cultivados con plantaciones de caña de azúcar en Venezuela se han podido medir pérdidas anuales por lixiviación de hasta 50 kg ha^{-1} (López-Hernández datos no publicados).

En climas tropicales, se producen pérdidas más a menudo por escorrentía que por lixiviación, debido a la violencia de las precipitaciones y a la presencia de una estación seca entre dos cultivos (Pieri, 1986). En todos los casos, tales pérdidas son generalmente inferiores a las provocadas por las cosechas. En casos particulares donde la concentración de los aportes puntuales puede provocar pérdidas intensas (arboricultura o pastoreo intensivo) dichas pérdidas pueden llegar hasta 300 kg ha^{-1} por lixiviación hacia las napas freáticas ubicadas debajo de las plantaciones de cítricos o musáceas (Pieri, 1989).

El potasio intercambiable a corto y mediano plazo

La insolubilización del potasio en forma intercambiable sobre soportes arcillosos, puede ser más o menos reversible en relación al tipo de sitio donde se encuentra adsorbido. La reserva principal de K se encuentra en general en posición interfoliar de las arcillas 2/1 como illita, vermiculita o esmectita. Las arcillas kándicas participan también a esta función de reserva pero en un grado mucho menor por su baja capacidad de intercambio catiónico. Gracias a su pequeño diámetro iónico (aproximadamente 0,13nm, el cual casi no aumenta al hidratarse como es el caso del sodio, del calcio y del magnesio), el potasio estabiliza las laminas de las arcillas 2/1. Estas arcillas 2/1 van a degradarse rápidamente en caso de acidificación del suelo cuando el K interfoliar se ve sustituido por protones (H^+) y luego por hidróxidos de aluminio. Al final del proceso sólo quedarán las arcillas kándicas incapaces de guardar importantes reservas de K en los Alfisoles y Ultisoles. En el caso extremo de Oxisoles sin arcillas (filitas), las reservas de K pueden ser casi nulas.

La Figura 1.12 sirve para recordar los tres tipos de posición de intercambio que puede tener el potasio en una arcilla de tipo 2/1. La posición externa que también existe en las arcillas 1/1, la posición lateral donde la energía de retención es un poco mayor, y la posición interfoliar donde el intercambio es más difícil. Se nota también el hecho que con el potasio se aprietan más las láminas de arcillas que con el calcio.

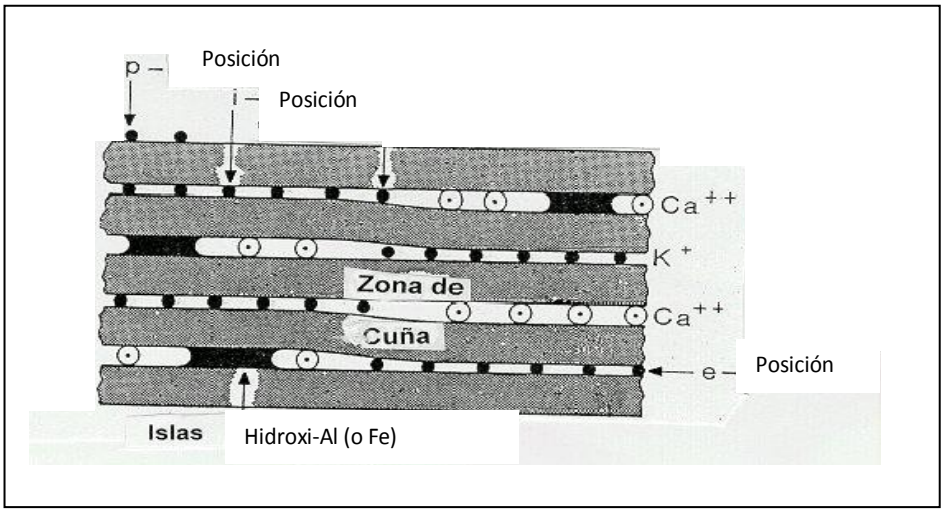


Figura 1.12 Modelo de arcilla 2/1 con las posiciones p, e, i de iones potasio (Rich, 1968).

En experimentos de larga duración en Rothamsted (Johnston, 1986) se pudo observar una correlación estrecha entre el K intercambiable (extraído por ácido clorhídrico (0,3M) o acetato de amonio normal) con el K soluble en agua. La Figura 1.13 representa esta correlación que tiene el doble interés de evidenciar dos hechos importantes. Primero se nota el orden de magnitud de las reservas que, en este caso, superan con creces las necesidades de los cultivos comunes. Esta buena correlación evidencia además el valor de las mediciones de K en la solución del suelo que constituyen un diagnóstico válido de la capacidad de suministro de potasio del suelo.

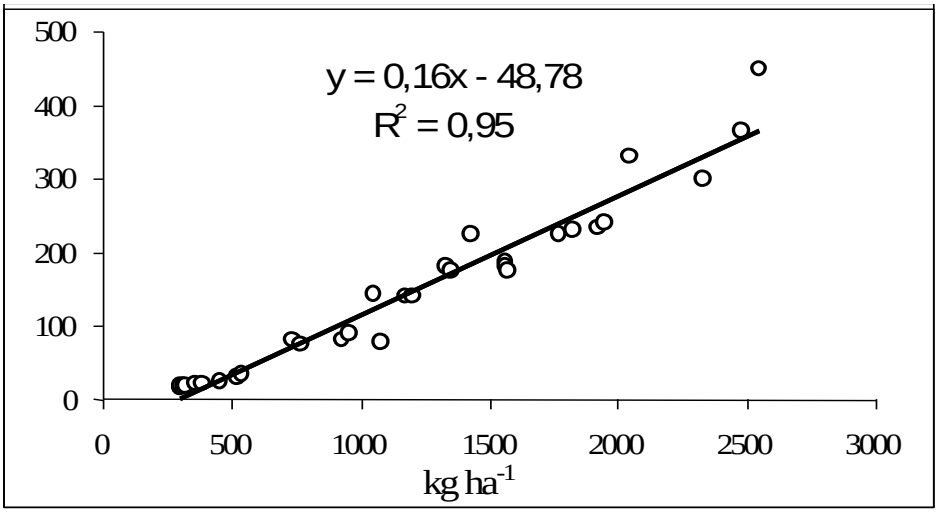


Figura 1.13 Correlación potasio hidrosoluble (eje vertical) versus intercambiable.

Pérdidas por lixiviación y cosechas

En general, las pérdidas por lixiviación no son importantes salvo en el caso de suelos muy arenosos donde el agua filtra rápidamente fuera del perfil y lixivia todo el contenido de la solución del suelo si no hay arcillas para fijar el potasio.

Si se exportan los residuos de cosecha o el forraje, hemos visto que ello puede representar cantidades considerables de potasio cuyo contenido es del orden de 2% del peso seco en general. La salida correspondiente puede alcanzar fácilmente 200 kg K por hectárea.

Si además el suelo se utiliza para el pastoreo, se debe tomar en cuenta la exportación por el ganado mismo (0,2% del peso del animal) lo que puede representar hasta 50 kg por hectárea y por año (Castilla *et al*., 1995). Pero estas pérdidas directas son muy inferiores a las pérdidas indirectas por orina y heces cuya localización puntual favorece la lixiviación. Para conseguir más información sobre el tema se puede consultar una síntesis completa y reciente sobre el ciclo del potasio en pasturas (Kayser y Isselstein 2005).

Parámetros agronómicos pertinentes

Factores físico-químicos del intercambio iónico suelo-solución

Los trabajos básicos de Beckett sobre la relación Cantidad/Intensidad para la adsorción del potasio (Beckett y Nafady, 1967) han servido de base a muchas investigaciones sobre la evaluación de la disponibilidad del potasio para los cultivos. Por lo tanto, más allá de las nociones básicas de la ciencia de suelo (Casanova, 2005) nos limitaremos a recordar que la dinámica de los intercambios de potasio en la solución de suelo dependen en primera aproximación de dos factores principales, el factor Cantidad (factor Q) y el factor Intensidad (factor I).

El factor cantidad "Q" corresponde a la sumatoria de todas las categorías de potasio susceptibles de participar a corto (horas a días) o mediano (semanas a meses) plazo en los intercambios entre suelo y solución.

El factor Intensidad "I" corresponde al flujo máximo (o sea una cantidad por unidad de tiempo) permitido por las condiciones físico-químicas (pH, concentraciones iónicas) del suelo entre las fases solubles e insolubles.

A partir de los valores de la relación Q/I, se pueden establecer los mejores parámetros para comparar los potenciales de suministro de potasio para cada suelo.

Nos apoyaremos en los trabajos de M.E. Conti para dar ejemplos concretos de la determinación de estos parámetros cinéticos y de su aplicación agronómica (Conti *et al*., 1992, 1993, 1994, 1995, 1997).

En la Figura 1.14, a través de la curva se puede ver la evolución general de la relación Q/I con respecto a las variaciones del parámetro cantidad Q en ordenadas (en centimoles K por kg de suelo seco) y de las variaciones de concentración de K en la solución (raíz cuadrada de la concentración de K la solución en moles por litro [(**mol L^{-1})$^{1/2}$**] inducidas por la variación del factor cantidad.

El primer punto notado AR^K corresponde al estado de equilibrio, cuando el suelo no gana ni pierde potasio y constituye la medida de su disponibilidad inmediata.

La pendiente de la curva notada PBC^K representa la cantidad de K intercambiable que puede pasar a la solución del suelo para equilibrarla.

La ordenada ΔKL representa la cantidad total de K intercambiable tanto las fracciones lábiles fácilmente intercambiables (ΔK^0), como las posiciones de bordes de las arcillas y (ΔKx), respectivamente.

