

COLECCIÓN CURSOS DE CAPACITACIÓN N° 16/S

Sondas de neutrones y gamma: Sus aplicaciones en agronomía

Segunda edición

ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGIA ATOMICA, VIENA, 2003

La Sección que originó esta publicación fue la de:

Gestión de Suelos y Aguas y Nutrición de los Cultivos
Organismo Internacional de Energía Atómica
Wagramer Strasse 5
P.O. Box 100
A-1400 Viena, Austria

SONDAS DE NEUTRONES Y GAMMA:
SUS APLICACIONES EN AGRONOMÍA
OIEA, VIENA, 2003
IAEA-TCS-16/S/02
ISSN 1018-5518

© OIEA, 2003

Impreso por el OIEA en Austria
Febrero de 2003

PREFACIO

El agua es una sustancia indispensable para la vida sobre el planeta. A menudo constituye el factor individual de mayor importancia en la producción agrícola y ganadera. El agua es un recurso escaso en muchos medios rurales y urbanos del mundo. Según la FAO, la demanda global de agua dulce se duplica cada 21 años. Por otro lado, la calidad de las reservas limitadas de agua dulce está bajo la amenaza constante de fuentes diversas de contaminación de origen industrial, agrícola y doméstico.

La mayoría de los cultivos se conducen bajo condiciones de secano o temporal, donde el aprovisionamiento adecuado de agua es el factor principal que limita la producción agrícola en las zonas semiáridas y subhúmedas. En la actualidad solo un 20% de la superficie cultivable del mundo es irrigada, produciendo un 35 a 40% de toda la producción agrícola. El mal manejo del agua de riego ocasiona serios peligros al medio ambiente debido a la contaminación de las aguas subterráneas y la acumulación de sales en los suelos. Por lo tanto, es imperativo que los recursos hídricos sean utilizados eficientemente mediante un control continuo del contenido de agua en el perfil del suelo. Para este propósito, se utiliza ampliamente la sonda de neutrones, que está basada en una técnica nuclear. Desde su introducción hace unos 40 años, la sonda de neutrones puede ser considerada en la actualidad como un método de rutina para el estudio del agua del suelo. Luego han ocurrido muchos desarrollos en particular de los componentes electrónicos, lo que mejorado enormemente su performance y aumentado sus aplicaciones. Si bien el método de la dispersión neutrónica es de aplicación rutinaria en países desarrollados, su utilización en países en desarrollo es todavía restringida debido a múltiples razones. Las sondas de neutrones contienen fuentes radioactivas, que pueden presentar riesgos para la salud y el medio ambiente si la sonda no es correctamente utilizada, almacenada o desechada. Las leyes y reglamentos deben ser estrictamente cumplidos.

El objetivo estratégico del subprograma “Gestión de suelos y aguas y nutrición de los cultivos” de la División Mixta FAO/OIEA de Técnicas Nucleares en la Agricultura y la Alimentación es desarrollar y promover la adopción de técnicas nucleares para optimizar la gestión integrada del suelo, agua y nutrientes dentro de los sistemas de cultivos. Así las sondas de neutrones en combinación con técnicas isotópicas son utilizadas para estudiar la dinámica del agua y los nutrientes en el sistema suelo-planta. El Centro de Energía Nuclear en Agricultura (CENA) de la Universidad de Sao Paulo, Piracicaba en Brasil es un instituto desarrollado con apoyo del OIEA y cuenta con personal competente y especializado así como de instalaciones para la utilización de técnicas nucleares en agronomía e investigaciones relacionadas al medio ambiente. Muchos cursos de capacitación universitaria y de post-grado incluyendo la utilización de la sonda de neutrones han sido organizados por el CENA. La iniciativa para preparar un manual de capacitación surgió durante un taller regional sobre el uso de la sonda de neutrones en estudios de balance de agua y nutrientes, organizado en 1997 dentro del marco de un Proyecto Regional para América Latina de título “Nutrición de las Plantas y gestión suelo-agua” (RLA/5/036-ARCAL XXII), en el cual el enfoque integrado fue adoptado. La versión original (en español) fue un manual completo incluyendo aspectos teóricos y prácticos que se requieren para la utilización correcta del equipo. Las contribuciones de las críticas científicas, editores y traductores técnicos de las tres versiones en inglés, francés y español han mejorado notablemente el contenido y calidad del manual. El apoyo y dedicación de estas personas son altamente reconocidos.