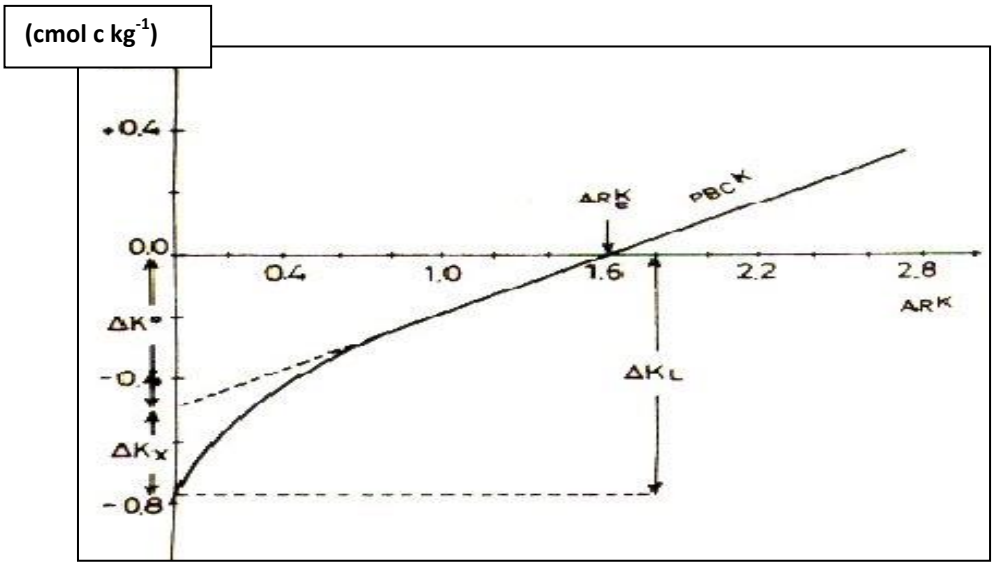


Figura 1.14. Forma general de la relación Q/I y parámetros pertinentes del K del suelo.

En la Figura 1.15 se muestran la curva Q/I de un suelo con 25 % arcilla, con minerales arcillosos buenos fijadores de K, illita-esmectita. En éste suelo, un cambio apreciable en el K intercambiable (ordenada), modifica poco el contenido de K en la solución (De la Horra *et al*., 1998).

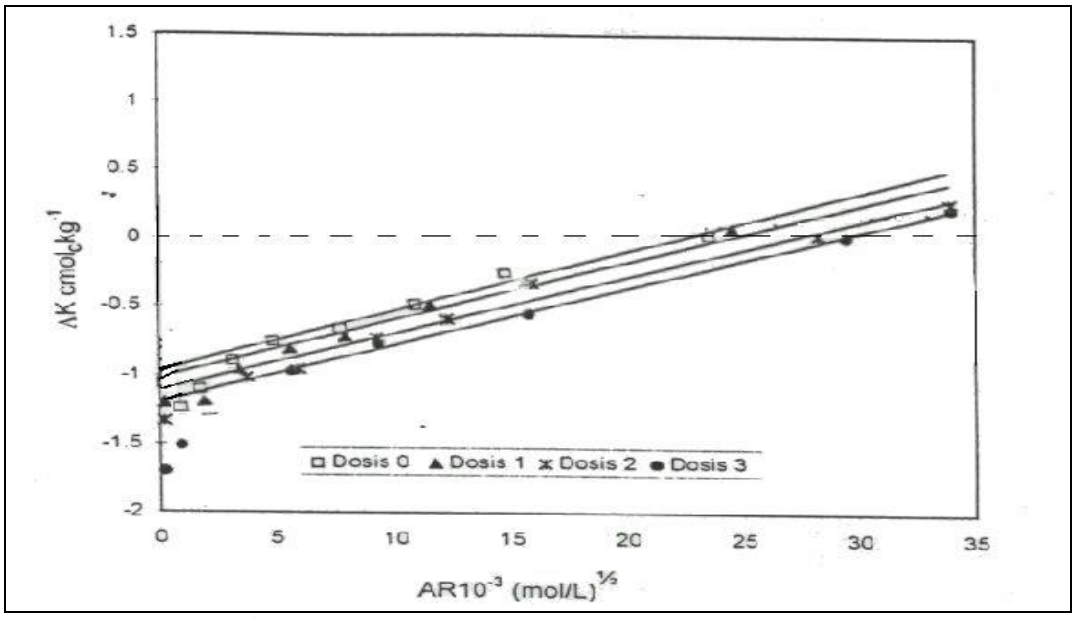


Figura 1.15. Relación Q/I de un suelo con 25 % arcilla (De la Horra *et al*., 1998).

En el suelo arenoso, con solo 10% de arcilla de tipo esmectita, la pendiente de las curvas es menor y, por lo tanto, un cambio pequeño en el contenido de K intercambiable (ordenada), determina un cambio mucho mayor en el K de la solución (abscisa) (Figura 1.16).

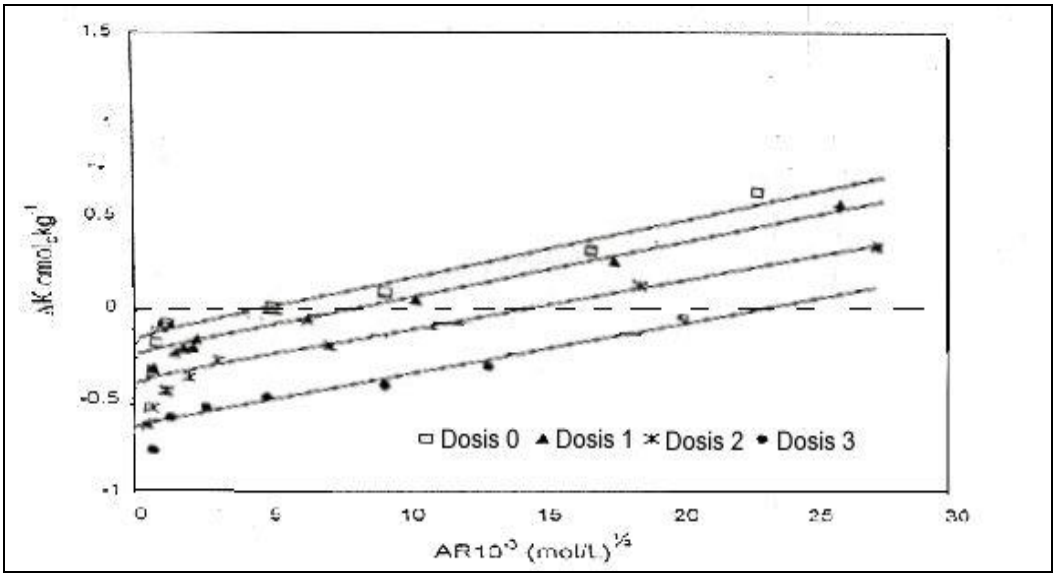


Figura 1.16. Relación Q/I de un suelo con 10% arcilla (De la Horra *et al*., 1998).

Además, estas curvas ilustran el efecto de un fertilizante potásico que va ser también diferente en ambos suelos. Las dosis agregadas aumentan la cantidad total de K intercambiable y la concentración de K de la solución, sólo después de haber saturado los sitios de intercambio de cada suelo. El suelo arcilloso retiene una gran parte de la cantidad de K agregado, lo que no ocurre en el suelo arenoso.

En ambos casos, el fertilizante agregado no modifica las características intrínsecas de cada suelo las cuales son sólo definidas por la clase de arcilla presente.

En los suelos arenosos o con bajo porcentaje de arcillas, no se puede mejorar de manera permanente los niveles de K. El manejo recomendado entonces consiste en aplicar la cantidad de K adecuada para satisfacer los requerimientos inmediatos con aplicaciones fraccionadas a través de todo el ciclo de cultivo. Al contrario en los suelos arcillosos, es posible fertilizar a largo plazo, a través de la aplicación de grandes cantidades iniciales, y luego sólo mantener niveles adecuados.

Determinación empírica de parámetros experimentales de disponibilidad del potasio

En su mayoría, los estudios realizados durante las últimas décadas del siglo pasado no se dirigen a entender los mecanismos de la eficiencia de los aportes de fertilizantes potásicos. Se trata más bien en general de detectar simplemente la cinética global de insolubilización de los abonos, establecer balances con los otros cationes, o detectar experimentalmente interacciones K/P.

El papel del potasio intercambiable en la nutrición de las plantas

El potasio requerido por las plantas se libera por exudación de protones (o su liberación de los ácidos orgánicos radicales o microbianos) que pueden sustituirse al K^+ de los filosilicatos haciéndolo así disponible para la nutrición vegetal.

Tradicionalmente, la evaluación de la fertilidad potásica de los suelos se basaba en la suposición que el K^+ intercambiable a pH 7 constituía una aproximación aceptable del K^+ asimilable.

Sin embargo, se sabía que las plantas podían también asegurar adecuadamente su alimentación potásica aún cuando el K^+ intercambiable fuese muy insuficiente (Steffens, 1986). En tales circunstancias, una gran parte de la nutrición vegetal está asegurada por el K^+ interlaminar no solamente de las arcillas, sino también de las micas de tamaño de los limos o arena fina (Mengel, 1984; Mengel, 1998).

En conclusión de este tipo de estudios, se admite que en suelos que tienen un mínimo de arcillas, el potasio tiene suficiente sitios de adsorción o de integración en las estructuras arcillosas, para insolubilizarse rápidamente pero de manera reversible quedando así a la disposición de las biomasas radiculares (Hinsinger *et al*., 1992). Por lo tanto, son estas biomasas radiculares las que controlan los flujos de potasio que atraviesan la solución del suelo mediante los gradientes de concentración que se crean a partir de la rizósfera.

Coeficiente real de utilización de los abonos potásicos

Gracias a mediciones isotópicas con ^{40}K, se pudieron determinar coeficientes reales de utilización del abono el año del aporte, que no sobrepasan el 20% (Fardeau, 1984). Es necesario insistir sobre este resultado obtenido por el método isotópico que significa que el 80% del K del abono **no es utilizado** por la cosecha del año sino que va aumentar las reservas de los suelos.

Por medio de innumerables experimentos con cultivos de plantas en invernadero, se pudo demostrar también que, en cuatro o cinco años sucesivos, alrededor de la mitad del potasio aportado por el fertilizante del primer año es recuperado por los cultivos siguientes (Quémener,1986).