Se espera que este manual sea de utilidad para futuros eventos de capacitación y sirva como fuente de referencia a los científicos del suelo y del agua en el manejo sustentable de los escasos recursos de agua tanto en agricultura de secano como de riego.

NOTA EDITORIAL

Las denominaciones concretas de países o territorios empleadas en esta publicación no implican juicio alguno por parte del editor, el OIEA, sobre la condición jurídica de dichos países o territorios, de sus autoridades e instituciones, ni del trazado de sus fronteras.

La mención de nombres de determinadas empresas o productos (se indiquen o no como registrados) no implica ninguna intención de violar derechos de propiedad ni debe interpretarse como una aprobación o recomendación por parte del OIEA.

ÍNDICE

1. Introducción.....	1
1.1. Contenido de agua y densidad aparente del suelo.....	2
2. Sonda de neutrones de profundidad.....	5
2.1. Descripción del instrumento y principios de funcionamiento.....	5
2.1.1. La sonda y su blindaje.....	5
2.1.2. Sistema electrónico de contaje.....	6
2.2. Seguridad radiológica y protección contra la radiación de las sondas de neutrones y gamma.....	8
2.2.1. Exposición ocupacional.....	8
2.2.2. Conceptos básicos.....	9
2.2.3. Normas básicas de seguridad para protección radiológica y fuentes de seguridad.....	11
2.2.4. Seguridad radiológica operacional.....	12
2.2.5. Riesgos de exposición ocupacional y dosis límites.....	12
2.3. Tubos de acceso y su instalación.....	14
2.4. Calibración.....	15
2.4.1. Calibración de laboratorio.....	19
2.4.2. Calibración de campo.....	19
2.4.3. Calibración rápida de campo.....	19
2.4.4. Modelos teóricos.....	21
2.4.5. Calibración para capas superficiales de suelo.....	21
2.5. Esfera de influencia.....	21
2.6. Análisis de los errores en la determinación del contenido y almacenamiento de agua en el suelo.....	23
2.6.1. Errores instrumentales y de calibración.....	24
2.6.2. Error local.....	31
2.6.3. Errores en la determinación del agua almacenada en el suelo.....	35
3. Sonda de neutrones/gamma para mediciones simultáneas de la humedad y densidad aparente del suelo.....	42
3.1. Características generales.....	42
3.2. Principio de funcionamiento.....	43
3.2.1. Retrodispersión (back-scattering).....	44
3.2.2. Atenuación.....	45
3.3. Calibración.....	45
4. Aplicaciones.....	49
4.1. Almacenamiento de agua en el suelo.....	49
4.2. Curvas de retención de agua del suelo en el campo.....	52
4.3. Conductividad hidráulica del suelo.....	53
4.3.1. Método de Richards et al. (1956).....	54
4.3.2. Método de Libardi et al. (1980).....	58
4.3.3. Método de Sisson et al. (1980).....	59
4.4. Balance hídrico.....	60
4.4.1. Determinación de los componentes del balance hídrico.....	62
4.5. Variabilidad espacial de los suelos.....	64
4.6. Extracción de agua por las raíces.....	64

4.7. Control del riego	65
4.7.1. Determinación de la lámina de irrigación	66
4.7.2. Frecuencia de riego	69
4.7.3. Evaluación de sistemas de riego	70
4.8. Control de la compactación de suelos cultivados	72
Referencias bibliográficas	75
Lista de personas que han contribuido a la preparación de este manual	77

1. INTRODUCCIÓN

La agricultura se desarrolla sobre una capa muy delgada de la superficie terrestre comparada con las dimensiones de la atmósfera y litósfera. A pesar de su pequeña dimensión, el suelo es indispensable para la vida sobre los continentes, siendo el substrato para el crecimiento de las plantas, que son el sustento del hombre y los animales. Sin suelo nuestro planeta no tendría una cubierta vegetal y la vida estaría limitada a los océanos.