En conclusión, como en el caso del nitrógeno y del fósforo, la nutrición potásica está asegurada, en su gran mayoría, por el potasio derivado del suelo o de fertilizaciones anteriores y no por el fertilizante recién esparcido.

Las dificultades técnicas y económicas impidieron la multiplicación de experimentos de medición directa de la eficiencia de los abonos potásicos por el método isotópico, pero estos resultados fueron suficientemente claros para poder considerarlos como definitivos.

Conclusiones

La preocupación del agrónomo no debe dirigirse a evaluar una supuesta reserva de potasio asimilable, sino más bien tratar de entender cómo el elemento potasio entra y sale de la solución del suelo, para poder orientar a los productores hacia decisiones adaptadas a cada situación específica.

No existe una relación directa y simple entre las necesidades de las plantas, los cuales pueden ser importantes de acuerdo al elemento en cuestión, y los aportes de fertilizantes que deben ser organizados en el marco de una planificación de los equilibrios suelo-solución y de balances pluri-anuales del cultivo. En el caso del potasio como de los demás nutrientes mayores, una gestión racional u organizada podría pasar por el uso de modelos de simulación que relacionen los flujos de entrada en la planta con la creación de los gradientes de concentración en el entorno de la biomasa radicular de los cultivos. Las primeras tentativas de modelización del ciclo del potasio ya fueron realizadas (Jungk, 1997) pero deben todavía progresar para poder guiar efectivamente la fertilización potásica.

OTROS CICLOS DE ELEMENTOS NUTRITIVOS (Ca, Mg, Fe y oligo elementos) O TÓXICOS (Al, Mn y metales pesados)

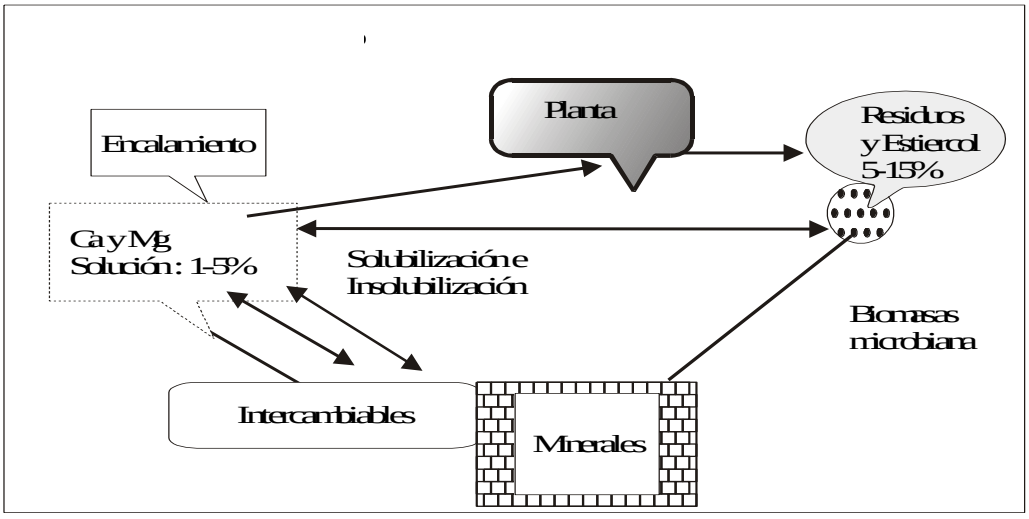
Es importante conocer las principales características de los ciclos de estos elementos y las circunstancias que pueden justificar una intervención de fertilización o protección en caso que uno de estos elementos logre ser limitante (Ca, Mg,) o tóxico como es el caso del aluminio. Se ha tratado de dar a cada elemento una importancia proporcional al tamaño del obstáculo que el representa en las operaciones de fertilización que necesitan la mayoría de los suelos llaneros.

Las informaciones generales de los párrafos siguientes han sido extraídas, principalmente, de dos síntesis dedicadas a la nutrición de las plantas (Mengel, 1987) y a los ciclos de los elementos en los suelos (Stevenson, 1986).

Ciclos del calcio y magnesio

Descripción general del ciclo

A escala de tiempo agronómico, lo que importa en el caso del Calcio y del Magnesio es el paso de los minerales primarios (casi inexistentes en la mayoría de los suelos llaneros debido a su alto grado de intemperización) a las formas intercambiables y por último a la solución del suelo. Se debe sin embargo recordar que la precipitación de los carbonatos de estos elementos sólo ocurre cuando las concentraciones son suficientemente altas. La diferencia entre los suelos cálcicos y los suelos carbonatados corresponde a condiciones de precipitación de los carbonatos. Aún en los suelos cálcicos, la mayor parte del calcio total puede estar en forma de minerales primarios como feldespatos (Figura 1.17).



N.B. Las cantidades de Ca y Mg total del suelo son extremadamente variables. En el caso de los suelos de sabana de Venezuela son inferiores al 1% del suelo total mientras que si la roca madre es una roca calcárea, los carbonatos representan la casi-totalidad del suelo. Entre estos dos extremos, si la roca madre no es carbonatada, el Ca proviene principalmente del los feldespatos y el Mg de las filitas y arcillas.

Figura 1.17 Ciclos del calcio y magnesio

El primer papel del calcio y del magnesio es el de mantener una estructura del suelo favorable al desarrollo de las biomasas y principalmente de la biomasa radicular. Ese primer papel, justifica una gran parte de las necesidades de encalado dado que la estabilidad de la estructura (floculación del los coloides) necesita que el 80 % de la CIC sea saturada por Ca y Mg en el caso de las arcillas 2:1, y 20% en el caso de los suelos kándicos (Mengel, 1987). Este último caso es el de la mayoría de los suelos tropicales ácidos, como los suelos de sabanas llaneras de Venezuela.

La otra justificación del encalado es para el control del pH y de la toxicidad alumínica. En todos los casos, el encalado debe basarse sobre un análisis integral de la fertilización del suelo a mediano plazo tomando en cuenta el poder "*buffer" o* amortiguador del suelo y todas las interacciones que pueden ocurrir en el transcurso del uso agrícola permanente del suelo durante años o décadas.

El otro papel del calcio y del magnesio, es el de nutrición de las plantas. Este papel está en general bien asegurado por la casi totalidad de los suelos que, a veces con un encalado mínimo, siempre tendrán en solución cantidades de calcio y magnesio suficientes para asegurar el metabolismo celular de las plantas. Las dicotiledóneas suelen tener una concentración global de Ca de 1 a 2% mientras que en la monocotiledóneas esta concentración nunca pasa del 1%. Por ejemplo, para lograr su desarrollo máximo, el tomate va a necesitar cuarenta veces más calcio en la solución del suelo que el *ray-grass*.

Frente a las necesidades del cultivo, un suelo con 3 cmol de calcio intercambiable por kg de suelo o sea 100 kmol por hectárea (4 toneladas de calcio) en la capa de arado, siempre tendrá lo suficiente en solución para alimentar los cultivos durante varias décadas de cultivo intensivo. Por la misma razón, el encalado suministra, generalmente, una dosis de calcio suficiente para varios años de cultivo.

En fin, las condiciones edafo-climáticas pueden provocar variaciones de concentración dentro de los límites de tolerancia de una misma planta. En consecuencia, la extracción de calcio puede variar de 5 a 30 kg ha^{-1} para cereales (10 toneladas de materia seca) hasta más de 100 kg para la alfalfa o la remolacha.

La mayoría de las cosechas no tienen un contenido superior a 20 kg de magnesio por ha. Estas cantidades pueden ser fácilmente suministradas por suelos que tengan 0,5 cmol de magnesio intercambiable por kg de suelo (360 kg ha^{-1} aproximadamente en la capa de arado). Pero el magnesio es muy afectado por la lixiviación que induce deficiencias en el horizonte superficial y acumulación en las capas profundas del suelo.

El encalado no es siempre eficiente para corregir eventuales deficiencias de magnesio en caso de provocar un desequilibrio del calcio con los otros cationes. Del mismo modo, una deficiencia de magnesio puede ser inducida por un exceso de potasio que resulta de un aporte excesivo de abono potásico. En estos casos, el uso de sulfatos de magnesio no debe ser descartado.

A continuación se van a recordar el rol fisiológico de estos elementos en las plantas, rol esencial que justifica un mínimo de conocimiento del ciclo de estos elementos esenciales.

Funciones fisiológicas del Magnesio

Su presencia en el centro de la molécula de clorofila evidencia su papel primordial en las plantas. Sin embargo es bueno recordar que el contenido de magnesio de la clorofila no pasa de 15 a 30% del Mg total de la planta (alrededor de 0,2% de la materia seca). El resto sirve para funciones fisiológicas esenciales tales como actividades enzimáticas, síntesis de azúcares y proteínas.

Por su gran movilidad interna dentro de la planta, el magnesio raras veces es deficiente en cereales. Las deficiencias pueden ocurrir con más frecuencia en el caso de papas cultivadas sobre suelos que no tengan una proporción suficiente de minerales 2:1. En forraje de producción intensiva,

las consecuencias de bajas concentraciones de magnesio pueden ser graves para el ganado sin que el crecimiento vegetal se vea afectado (Mengel, 1987).

Funciones fisiológicas del Calcio

La tolerancia de las plantas al calcio está relacionada con el hecho de que no soportan un aumento de la concentración de calcio en el citoplasma de sus células, del cual las plantas calcifugas expulsan constantemente el Ca mediante la acción de la calmodulina.

Conclusiones prácticas a sacar de los ciclos del Ca y Mg

Cuando surgen problemas de nutrición cálcica, lo que se debe analizar en primer lugar no es la cantidad globalmente presente en el suelo sino, más bien, su repartición en el perfil con relación a la localización de las extremidades de las raíces capaces de absorberlo. Si, por ejemplo, estas extremidades están en una zona del suelo donde existe un desequilibrio catiónico (por ejemplo exceso de potasio o de aluminio) ello puede ser suficiente para impedir la entrada del calcio e inducir una deficiencia en la planta. Esta deficiencia no puede ser corregida correctamente por un encalado superficial aplicado sin analizar el problema en todos sus aspectos.