El suelo es un reservorio importante de agua, que transforma la precipitación pluvial, discontinua en el tiempo y espacio en descargas continuas conocidas como arroyos y ríos, y abastece continuamente con humedad las raíces de las plantas. La capacidad de retención del agua de lluvia en el suelo equivale a un tercio de todo el agua de los lagos y reservorios artificiales, y es mayor que todo el caudal de los ríos. El agua retenida por el suelo, incluida aquella del subsuelo, es superior a dos veces el orden de magnitud de todo el agua acumulada en la superficie terrestre.

En última instancia todos los estudios de hidrología del suelo tienen como objetivo principal: un mejor entendimiento y completa descripción de los procesos hidrológicos. Los componentes elementales de la infiltración, redistribución, drenaje, evaporación y evapotranspiración, son primero analizados individualmente y después en conjunto para una determinada secuencia de eventos o estación del año. El transporte de solutos es también considerado parte integral de estos procesos. Para el entendimiento de estos procesos se requiere de estudios en varios niveles de aproximación. Un nivel de estudio considera la caracterización y cuantificación de los procesos para suelos reales, por ejemplo, suelos en el campo, frecuentemente llamados estudios de “escala de punto” (Kutilek y Nielsen, 1994). Tales estudios requieren de una caracterización detallada de los tres principales componentes del medio poroso del sistema suelo: las fases, sólida, líquida y gaseosa.

La fase sólida está constituida por las partículas del suelo, que varían de suelo a suelo en calidad, tamaño y organización. En términos de calidad se destacan dos componentes: orgánico y mineral. La materia orgánica puede ser fresca, parcialmente descompuesta o descompuesta en la forma de humus. La composición de la fracción mineral depende del material parental que dio origen al suelo. Los principales componentes son SiO_4 , Al_2O_3 , FeO_3 , CaO , MgO , K_2O y P_2O_5 . Muchos de los constituyentes son fuentes de nutrientes esenciales para el crecimiento y desarrollo de las plantas, y la mayoría de los 92 elementos naturales pueden ser encontrados en el suelo.

El tamaño de las partículas es determinado mediante el análisis mecánico del suelo, agrupándose convencionalmente en tres tamaños: arena (de 0.05 a 2 mm), limo (0.002-0.05 mm) y arcilla (<0.002 mm). La proporción relativa de estas fracciones define la textura, usada en la clasificación de los suelos, por ejemplo, franco limoso, franco arcilloso, arcillo arenoso, etc. El arreglo de las partículas define la estructura del suelo, y la organización del material sólido del suelo, como un todo, define el espacio poroso a ser ocupado por el agua y/o el aire. Una característica importante del suelo relacionada a la fase sólida es la densidad aparente, que establece la relación entre la masa de material sólido por unidad de volumen total, incluida la porosidad. La densidad aparente es inversamente proporcional a la porosidad, y por lo tanto es un parámetro importante en los problemas de compactación y aireación del suelo.

La fase líquida es una solución acuosa diluida conteniendo una variedad de iones, sales y moléculas, algunas de las cuales son compuestos orgánicos. Representa la fuente de

nutrientes esenciales para el crecimiento y desarrollo de las plantas, la cual es continuamente renovada por los elementos liberados por las interacciones físico-químicas entre las partículas sólidas, el agua y los gases del suelo. La fase líquida es expresada como el contenido de agua del suelo, lo cual equivale a la masa o volumen de agua por unidad de suelo seco o por unidad de volumen total del suelo. En un perfil de suelo, el contenido de humedad integrado con la profundidad representa el llamado almacenamiento de agua del suelo.

La cantidad de agua presente en el suelo es influenciada por las condiciones reinantes. El reservorio de agua es reabastecido por la lluvia, irrigación y deshielos, y disminuye por la evaporación, transpiración de las plantas y drenaje de agua para las zonas profundas del perfil del suelo. En los estudios agronómicos, el rango de humedad del suelo que puede ser utilizado por las plantas es definido como la humedad disponible, y es de extrema importancia para la producción de los cultivos. En casos de baja disponibilidad de agua del suelo, la irrigación puede complementar la necesidad de los cultivos y, en casos de exceso, el drenaje puede eliminar el agua excedente.

Los organismos del suelo, incluyendo las raíces de las plantas requieren del abastecimiento de oxígeno. La aereación del suelo depende del espacio poroso y de la proporción ocupada por el agua. El volumen de un suelo ideal presenta 50% de sólidos, 25% de agua y 25% de aire.

La intención de los autores no es tratar aquí en forma detallada los procesos que ocurren en el suelo, ya que para esto existen libros de texto detallados y artículos de revistas especializadas. Este manual se limita a la descripción de dos técnicas nucleares indicadas para la caracterización del espacio poroso del sistema suelo en estudios a “escala de punto”. Éstas son: la moderación de neutrones y la atenuación de la radiación gamma, para la medición del contenido de agua y de la densidad aparente del suelo, respectivamente.

1.1. Contenido de agua y densidad aparente del suelo

El contenido de agua, no obstante ser un simple concepto en física de suelos, es de difícil evaluación en el campo. Valores estimados obtenidos a través de varios métodos disponibles, normalmente se desvían considerablemente de su valor verdadero, el cual en realidad nunca es conocido. El principal problema está en el procedimiento de muestreo. Una vez que la muestra de suelo es llevada del campo al laboratorio, su contenido de agua puede ser estimada con un alto grado de precisión y exactitud. Sin embargo nunca se conoce si la muestra representa realmente bien al suelo, a la profundidad deseada; debido principalmente a la variabilidad del suelo y a la incertidumbre debido al procedimiento de muestreo adoptado.

El contenido de humedad del suelo puede ser expresado en base a peso o volumen. En este manual se emplearán los siguientes símbolos y definiciones:

- Contenido de agua del suelo en base a peso w [(g H₂O)(g suelo seco)⁻¹], expresado por,

$$w = \frac{\text{masa de agua}}{\text{masa de suelo seco}} = \frac{m_w - m_d}{m_d} \quad (1)$$

donde m_w y m_d son las masas de suelo húmedo y seco, respectivamente (g).

– Contenido de agua del suelo en base a volumen $\theta [(\text{cm}^3 \text{ H}_2\text{O})(\text{cm}^3 \text{ suelo seco})^{-1}]$,

$$\theta = \frac{\text{volumen de agua}}{\text{volumen total del suelo}} = \frac{m_w - m_d}{V} \quad (2)$$

donde V es el volumen total de la muestra de suelo (cm^3).

En esta definición se asume que la densidad del agua es de $1 \text{ g}\cdot\text{cm}^{-3}$, y por lo tanto, $(m_w - m_d)$ es igual al volumen de agua de la muestra. Así θ puede ser expresada como:

$$\theta = w \times d_b \quad (3)$$

donde d_b es la densidad aparente del suelo seco $[(\text{g suelo seco})(\text{cm}^3 \text{ total del suelo})^{-1}]$, definida como,

$$d_b = \frac{m_d}{V} \quad (4)$$

Ejemplo: En un perfil de suelo, se tomó una muestra de suelo a 20 cm de profundidad, con un cilindro volumétrico de 200 cm^3 cuya tara fue de 105.3 g. Después de preparar la muestra en el laboratorio, retirándose el exceso de suelo de la parte externa del cilindro y teniendo la seguridad que el suelo sin ser compactado ocupó el volumen total (V) del cilindro, la muestra fresca pesó 395.6 g. Luego ésta fue secada en una estufa de ventilación forzada a 105°C hasta peso constante, siendo el peso final de suelo seco de 335.7 g. En este caso tendremos,

$$w = \frac{395.6 - 335.7}{335.7 - 105.3} = 0.260 \text{ g g}^{-1} \text{ o } 26\% \text{ (peso)}$$

$$\theta = \frac{395.6 - 335.7}{1 \times 200} = 0.300 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3} \text{ o } 30\% \text{ (volumen)}$$

$$d_b = \frac{335.7 - 105.3}{1 \times 200} = 1.152 \text{ g cm}^{-3}$$

y, de acuerdo con la ecuación (3) se obtiene,

$$0.300 = 1.152(\text{g suelo seco})(\text{cm}^3 \text{ total del suelo})^{-1}] \times 0.26[(\text{g H}_2\text{O})(\text{g suelo seco})^{-1}].$$

Los diferentes métodos para determinar el contenido de agua y la densidad aparente del suelo difieren, principalmente, en términos del método de muestreo, pero las ecuaciones (1) a (4) son siempre aplicables cuando la información es disponible. La mayor dificultad está en la determinación de V , porque el muestreo con un simple barreno destruye la estructura del suelo, alterando la porosidad. En este manual no se discuten los métodos clásicos de determinación de la humedad del suelo, pues éstos generalmente están bien descritos en libros básicos de física de suelos, tal como en el libro “Methods of Soil Analysis” (Klute, 1986).