Ciclos de elementos menores Fe, Mn, Al

Se agruparon estos constituyentes menores en las plantas pero mayores de las rocas y de los suelos. Sólo el hierro es indispensable para las plantas pero en cantidades mínimas. En condiciones extremas de exceso de estos elementos menores, tanto el hierro como el manganeso y más que todo el aluminio pueden limitar o impedir el desarrollo de las plantas.

Hierro y Manganeso

La deficiencia de hierro en las plantas sólo se presenta en suelos muy calcáreos y, en el caso de plantas incapaces de reducirlo para usarlo en su metabolismo. La corrección de estas deficiencias se obtiene fácilmente con adición de quelatos férricos que son reducidos en la rizo-esfera para que el hierro sea finalmente absorbido en forma Fe^{++} por la raíz. La principal interacción negativa en medio edáfico ácido y reductor, puede ser provocada por exceso de manganeso que puede impedir la entrada del hierro y provocar algún tipo de clorosis en suelos inundados.

Aluminio

Se habla muy poco del ciclo del aluminio porque son muy escasas las mediciones de este elemento en las plantas. Las plantas que no acumulan este elemento suelen tener 100 a 300 gramos de aluminio por tonelada de peso seco. Por lo tanto, cada cosecha representa una extracción de 1 a 10 kg de aluminio por hectárea lo que es muy insignificante al lado de las 100 a 300 toneladas de aluminio total del piso de arado o de las 0,3 a 1 tonelada de aluminio intercambiable presentes en el primer metro de la mayoría de los suelos.

En la mayoría de los vegetales, la toxicidad alumínica se manifiesta primero por una inhibición del crecimiento radical que compromete el desarrollo ulterior de la planta. Luego, si el aluminio ha logrado penetrar en la planta, puede paralizar el crecimiento de los tejidos aéreos. La acción de la

calmodulina enzima evocada a propósito del ciclo del calcio, está perturbada por la presencia de aluminio, lo que constituye uno de los mecanismos principales de la toxicidad alumínica (Mengel, 1987).

Para obviar estos inconvenientes, se debe evitar la presencia de aluminio iónico, o de los bajos polímeros del Al en la solución del suelo y/o en la cercanía de las raíces. De estas limitaciones físico-químicas, se desprenden técnicas correctivas como el encalado, destinadas a evitar, a los cultivos, los efectos de la toxicidad alumínica.

Una nueva manera de enfocar el problema de la toxicidad alumínica, ha sido la de buscar cultivos tolerantes a la toxicidad, en lugar de corregir el suelo, lo que puede ser muy costoso y no siempre eficaz. Entre las plantas naturales del cerrado brasileño, algunas son capaces no solamente de tolerar la presencia del aluminio en el suelo sino, también, de acumular el elemento en sus tejidos hasta representar cantidades geoquímicamente significativas. En efecto, se encontraron altas concentraciones (más de 10 ‰ o sea 10 kg por tonelada de peso seco de hojas) en ocho especies arbustivas de los cerrados (Haridasan, 1982) en lugar de los 0,5 ‰ que se suelen encontrar en la materia vegetal de la selva tropical (Fassbender, 1993).

En la gran mayoría de los suelos, la casi totalidad del aluminio está integrado en minerales insolubles en la escala del tiempo agronómico. Para los suelos ácidos, debajo de pH 5,5 (caso frecuente en las sabanas llaneras), los aluminosilicatos y los hidróxidos de aluminio empiezan a disolverse produciendo Al^{+++} y cationes hidroxialumínicos, los cuales pueden participar en reacciones de intercambio iónico primero con las arcillas y también con las biomasas radiculares para las cuales el aluminio iónico es generalmente tóxico.

En el Apéndice Analítico se encontrará una discusión sobre el valor de las determinaciones de aluminio intercambiable por KCl como evaluación de la toxicidad alumínica. Sólo es necesario recordar aquí que este reactivo no es suficientemente selectivo de la forma iónica Al^{+++} por disolver o dispersar monómeros y bajos polímeros hidroxialumínicos que no participan al efecto tóxico.

Ciclos de los oligoelementos

Dentro del conjunto de los oligoelementos, algunos son micro-nutrientes indispensables (B, Zn, Cu, Mo y Co) y otros son tóxicos potenciales, aún en pequeña cantidad (As, Ba, Cd, Cr, Hg, Ni, Pb). Fuera del boro, siempre muy soluble en agua, todos tienen en común el hecho de ser muy insolubles en las condiciones físico-químicas del suelo. En consecuencia, los oligoelementos solamente pueden ser movilizados en la solución del suelo en forma de quelatos o de otros complejos órgano-minerales.

Micro-nutrientes

En la materia seca de las plantas cultivadas, los micro-nutrientes presentan concentraciones de 20 a 100 g Mg^{-1} lo que representa extracciones que casi nunca superan el kg para 10 toneladas de materia seca por hectárea. Sin embargo, estas pequeñas cantidades tienen funciones indispensables para la planta como componentes enzimáticos tales como Zn-deshidrogenasas, Cu-oxidasas, Mo-nitrato reductasa (Stevenson, 1986).

Según los suelos, las concentraciones de los micro-nutrientes varían, entre 10 y 100 g Mg^{-1}o sea 3 a 30 kg por hectárea en la sola capa de arado, lo que es suficiente para la mayoría de los cultivos a condición de que la proporción de formas disponible sea correcta.

Las sales de Zn solubles pueden ser fácilmente lixiviadas y el suelo puede quedarse con puras formas insolubles que no pueden ser utilizadas por las plantas para extraer el medio kilogramo por

hectárea de Zn que necesitan. El arroz y los cítricos son las plantas que más a menudo pueden sufrir de una deficiencia de Zn.

Las necesidades de Cu son bajas (5 g por tonelada de materia seca son suficientes) y las formas orgánicas abundantes, por lo tanto, los casos de deficiencia no ocurren a menudo. La toxicidad puede ocurrir en caso de contaminación por fungicidas. Tales contaminaciones pueden también provocar clorosis por interacción negativa con el hierro.

El Co no es indispensable para las plantas, pero si para los animales aunque las bacterias del genero *Rhizobium* lo requieren para la nodulación. Su deficiencia sólo suele ocurrir en suelos arenosos extremadamente pobres en elementos metálicos donde este elemento tendrá una concentración inferior a 5 g por tonelada de suelo.

El Boro representa un caso aparte por su alta solubilidad en forma de ácido bórico no disociado que favorece su lixiviación fuera de los perfiles de suelo. Las formas que quedan a veces son insolubles y no pueden suministrar el medio kilogramo por hectárea de boro que pueden necesitar los cultivos. En estos casos, se aplica una forma de borato de sodio para evitar problemas nutricionales.

Elementos tóxicos

La tolerancia de las plantas a los tóxicos es más alta en los pastos que en los cultivos anuales. Pero si la contaminación afecta al pasto sin destruirlo, puede así pasar a los animales y envenenarlos. El caso más conocido era el del ganado vacuno que pastoreaba en la orilla de las carreteras donde los pastos estaban contaminados por el plomo de los combustibles antes que se prohibiera el uso de este aditivo tóxico.

Notables cantidades de Arsenio pueden llegar a los suelos a través de pesticidas o por el gallinazo cuando se adiciona a los suelos repetidamente, durante muchos años.

El problema de la toxicidad ha cobrado importancia por la necesidad creciente de reciclaje de los lodos de estación de depuración de aguas servidas donde se mezclan residuos industriales y urbanos. Estos lodos pueden presentar concentraciones del orden de varios gramos por toneladas de Pb, Hg, Cr y Cd, para mencionar los más tóxicos (Stevenson, 1986). Los aportes anuales repetidos de estos lodos pueden provocar contaminaciones irreversibles de los suelos que los reciben, de las aguas subyacentes y por supuesto de las plantas que allí se cultiven. Así, los suelos enriquecidos con lodos deberían reservarse para uso forestal o cultivo de plantas ornamentales.

CONCLUSIONES GENERALES

La descripción de los ciclos de los principales nutrientes demuestra que la fertilización no puede consistir en aplicar sólo fertilizantes a ciegas ni tampoco un recetario más complejo sin apoyarse sobre un diagnóstico previo de la fertilidad inicial a rectificar constantemente en relación a los eventos climáticos y a la historia agrícola de cada parcela.

Se puede suponer (o esperar) que, en un futuro cercano, los modelos de simulación de los sistemas suelo-planta podrán ayudar a tomar en cuenta la complejidad de los ciclos de cada nutriente con sus interacciones. Deberían así contribuir a diagnosticar mejor los funcionamientos deficientes y a seguir las evoluciones para asegurarse que la intensificación del uso agrícola no se acompañe de un deterioro de los suelos.

El primer resultado de la modelización debería ser de sustituir definitivamente las nociones estáticas vagas y confusas de "reservas" de nutrientes "disponibles" por conceptos claros de flujos que son realidades que se pueden medir y luego servir de base a la calibración y a la validación de modelos cuya evolución acompañará los progresos de la investigación.

Esperamos que los conocimientos resumidos en este capítulo constituyan, por lo menos, un punto de partida para ayudar a evaluar y definir las orientaciones que deben tomar, ahora, las investigaciones futuras, que apoyen la evolución de las actividades agrícolas en las tierras llaneras de Venezuela.

BIBLIOGRAFÍA

Addiscott, T.M. 1996. Measuring and modelling nitrogen leaching: parallel problems. *Fertilizer Research* 181: 1-6.

Addiscott, T.M. y R.J. Wagenet. 1985. Concepts of solute leaching in soils: a review of modelling approaches. *Journal of Soil Science* 36: 411-424.

Amato, M. y J.N. Ladd. 1980. Studies of nitrogen immobilization and mineralization in calcareous soils V. Formation and distribution of isotope-labelled biomass during decomposition of ^{14}C y ^{15}N labelled plant material. *Soil Biol.Biochem.* 12: 405-411.

Amoozegar-Fard, A., A.W. Warrick y W.H. Fuller. 1983. A simplified model for solute movement through soils. *Soil Science Society of America Journal.* 47: 1047-1049.

Anderson, J.P.E. y K. H. Domsch. 1980. Quantities of plant nutrients in the microbial biomass of selected soils. *Soil Science* 130, 211-216.

Aranguren, J., G. Escalante y R. Herrera. 1982. Nitrogen cycle of tropical perennial crops under shade trees. *Plant and Soil* 67, 259-269.

Arora, R.P., M. S. Schdev, Y.K. Sud, V.K. Luthra y B.V. Subbiah. 1980. Fate of fertilizer nitrogen in a multiple cropping system. *In* "Soil nitrogen as fertilizer or pollutant", pp. 3-22, AIEA.

Ayarza, M., L. Vilela, y F. Rauscher. 1993. Rotacao de Culturas e pastagens em un solo de cerrado: estudo de caso. *In* "Cerrados: Fronteira agricola no seculo XXI" (S. B. d. C. d. solo, ed.), pp. 121-122. Goiania-Goias, Goia.

Balabane, M. 1996. Turn-over of clay-associated organic nitrogen in the different aggregate-size classes of a cultivated silty loam. *European Journal of Soil Science* 47, 285-291.

Balabane, M. y J. Balesdent. 1995. Medium-term transformations of organic N in a cultivated soil. *European Journal of Soil Science* 46, 497-505.

Barraclough, D., P. Gibbs y A. MacDonald. 1998. A new soil Nitrogen y Carbon cycle. *In* "XVI Congrès Mondial de Science du Sol", pp. 7, Montpellier.

Beckett P.H.T. 1964. - Studies on soil potassium. 2. The immediate Q/I relations of liable potassium in the soil. J. *Soil Sci.,* 15 : 1-9.

Beckett P.T.H. M.H.M. Nafady. 1967. Studies on soil potassium. 6. The effect of K fixation and release on the form of the K: (Ca+Mg) exchange isotherm. *J. Soil Sci.,18 : 244-264.*

Bjarnason, J. 1988. Calculation of gross nitrogen immobilization and mineralization in soil. *Journal of Soil Science* 39, 393-406.

Blackmer, A.M. y C. J. Green. 1995. Nitrogen turnover by sequential immobilization and mineralization during residue decomposition in soils. *Soil Science Society of America Journal.* 59, 1052-1058.

Blondel, D. 1971. Rôle de la plante dans l'orientation de la dynamique de l'azote en sol sableux. *Agronomie tropicale* 26, 1362-1371.

Bock, B. R. 1994. Leading experiences in relation to an increased efficiency of N fertilizer. *In* "XV World Congress of Soil Science", Vol. l1, pp. 632-642.

Bouwmeester, R.J.B., P.L.G. Vlek y J.M. Stumpe. 1985. Effect of environmental factors on ammonia volatilization from a urea-fertilized soil. *Soil Science Society of America Journal* 49, 376-381.

Brisson, N., B. Mary, D. Ripoche, M.H. Jeuffroy, F. Ruget, B. Nicoullaud, P. Gate, F. Devienne-Barret, R. Antonioletti, C. Durr, G. Richard, N. Baudoin, S. Recous, X. Tayot, D. Plenet, P. Cellier, J.M. Machet, J.M. Meynard y R. Delécolle. 1998. STICS: a generic model for the simulation of crops and their water and nitrogen balances. I. Theory and parametrization applied to wheat and corn. *Agronomie* 18, 311-346.

Broadbent, F. E. 1986. Empirical modeling of soil nitrogen mineralization. *Soil Science* 141, 208-213.

Buysse, J., E. Smolders y R. Merckx. 1996. Modelling the uptake of nitrate by a growing plant~~e~~ with an adjustable root nitrate uptake capacity. *Fertilizer Research* 181, 19-23.

Cabelguenne, M., J.L. Charpenteau, C.A. Jones, J.R. Marty y J.P. Rellier. 1986. Conduite des systèmes de grande culture et prévision des rendements: tentative de modélisation. II Etalonnage du modèle: résultats et perspectives. *C.R.Acad.Agric. Fr.* 2, 125-132 Séance du 29.01.86.

Cambardella, C.A. y E.T. Eliott. 1994. Carbon y nitrogen dynamics of soil organic matter fractions from cultivated grassland soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 58, 123-130.

Carter, M.R., y D.A. Rennie. 1984. Dynamics of soil microbial biomass N under zero and shallow tillage for spring wheat, using ^{15}N urea. *Plant and Soil* 76, 157-164.

Casanova-Olivo, E. 2005. Agricultura sostenible Cap. XVI de "Introducción a la ciencia del suelo," CDCH Universidad Central de Venezuela, Caracas. 482 p.

Castilla, C.E., M.A. Ayarza, y P.A. Sánchez. 1995. Carbon and potassium dynamics in grass/legume grazing systems in the Amazon. p. 191–210. *In* J. M. Powell (ed.) Livestock and sustainable nutrient cycling in mixed farming systems of sub-Saharan Africa. Vol. 2. ILCA, Addis Ababa, Ethiopia.

Chang, S.G. y M.L. Jackson. 1957. Fractionation of soil phosphorus. *Soil Science* 84, 133-144.

Chapuis-Lardy, L. 1997. Réserves et formes du phosphore de sols ferrallitiques sous végétation naturelle des cerrados et ssous pâturage (Brésil). Doctorat, Université de Paris VI, Paris.

Clarholm, M. 1985. Interactions of bacteria, protozoa, and plants leading to mineralization of soil nitrogen. *Soil Biol. Biochem.* 17, 181-187.

Collins, H.P., P.E. Rasmussen y C.L Douglas Jr. 1992. Crop rotation and residue management effects on soil carbon y microbial dynamics. *Soil Science Society of America Journal* 56, 783-786.

Comerma, J. A. y A. V. Chirinos. 1976. Características de algunos suelos con y sin horizonte argílico en las mesas orientales de Venezuela. Centro Nacional de Investigaciones Agropecuarias. Maracay. 29 pp.

Conti, M. E. 1992. Que sabemos del Potasio. Revista Proceder.2 (3) :48- 56.

Conti, M.E., A. M. de la Horra y A. Marchi. 1993. Efecto del Laboreo en la dinámica de Potasio en suelos de la región Pampeana Argentina. Memorias del XII Congreso Latinoamericano de la Ciencia del Suelo, Salamanca España. Tomo II, 607-614.

Conti, M.E., A.M. de la Horra, D. Effrom y M.P. Jiménez. 1993. Alteración producida en la relación cantidad-intensidad de potasio (Q/I) de algunos suelos argentinos afectados por el laboreo continuo. Agrochimica. 37. 4-5.

Conti, M.E., y M.M. Zubillaga. 1994. Relationship between soil Potassium and the mineralogical characeristics of each textural fractions. Presentado en el XV International Soil Science Congress. Mexico 38-39.

Conti M.E., A.M. De la Horra, M.G. Gonzalez, N.M. Arrigo y A. Marchi. 1995. Velocidad de liberación de potasio en Argiudoles Pampeanos. Ciencia del Suelo.13(2):76-79.

Conti, M.E, A.M. de la Horra, N. M. Arrigo, y A. Marchi. 1997. Fertilización e interacción Potasio - Fósforo sobre el rendimiento de alfalfa en un Haplustol tipico (Zona semiarida Argentina). Ciencia del Suelo. 15: 51-52.

Cooke, G.W. 1986. Nutrient balances y the need for potassium in humid tropical regions. *In* "Nutrient balance and the need for potassium" (I. P. Institute, ed.), pp. 17-35. IPI P.box 121 CH 3048 Worblaufen-Bern, Reims France.

Dalal, R.C., y E. G. Halsworth. 1977. Measurement of isotopic exchangeable soil phosphorus and interrelationship among parameters of quantity, intensity and capacity factors. *Soil Science Society of America Journal* 41, 81-86.

Darrah, P.R. 1991. Models of the rhizosphere. *Plant and Soil* 138, 147-158.

Davidson, E.A., S.C. Hart, C.A. Shanks y M.K. Firestone. 1991. Measuring gross nitrogen mineralisation immobilization, and nitrification by ^{15}N isotopic pool dilution in intact soil cores. *Journal of Soil Science* 42, 335-349.

Davidson, E.A., J. M. Stark y M.K. Firestone. 1990. Microbial production and consumption of nitrate in an anual grassland. *Ecology* 71, 1968-1973.

De Groot, C.J., A. Vermoesen, y O. Van Cleemput. 1994. Laboratory study of the emission of N_2O y CH_4 from a calcareous soil. *Soil Science* 158, 355-364.

De Willigen. 1991. Nitrogen turnover in the soil crop system, comparison of fourteen simulation models. *Fertilizer Research* 27, 141-149.

De la Horra, A.M., D. Effrón, M.P. Jiménez, y M.E. Conti. 1998. Effect of Potassium Fertilizers on Quantity-Intensity Parameters in Some Argentine Soils. Commun. Soil. Sci. Plant Anal.29(5, 6):671-680.

Delgado, R. 1988. Validación de los aspectos balance de agua y nitrógeno del modelo CERES-MAIZ. Tesis M. Sc., Facultad de Agronomía, UCV, Maracay, Venezuela.

Demeyer, P., G. Hofman y O. Van Cleemput. 1995. Fitting ammonia volatilization dynamics with a logistic equation *Soil Science Society of America Journal* 59, 261-265

Doran, J.W. y T. B. Parkin. 1994. Defining and assessing soil quality. *In* "Defining Soil Quality for a sustainable environnement" (S. S. S. of. America, ed.), pp. 3-21. Soil Science Society of America, Madison.

Doran, J.W., M. Sarrantonio y M.A. Liebig. 1998. Soil Health and sustainability. *Advances in Agronomy*, 1-54.