La principal desventaja de los métodos clásicos es su característica destructiva. En cada muestreo el perfil del suelo es perturbado. Aunque se use un pequeño barreno, después de varios muestreos el campo experimental o la parcela quedará bastante afectada. La variabilidad del suelo presenta un problema adicional; colectándose suelo a una “misma” profundidad cada vez se requiere de otro punto diferente a ser muestreado. Un tercer problema, aunque de menor importancia, está relacionado con el tiempo requerido para el secado de cada muestra en la estufa. El tiempo mínimo de secado en la estufa es de 24 h.

Con el uso de una sonda de neutrones, lo cual será discutido con el debido detalle más adelante, existe muy poca perturbación del perfil del suelo. Solamente una vez es necesaria la introducción de un tubo de acceso para la sonda a una profundidad de suelo deseada, y, después, las mediciones pueden ser tomadas repetidamente a cualquier profundidad o momento, en cuestión de minutos. El método de la sonda de neutrones también presenta desventajas, las cuales también serán discutidas más adelante.

2. SONDA DE NEUTRONES DE PROFUNDIDAD

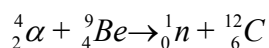
2.1. Descripción del instrumento y principios de funcionamiento

La sonda de neutrones consiste principalmente de dos partes: la sonda con su blindaje, y el sistema electrónico de contaje. En algunos modelos estas partes son separables.

2.1.1. La sonda y su blindaje

La sonda es un cilindro metálico sellado de 3 a 5 cm de diámetro y de 20 a 30 cm de longitud. Éste contiene una fuente radioactiva de ^{241}Am - ^9Be , que emite neutrones rápidos, un detector de neutrones lentos y un pre-amplificador. La señal del pre-amplificador pasa a través de un cable de 5 a 20 m de longitud al sistema electrónico de contaje.

La geometría de la sonda, tipo y actividad de la fuente de neutrones, tipo de detector y pre-amplificador varían considerablemente dependiendo del fabricante. Las fuentes de neutrones son una mezcla de un emisor de partículas alfa (por ejemplo americio y radio) y un polvo fino de berilio. Cuando las partículas alfa bombardean núcleos de berilio ocurre la siguiente reacción nuclear:



Los neutrones emitidos tienen energías variables de 0 a 14 MeV, ($1 \text{ eV} = 1.6 \times 10^{-19} \text{ J}$), con un valor promedio de cerca de 4.5 MeV (neutrones rápidos).

La actividad de la fuente es generalmente dada por la actividad del emisor alfa, expresada en becquerels (Bq). La mayoría de las fuentes tienen una actividad que varía de 370 a 1850 MBq (10 a 50 mCi). La mayoría de los emisores alfa también emiten algo de radiación gamma y neutrones rápidos. Por eso, la seguridad y la protección del operador contra la radiación es muy importante. El blindaje que es el embalaje de la sonda tiene que estar adecuadamente diseñado para garantizar una debida protección. Las sondas actualmente comercializadas, garantizan una exposición del operador dentro de los niveles permisibles de radiación, cuando la fuente se encuentra dentro de su blindaje.

Cuando la sonda está fuera de su blindaje de protección, el operador está expuesto a radiación gamma y neutrones rápidos. Esta exposición debe ser absolutamente evitada. El diseño de la sonda permite que la fuente salga de su blindaje e ingrese inmediatamente dentro del tubo de acceso colocado en el perfil del suelo, evitando así una excesiva exposición a la radiación.

El blindaje más eficiente para la radiación gamma es proporcionado por el plomo, mientras que para los neutrones rápidos se utilizan la parafina, polietileno o cualquier otro material con alto contenido de hidrógeno.

Durante las mediciones del contenido de agua del suelo, la sonda es bajada hasta la profundidad deseada del perfil, a través de un tubo de acceso de aluminio que es “transparente” para los neutrones rápidos. Una vez en el suelo los neutrones emitidos por la fuente son dispersados hasta una distancia de 30 a 50 cm de la fuente; colisionan con los

átomos de H, perdiendo energía y se vuelven lentos. Esta interacción es empleada para estimar el contenido de humedad del suelo, como se describe más adelante.

Cerca de la fuente de neutrones rápidos hay un detector que cuenta sólo los neutrones lentos. Existen varios tipos de detectores de neutrones lentos, por ejemplo trifluoruro de ^{10}B , ^3He y detectores de centelleo, cada uno de los cuales tienen ventajas y desventajas.

Los impulsos electrónicos que salen del detector son primeramente pre-amplificados dentro de la sonda. Solamente estos impulsos pre-amplificados son enviados para el sistema de conteo electrónico a través del cable que conecta las dos partes del instrumento.

2.1.2. Sistema electrónico de conteo

No obstante el sistema electrónico de conteo varía de acuerdo al tipo de sonda, todas presentan un amplificador, una fuente de alto voltaje, un contador, un reloj, batería recargable y un microprocesador. Puesto que la emisión de neutrones es un proceso aleatorio (del tipo “ley de Poisson”) el tiempo de conteo tiene una gran influencia sobre la precisión de los resultados para estimar el contenido de agua del suelo, por ello la mayoría de las sondas tienen varias opciones de conteo. Cada cuenta o unidad de conteo corresponde a un impulso originado por un neutrón lento que alcanzó el detector, y el microprocesador convierte los datos de conteos medidos en cuentas por minuto (cpm) o por segundo (cps).

Las sondas modernas tienen microprocesadores que utilizan ecuaciones de calibración dadas por el fabricante o desarrolladas por el usuario, para diferentes suelos, y los resultados son dados directamente en contenidos de agua del suelo ($\%$, $\text{g}\cdot\text{g}^{-1}$, $\text{cm}^{-3}\cdot\text{cm}^{-3}$) para cada profundidad o situación, o en términos de agua almacenada en una determinada capa de suelo [por ejemplo, $(\text{mm H}_2\text{O})(10\text{ cm de suelo})^{-1}$] o en todo el perfil.

Como cada fabricante proporciona las instrucciones de operación de las sondas, estos detalles no serán discutidos aquí. La Figura 1 presenta un diagrama esquemático de una sonda de neutrones de profundidad en posición de operación en el campo, para medir el contenido de agua del suelo a una determinada profundidad.

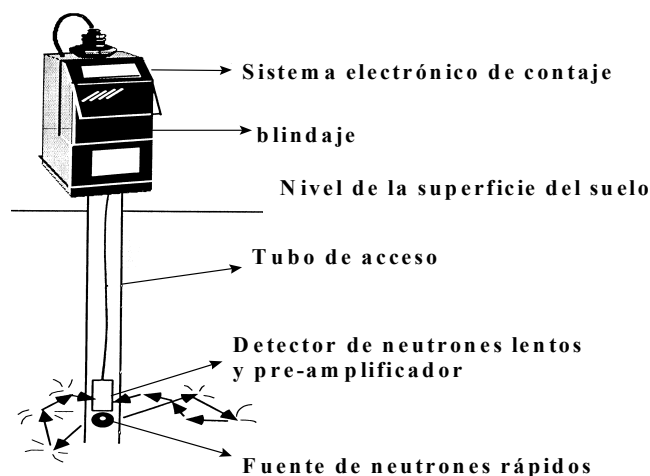
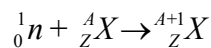


FIG. 1. Sonda de neutrones en posición de servicio.
(Fuente: Campbell Pacific Nuclear (CPN[®]), Inc., Manual de Operaciones de la Sonda 503 DR.)

El principio de funcionamiento de las sondas de neutrones es simple. La sonda emite neutrones rápidos que interactúan con las partículas del suelo y el agua que rodean la sonda. Como los neutrones no tienen carga, los campos eléctricos asociados con las partículas de suelo cargadas no afectan su movimiento. Tres procesos ocurren durante esta interacción: absorción de neutrones por los núcleos atómicos, dispersión de neutrones por las colisiones, y la desintegración de los neutrones.