Duxbury, J. M. y S. V. Nkambule. 1994. Assessment and significance of biologically active soil organic nitrogen. *In* "Defining Soil Quality for a sustainable environnement" (S. S. S. of. America, ed.), pp. 125-146. Soil Science Society of America, Madison.

Eswaran, H., J. Kimble, T. Cook y F.H. Beinroth 1992. Soil diversity in the tropics: implication for agricultural development. *SSSA Special Publication* 29, 1-16.

Fallavier, P. 1995. Physico-chimie des sols tropicaux acides. *In* "Fertilité du milieu et stratégies paysannes sous les tropiques humides" (CIRAD, ed.), pp. 23-39. CIRAD, Seminaire Cirad Ministère de la Coopération.

Fardeau, J.C. 1993. Le phosphore assimilable des sols: sa représentation par un modèle fonctionnel à plusieurs compartiments. *Agronomie* 13, 317-331.

Fardeau, J.C. y J. Jappe. 1976. Nouvelle méthode de détermination du phosphore assimilable par les plantes: extrapolation des cinétiques de dilution isotopiques. *C.R. Acad. Sci. Paris* 282 D, 1137-1140.

Fardeau, J.C. y P. Marini. 1968. Détermination par échange isotopique en retour, des ions phosphate les plus mobiles du sol. *C.R. Acad. Sci. Paris* 267 D, 427-430.

Fardeau, J.C., J. Jappé y J. Quemener. 1984. Détermination du coefficient d'utilisation du potassium d'un engrais potassique: emploi de ^{40}K. *Agronomie* 4, 663-669.

Fassbender, H.W. y E. Bornemiza. 1987. Química de suelos con énfasis en suelos de América Latina "Ed.rev. IICA, San José, Costa Rica 426 p.

Fassbender, H.W. 1993. Modelos edafológicos de sistemas agroforestales. CATIE/Ed. CATIE-GTZ, Turrialba Costa Rica. 491 p.

Feller, C. 1993. Organic inputs, soil organic matter and functionnal soil organic compartments in low activity clay soils in tropical zones. *In* "Soil organic matter dynamics and sustainability of tropical agriculture" (K. M. R.Merckx, ed.), pp. 77-88. Wiley-Sayce Co-publication John Wiley and sons Ltd Baffin lane Chichester West Sussex PO19 IUD United Kingdom, Leuven.

Frossard, E., D. López-Hernández y M. Brossard. 1996. Can isotopic exchange kinetics give valuable information on the rate of mineralization of organic phosphorus in soils?. Soil Biol. Biochem. 28: 857-864.

Ferguson, R.B., D.E. Kissel, J.K. Koelliker y W. Basel. 1984. Ammonia volatilization from surface applied Urea: effect of hydrogen ion buffering capacity.*Soil Sci. Soc. Am.J.* 48, 578-582.

Gabrielle, B., y L. Kengni. 1996. Analisis and field evaluation of the CERES model's soil components: Nitrogen transfer y transformation. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 60, 1 42-149.

Gaudin, R. D. J. 1999. Ammoniacal nutrition of transplanted rice fertilized with large urea granules. *Agronomy Journal* 91, 33-36.

Gaunt, J.L., D. Murphy y K.W.T. Goulding. 1998. Use of ^{15}N isotopic dilution to separate the processes of mineralisation and immobilisation. *In* "XVI congrès mondial de Science du Sol", Vol. Symposium 14, pp. 6, Montpellier France.

Geypens, M. y H. Vandendriessche. 1996. Advisory systems for nitrogen fertilizer recomendations. *Fertilizer Research* 181, 31-38.

Golley, F.B., J. T. Mc Clement, R.G. Clements, G.I. Child y M.J. Duever, 1978. "Ciclagem de minerais em un esossistema de floresta tropical úmida," EPU- EDUSP Ed. da Univerdidade de Sao Paolo, Sao Paolo.

Greenland, D. J., A. Wild y D. Adams. 1992. Organic matter dynamics in soils of the tropics. From myth to complex reality. *SSSA Special publication* 29, 17-24.

Groffman, P.M. y J.M. Tiedje. 1988. Denitrification hysteresis during wetting and drying cycles in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.,* 52:1626-1629.

Guo, F. y S. Y. Russel. 1998. Partitioning soil phosphorus into three discrete pools of differing availability. *Soil Science* 163, 822-833.

Haridasan, M. 1982. Aluminium accumulation by some cerrado native species of central Brazil. *Plant and soil* 65, 265-273.

Hart, P.B.S., J.H. Rayner y D.S. Jenkinson. 1986. Influence of pool substitution on the interpretation of fertilizer experiments with ^{15}N. *Journal of Soil Science* 37, 389-403.

Hassink, J. 1994. Active organic matter fractions and microbial biomass as predictors of N mineralization. *European Journal of Agronomy.* 3, 257-265.

Hassink J. 1995. Density fractions of soil macroorganic matter and microbial biomass as predictors of C and N mineralization. *Soil Biol.Biochem.* 27:8, 1099-1108.

Haygarth P.M. y S. C. Jarvis. 1999. Transfer of phosphorus from agricultural soils. *Advances in Agronomy* 63, 195-249.

Hedley, M.J., J.W.B. Stewart y B.S. Chahuan. 1982. Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation and by laboratory incubations. Soil Sci. Soc. Am. Proc. 46: 970-976.

Hernández-Valencia, I. 1996. Dinámica del fósforo en una sabana de *Trachypogon* de los Llanos Altos Centrales. Ph.D. thesis. Universidad Central de Venezuela. 183 p.

Hernández-Valencia, I. y D. López-Hernández. 2002. Pérdida de nutrimentos por quema de vegetación en una sabana de *Trachypogon*. Revista de Biología Tropical 50: 1013-1019.

Hernández-Valencia, I. y M. Bautis. 2005. Cambios en el contenido de fósforo en el suelo superficial por la conversión de sabanas en pinares. Bioagro v.17 n.2 1-15 Barquisimeto abr. 2005

Hinsinger, P., B. Jaillard y J.E. Dufey. 1992. Rapid weathering of a trioctahedral mica by the roots of Reyegrass Soil Sci. Soc. Am.J. 56 977-982

Hinsinger, P. 1996. Silicate rock powder: effect on selected chemical properties of a range of soils from Western Australia and on plant growth as assessed in a glass house experiment Fertilizer research 46 69-79

Hinsinger, P. 1998. How do plant roots acquire mineral nutrients? Chemical processes involved in the rhizosphere. *Advances in Agronomy* 62, 225-265.

Hoffland, E. 1992. Quantitative evaluation of the role of organic acid exsudation in the mobilization of rock phosphate by rape. *Plant and Soil* 140, 279-289.

Hylander, L.D., A. Noriharu, T. Hatta y M. Sugiyama. 1999. Explotation of K rear roots of cotton, maize, upland rice, and soybean grown in an ultisol. *Plant y Soil* 208, 33-41.

Infante, C., D. López-Hernández, E. Medina y G. Escalante. 1993. Distribución de las formas inorgánicas del nitrógeno en los flujos hídricos de un agroecosistema tropical. Ecotropicos: 6 (2): 13-23

Janssen, B.H. 1996. Nitrogen mineralisation in relation to C/N ratio y decomposability of organic materials. *Plant and Soil* 181, 39-45.

Jansson, S.L., ed. 1958. "Tracer studies on nitrogen transformations in soil with special attention to mineralization-Immobilization Relationships," Vol. 24, pp. 1-361. Institute of Soil Management and Fertility.

Jenkinson, D.S. y J.H. Rayner. 1977. The turnover of soil organic matter in some of the Rothamsted classical experiments. *Soil Science* 123, 298-305.

Johnston, A.E. 1986. Potassium fertilization to maintain a K-balance under various farming systems. *In* "Nutrient balance and the need for potassium" (I.P.I., ed.), pp. 199-225. I.P.I. P.O. Box 121 CH 3048 Worblaufen-Bern/Switzerland, Reims France.

Jokela, W.E. y G.W. Randall. 1997. Fate of fertilizer nitrogen as affected by Time and rate of application on corn. *Soil Science Society of America Journal* 61, 1695-1703.

Jordan, C., W. Caskey, G. Escalante, R. Herrera, F. Montagnini, R. Todd y C. Uhl. 1982. The nitrogen cycle in a tierra firme rainforest on oxisol in the Amazon territory of Venezuela. *Plant and Soil* 67, 325-332.

Jungk, A. y N. Classen. 1997. Ion diffusion in the soil-root system. *Advances in Agronomy* 61, 53-110.

Kang, B.T. 1993. Changes in soil chemical properties and crop performance with continous cropping on an Entisol in the humid tropics. *In* "Soil organic matter dynamics y sustainability of tropical agriculture" (K. M. R.Merckx, ed.), pp. 297-305. Wiley-Sayce Co-publication John Wiley y sons Ltd Baffin lane Chichester West Sussex PO19 IUD United Kingdom, Leuven.

Kayser, M. y J. Isselstein. 2005. Potassium cycling and losses in grassland systems: A review. Grass Forage Sci. 60:213–224.

Kelley, K.R. y F.J. Stevenson. 1985. Characterization y extractability of immobilized ^{15}N from the soil microbial biomass. *Soil biol. biochem.* 17, 517-523.

Kellogg, L., S. Bridgham y D. López-Hernández. 2006. Organic phosphorus mineralization. A comparison of isotopic and non-isotopic methods. Soil Science American Journal 70:1349-1358.

Kirkham D., Bartolomew. W. V. 1954. Equations for following nutrients transformations in soil using tracer data. *Proc. Soil Sci.Soc. Amer.* 18, 33-34.

Ladd, J.M, J.M. Oades y M. Amato. 1981. Microbial biomass formed from ^{14}C ^{15}N labelled plant material decomposing in soils in the field. *Soil Biol. Biochem.* 13, 119-126.

Ladd, J.N., L. Jocteur-Monrozier y M. Amato. 1992. Carbon turn-over and nitrogen transformation in an alfisol and vertisol amended with [$U^{14}C$] glucose and [^{15}N] ammonium sulfate. *Soil Biol.Biochem.* 24, 359-371.

Lal, R. 1984. Soil erosion from tropical arable lands and its control. *In* "Advances in Agronomy", Vol. 37, pp. 183-248.

Larsen, S. 1967. Soil Phosphorus. *Advances in Agronomy* 19, 151-210.

Legg, J.O., F.W. Chichester, G. Stanford y W.H. Demar. 1971. Incorporation of ^{15}N tagged mineral nitrogen into stable forms of soil organic nitrogen. *Soil Sci.Soc.Amer.Proc.* 35, 273-276.

Lelong, F., E. Roose, G. Aubert, R. Fauck y G. Pedro. 1984. Géodynamique actuelle de différents sols à végétation naturelle ou cultivés d'Afrique de l'Ouest. *Catena* 11, 343-376.

Lima, H.N., M. L. N. Silva, N. Curi y D. Santos. 1993. Susceptibilidade a erosao dos principales solos da region de Manaos. *In* "Cerrados: Fronteira agricola no seculo XXI", pp. 147-148, Goiania Goias.

Lima, L.A., M.L.N. Silva, N. Curi, y J.J.G.S.M. Marques. 1993. O salpicamiento de latossolos provocados por gotas de chuva. *In* "Cerrados: Fronteira agricola no seculo XXI", pp. 163-164, Goiania, Goias.

Loiseau, P., R. Chaussod y R. Delpy. 1994. Soil microbial biomass and in situ nitrogen mineralization after 20 years of different nitrogen fertilization and forage cropping systems. *Eur. J. Agron.* 3(4), 327-332.

López Hernández D., I. Coronel y L. Alvarez. 1981. Uso de la isoterma de adsorción para evaluar requerimientos de fósforo. I. Isotermas de adsorción de los suelos. *Turrialba* 31, 169-180.

López-Hernández, D. 1977. La Química del Fósforo en Suelos Ácidos. 123p. Casa Editora: Ediciones de la Biblioteca. Universidad Central de Venezuela. Caracas.

López-Hernández, D., G. Siegert y J.V. Rodríguez. 1986. Competitive adsorption of phosphate with malate and oxalate by tropical soils. Soil Sci. Soc. Amer. J. 50: 1460-1462.

López-Hernández, D., M. García y M. Niño, 1994. Input and output of nutrients in a diked flooded savanna. *Journal of Applied Ecology* 31: 303-312.

López-Hernández, D., M. Brossard y E. Frossard. 1998. P-Isotopic exchange values in relation to Po mineralization in soils with very low P-sorbing capacities. Soil Biol. Biochem. Vol 30: 1663-1670.

López-Hernández, D., C. Infante, y E. Medina. 2005. Balance de Elementos en un agroecosistema de caña de azúcar: I. Balance de nitrógeno. Tropicultura 23: 212-219

López-Hernández D., S. Santaella y P. Chacón. 2006. Contribution of free-living organisms to N-budget in Trachypogon savannas. European Journal Soil Biology 42(1): 43-50

López-Hernández, D., D. Sequera, O. Vallejo y C. Infante. 2014. Atmospheric nitrogen deposition can provide supplementary fertilization to sugar cane crops in Venezuela. Chapter 21. In: Sutton, M.A., Mason K.E , L.J. Sheppard, H. Sverdrup, R. Haeuber y W.K. Hicks, (Eds). Nitrogen Deposition, Critical Loads and Biodiversity. Springer. pp. 191-197.

López-Contreras, A. Y., I. Hernández-Valencia y D. López-Hernández. 2007. Fractionation of soil phosphorus in organic amended farms located on sandy soils of Venezuelan Amazonian. *Biology and Fertility of Soils* 43:771-777.

López-Gutiérrez, J.C., M. Toro y D. López-Hernández. 2004. Seasonality of organic phosphorus mineralization in the rhizosphere of the native savanna grass, *Trachypogon plumosus*. Soil Biol. Biochem. 36: 1675-1684

Magdoff, F., L. Lanyon y B. Liebhardt. 1997. Nutrient cycling, transformation y flows: implication for a more sustainable agriculture. *Advance in Agronomy* 60, 1-73.

Maraux, F. y F. Lafolie. 1998. Modeling soil water balance of a Maize-Sorghum sequence. *Soil Science Society of America Journal* 62, 75-82.

Matus, F.J. y J. Rodríguez. 1989. Modelo simple para estimar el suministro de N en el suelo. *Ciencia e Investigacion agraria* 16 N° 1-2, 33-58.

McGill, W.B., J.A. Shields y E.A. Paul. 1975. Relation between carbon and nitrogen turnover in soil organic fractions of microbial origin. *Soil Biol.Biochem.* 7, 57-63.

Mengel, K. 1984. Nutrient availability, fertilizer input and agricultural yields. *In* "Nutrient balance and fertilizer needs in temperate agriculture" (I.P.I., ed.), pp. 349-359. Der Bund Bern Switzerland, Garone-Riviera Italy.

Mengel, K. y E. A. Kirkby. 1987. Principles of plant nutrition. IPI/Ed. International Potash Institute, Bern.

Mengel, K., Rahmatullah y H. Dou. 1998. Release of potassium from the silt y sand fraction of loess-derived soils. *Soil Science* 163, 805-812.

Millán, F., J. M. Hétier, R. Moreau, J. Pétardy y M. Burguera. 1999. Acidification of a cultivated alfisol in Venezuela. *Comun. Soil Sci. Plant Anal.* 30, 183-198.

Molina, J.A.E., H.H. Cheng, B. Nicolardot, R. Chaussod y S. Houot. 1994. Biologically active soil organics: a case of double identity,". *In* "Defining Soil Quality for a sustainable Environnement" (J.W. Doran, J. W. Coleman, D.C. Bezdicek, y B. A. Stewart, ed.) pp.169-177, Soil. Sci. Soc. Am. J. Special Publication Nº 35, Madison W.I.

Molina, J.A.E. y P. Smith. 1998. Modeling carbon and nitrogen processes in soils. *Advances in Agronomy* 62, 253-297.

Montes, R. y J. J. San José. 1989. Chemical composition and nutrient loading by precipitation in the Trachypogon savanes of the Orinoco llanos of Venezuela. *Biogeochemistry* 7: 241-256

Morel, C. 1988. Analyse par traçage isotopique, du comportement du phosphore dans les systèmes sol-engrais-plante: conséquences en matière de fertilisation. Doctorat, Aix Marseille III.

Morel, C., H. Tiessen, J.O. Moir y J.W.B. Stewart. 1994. Phosphorus transformation and availability under cropping y fertilization assesed by isotopic exchange. *Soil Science Society of America Journal.* 58, 1439-1445.

Morel, C. y C. Plenchette. 1994. Is the isotopically exchangeable phosphate of a loamy soil the plant-available P. *Plant and Soil* 158, 287-297.

Morel, C., H. Tiessen, W.B. Stewart. 1997. Correction for P-sorption in the measurement of soil microbial biomass P by $CHCl_3$ fumigation. *Soil biol.Biochem.* 28, 1699-1706.

Morel, C., H. Tunney, D. Plenet y S. Pellerin. 1999. Transfer of phosphate ions between soil and solution. Perspectives in soil testing. *Journal of Environmental Quality*, 29: (1) 50-59.

Murphy, W.E. 1986. Nutrient cycling in different Pasture systems. *In* "Nutrient balance and the need for potassium" (I. P. Institute, ed.), pp. 227-232. I.P.I. P.box 121 CH 3048 Worblaufen-Bern, Reims France.

Nimah, M. N. y R.J. Hanks. 1973. Model for estimating soil water, plant and atmosphere interrelations. I. Description and sensivity. *Soil Science Society of America Proceedings* 37, 522-527.

Oberson, A., D. K. Friessen, C. Morel, y H. Tiessen. 1997. Determination of phosphorus released by chloroform fumigation from microbial biomass in high P sorbing tropical soils. *Soil. Biol. Biochem* 29, 1579-1583.

Oberson, A., D. K. Friessen, H. Tiessen, y C. Morel. 1999. Phosphorus status and cycling in native savanna and improved pastures on an acid low P colombian oxisol. *Nutrients Cycling in Agrosystems* 53, 77-88.

Omay, A.B., C. W. Rice, L.D., Maddux, y W.B. Gordon. 1998. Corn Yield and nitrogen uptake in monoculture and in rotation with soybean. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1596-1603.

Pankhurst, C.E., B. M. Doube y V.V.S.R. Gupta. 1997. Biological indicators of soil health: synthesis. *In* "Biological indicators of soil health" (D. B. M. ankhurst C.E., Gupta V.V.S.R.,, ed.), pp. 419-435. CSIRO Land and water, Osmond Australia.

Parton, W.J., R. L. Sanford, P.A. Sanchez, J.W.B. Stewart. 1989. Modeling soil organic matter dynamics in tropical soils. *In* "Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems" (J. M. O. D.C. Coleman, G. Uehara, ed.), pp. 153-171. Universities of Hawaii and of Georgia, Mauii Hawaii.

Pieri, C. 1989. Fertilité des terres de savanes. Ministère de la Coopération et CIRAD-IRAT.

Pieri, C., R. Oliver. 1986. Assessment of K losses in tropical cropping systems of francophone Africa and Madagascar. *In* "Nutrient balance y the need for potassium" (I.P.I., ed.), pp. 73-92. I.P.I. PO Box 121 CH 3048 Vorblaufen-Bern Switzerland, Reims France.

Pla Sentis, I. 1994. Soil degradation and climate induced risks of crop production in the tropics. *In* "XV World Congress of Soil Science", Vol. I, pp. 163-188.

Pla Sentis, I. 1995. Labranza, propiedades físicas y producción de maíz en los llanos occidentales. *SVCS N° 46*, 32-42.

Praveen-Kumar y R. K. Aggerval 1998. Interdependance of ammonia volatilization and nitrification in arid soils. *Nutrients Cycling in Agrosystems* 51, 201-207.

Quemada, M., M. L. Cabrera y D.V. McCracken. 1997. Nitrogen release from surface-applied covercrop residues: Evaluating the CERES N submodel. *Agron.J.* 89, 723-729.

Quémener, J. 1986. Important factors in potassium balance sheet. *In* "Nutrient balance and the need for potassium" (I.P.I., ed.). I.P.I. P.O. Box 121 CH 3048 Worblaufen-Bern/Switzerland, Reims France.

Raes, D., M. Alaerts, M. Badji C. Belmans y P. Michel. 1983. Simulation of the field water budget of cropped and non-cropped soils. *Pédologie* 33, 221-235.

Recous, S., J. M. Machet y B. Mary. 1992. The partitioning of fertilizer between soil and crop: comparison of ammonium and nitrate applications. Plant uptake and N efficiency. *Plant and Soil* 112, 215-224.

Reydellet, I., F. Laurent, R. Oliver, P. Siband y F. Ganry. 1997. Quantification par la méthode isotopique de l'effet de la rhizosphère sur la minéralisation de l'azote (cas d'un sol ferrugineux tropical). *C.R. Acad.Sci. Paris Science de la Vie* 320, 843-847.

Rich, C.J. 1968. Mineralogy in soil potassium. In The role of Potassium in Agriculture. p. 79-96. Amer. Soc. Agron. Madison/USA.

Rivero de Trinca, C. 1993. Evaluación de la materia orgánica nativa e incorporada en tres suelos de importancia agrícola en Venezuela. Tesis Doctoral, UCV, Maracay.393p.

Runge, M. 1983. "Physiology and ecology of nitrogen nutrition,".p163-200 in Responses to the chemical and biological environment O.L. Lange et al. eds. Springer Verlag Berlin.

Ruselle, M.P., R.D. Hauck, y R.A. Olson. 1983. Nitrogen accumulation rates of irrigated Maize. *Agronomy Journal* 75, 593-598.

Sanchez, P.A., A. P. Cheryl, L.T. Scott, E. Cuevas y R. Lal. 1989. Organic input management in tropical agro ecosystems. *In* "Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems" (J. M. O. D.C. Coleman, G. Uehara, ed.), pp. 125-152. Universities of Hawaii y of Georgia, Mauii Hawaii.

Sanchez, P.A. y T. J. Logan. 1992. Myths and science about the chemistry y the fertility of soils in the tropics. *SSSA Special Publication* 29, 25-46.

Sarmiento, G. 1980. "Los ecosistemas y la ecósfera," Editorial Blume S.A. Milanesat 21-23 08017 Barcelona/Ed., Barcelona.

Sarmiento, G. 1984. "The ecology of tropical savannas." Harvard University Press Cambridge Massachussets and, London England.

Savant, N. K. y P. J. Stangel. 1990. Deep placement of urea super granules in transplanted rice: principles and practice. *Fertilizer research* 25, 1-83.

Saxton, K.E. 1985. Soil water hydrology : simulation for water balance computations. *IAHS Publication num.148*.

Schied Lopes, A. 1983. "Solos sob "Cerrado" Características, propiedades y manejo," Instituto da Potassa y Fosfato, Piracicaba.

Sisworo, W. H., M. M. Mitrosuhardjo, H. Rasjid y R.J.K. Myers. 1990. The relative roles of N fixation, fertilizer, crop residues y soil in supplying N in multiple cropping systems in a humid, tropical upland cropping system. *Plant and Soil* 121, 73-82.

Smith, J.L. 1994. Cycling of Nitrogen through microbial activity. *In* "Soil biology: effects on soil quality" (J. L. H. B. A. Stewart, ed.), pp. 318. Lewis Publisher, London Tokyo.

Solórzano, P.R. 1997. "Fertilidad de los suelos, su manejo en la producción agrícola", UCV Agronomía Apartado 4579 Maracay 2101/Ed. Facultad de Agronomía Universidad Central de Venezuela, Maracay.

Sparks, D.L. 1986. Potassium release from sandy soils. *In* "Nutrient balance and the need for potassium" (I.P.I., ed.), pp. 93-105. I.P.I. PO Box 121 CH 3048 Vorblaufen-Bern Switzerland, Reims France.

Stanford, G. y S.J. Smith. 1972. Nitrogen mineralization potential of Soils. *Soil Sci Soc. Amer Proc.* 36 465-472

Steffens, D. 1986. Root system and potassium explotation. *In* "Nutrient balance and the need for potassium" (I.P.I., ed.), pp. 107-117. I.P.I. PO Box 121 CH 3048 Vorblaufen-Bern Switzerland, Reims France.

Stevens, R.J., Laughlin, R.J., Burns, L. C., Arah, J.R.M., y Hood, R.C. 1997. Measuring the contributions of nitrification y denitrification to the flux of nitrous oxide from soil. *Soil Biol. Biochem.* 29,2, 139-151.

Stevenson, F.C., F. L. Walley y C. van Kessel. 1998. Direct vs. indirect nitrogen-15 approaches to estimate nitrogen contributions from crop residues. *Soil Sci. Soc. Am.J.* 62, 1327-1334.

Stevenson, F.J. 1986. "Cycles of soil, Carbon, Nitrogen, Phosphorus, Sulfur, Micronutrients," John Wiley y Sons Inc., New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore.

Stewart, B.A., L.K. Porter y D.D. Johnson. 1963. Immobilization and mineralization of Nitrogen in several organic fractions of soil. *Soil Sci.Soc.Am.Proc.* 27, 302-304.

Swift, M.J. y P. Woomer. 1993. Organic matter and the sustainability of agricultural systems: definition and measurement. *In* "Soil organic matter dynamics and sustainability of tropical agriculture" (K. M. R.Merckx, ed.), pp. 3-18. Wiley-Sayce Co-publication John Wiley & Sons Ltd Baffin Lane Chichester, West Sussex PO19 IUD, United Kingdom, Leuven.

Tate III, R.L. 1987. “Soil organic matter: biological y ecological effects,” John Wiley y Sons/Ed., New York.

Theng, B.K.G., K. R. Tata y P. Sollins. 1989. Constituents of organic matter in temperate and tropical soils. *In* “Dynamics of soil organic matter in tropical ecosystems” (J. M. O. D.C. Coleman, G. Uehara, ed.), pp. 5-31. University of Hawaii - University of Georgia, Maui, Hawaii, USA.

Tiessen, H., E. Cuevas y P. Chacon. 1994. The role of soil organic matter in sustaining soil fertility. *Nature (London, England)* v. 371, 783-785.

Tiessen, H. y J.O. Moir. 1993. Characterization of available P by sequential extraction. In. Carter M.R. (eds). Soil sampling and methods of analysis. Lewis, Boca Raton, pp. 75-86.

Vanotti, M.B, S.A. Leclerc y L.G. Bundy. 1995. Short term effects of nitrogen fertilization on soil organic nitrogen availability. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 59, 1350- 1359.

Vidal I., A. Herrera, M. Geldres y L. Longeri. 1985. Efecto de la nitrapirina en la eficiencia de utilización de la urea y rendimiento de avena. *An. Edaf. Agrobiol.*, 1433-1438.

Witmore, A.P., K.W. Coleman, N.J. Bradbury y T.M. Addiscott. 1991. Simulation of nitrogen in soils y winter wheat crops: modelling nitrogen turn-over through organic matter. *Fertilizer Research* 27, 283-291.

Woomer, P.L. 1993. Modelling soil organic matter dynamics in tropical ecosystems: model adoption, uses y limitations. *In* “Soil organic matter dynamics and sustainability of tropical agriculture” (K. M. R.Merckx, ed.), pp. 279-294. Wiley-Sayce Co-publication John Wiley & Sons Ltd Baffin lane Chichester West Sussex PO19 IUD United Kingdom, Leuven.

Zagal, E., S. Bjarnason y U. Olsson. 1993. Carbon and nitrogen in the root-zone of barley (Hordeum vulgare L.) supplied with nitrogen fertilizer at two rates. *Plant and Soil* 157, 51-63.

Zapata, R. 1988. Uso de parámetros termodinámicos y cinéticos para evaluar la disponibilidad del fósforo y del potasio en la capa arable de dos ultisoles. Tesis de Doctorado Post-Grado Ciencia del Suelo, Fac. Agron., UCV, Maracay. 385p

Zapata, R. 1995. “Especialización del aluminio extraído con KCl N,” Rep. No. 081. CENIAP, Maracay.

Zou, X., D. Binkley y K.G. Doxtater. 1992. A new method for estimating gross phosphorus mineralization and immobilization rates in soils. Plant and Soil 147, 243–250.

Roberto López Falcón, Jean Marie Hétier,
Danilo López Hernández, Richard Schargel, Alfred Zinck
Editores

TIERRAS LLANERAS DE VENEZUELA

…tierras de buena esperanza

UNIVERSIDAD DE LOS ANDES
Consejo de Publicaciones
2015

Título de la obra: **Tierras Llaneras de Venezuela**
…tierras de buena esperanza

Editores: Roberto **López Falcón,** Jean Marie **Hétier**
Danilo **López Hernández,** Richard **Schargel**
Alfred **Zinck**

Arbitrado y publicado por el Consejo de Publicaciones de la
Universidad de Los Andes
Av. Andrés Bello, antiguo CALA, La Parroquia
Mérida, Estado Mérida, Venezuela
Telefax (+58274) 2713210, 2712034, 2711955
e-mail cpula@ula.ve
http://www.ula.ve/cp

Colección: Tecnología
Serie: Ingeniería
1ª edición en CD Rom, 2015

Reservados todos los derechos
© Roberto López Falcón, Jean Marie Hétier, Danilo López Hernández
Richard Schargel, Alfred Zinck

Diagramación: Consejo de Publicaciones
Diseño de Portada: Consejo de Publicaciones

Hecho el Depósito de Ley
Depósito Legal FD2372015329
ISBN 978-980-11-1781-0

Mérida, Venezuela, 2015