La absorción de neutrones por los núcleos depende de la energía del neutrón y del tipo de núcleo colisionado. La probabilidad de este proceso es medida a través de la sección transversal efectiva de la colisión, la cual en general para la mayoría de los elementos presentes en el suelo, es pequeña. Si la reacción ocurre, un neutrón es absorbido por un núcleo A_ZX , de acuerdo a la siguiente expresión,



donde ${}^{A+1}_ZX$ es un nuevo núcleo.

En algunos casos los núcleos nuevos son inestables y se desintegran emitiendo radiación. Este es el mismo principio de la activación neutrónica, y ocurre solamente con pocos núcleos presentes en el suelo, como por ejemplo, Ag, Au, In, Fe, Al, Mn, la mayoría de los cuales generalmente están presentes en muy bajas concentraciones. Además, como el flujo de neutrones emitidos por la fuente tiene muy baja intensidad, la probabilidad de un neutrón ser capturado es extremadamente baja. En muchos casos ${}^{A+1}_ZX$ es estable (por Ej., ${}^{12}_6C + {}^1_0n \rightarrow {}^{13}_6C$; ${}^{14}_7N + {}^1_0n \rightarrow {}^{15}_7N$), y cuando es radioactivo la vida media es generalmente muy corta (${}^{23}_{13}Al + {}^1_0n \rightarrow {}^{24}_{13}Al$, con una vida media de 2.3 min). Por lo tanto, se puede afirmar que no ocurre virtualmente ninguna activación de los materiales del suelo por las sondas de neutrones descritas aquí. Además, si el tubo de aluminio queda ligeramente radioactivo durante una medición, su decaimiento es rápido, desactivándose en cuestión de algunos minutos.

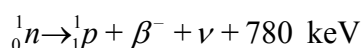
La dispersión de neutrones por colisiones elásticas e inelásticas es el proceso más importante en el cual se basa el principio de funcionamiento de la sonda de neutrones. A través de las colisiones, los neutrones rápidos (de alta energía, >2 MeV), pierden energía (moderación) y se tornan lentos o térmicos (de baja energía, <0.025 eV). Como se ilustra en la Tabla I, si las colisiones son elásticas, cuanto más pesado es el núcleo blanco, menor será la energía perdida por el neutrón.

En esta tabla se constata que el 1H es el isótopo blanco que más eficientemente reduce la energía del neutrón. Se dice entonces que el H es un buen moderador de neutrones y el agua por su alto contenido en H, es también una buena moderadora de neutrones. Por lo tanto, cuanto más húmedo esté el suelo, mayor será el número de neutrones lentos en la presencia de una fuente de neutrones rápidos. Con excepción de la materia orgánica, la cual puede cambiar gradualmente con el tiempo, otros constituyentes del suelo que contienen hidrógeno permanecen constantes y son tomados en cuenta en la calibración del instrumento.

TABLA I. NÚMERO DE COLISIONES ELÁSTICAS NECESARIAS PARA REDUCIR LA ENERGÍA DE UN NEUTRÓN DE 2 MeV A 0.025 eV

Isótopo blanco	Colisiones
^1H	18
^2H	25
^4He	43
^7Li	68
^{12}C	115
^{16}O	152
^{238}U	2,172

Los neutrones libres son inestables y se desintegran con una vida media de 13 minutos. Por lo tanto, si el neutrón libre no es capturado se desintegra de acuerdo a la siguiente reacción:



donde ${}_1^1p$ es un protón, β^- es una partícula beta, y ν es un neutrino.

Cuando la sonda es introducida en el tubo de acceso, una nube esférica y estable de neutrones lentos se forma rápidamente alrededor de la fuente, con un diámetro de aproximadamente 30 cm. En suelos más secos el diámetro de esta nube es mayor. El número de neutrones lentos por unidad de volumen en cada punto de la nube permanece constante, y es proporcional al contenido de agua del suelo dentro del volumen de influencia. Como el detector de neutrones lentos está dentro del volumen de la nube, la tasa de conteo (cpm o cps) es proporcional al contenido de agua del suelo, θ , del mismo volumen de suelo. El instrumento está calibrado con muestras de suelo de θ , determinado gravimétricamente. Detalles sobre la calibración se proporcionarán en la sección 2.4. Más información sobre la teoría de determinación de la humedad del suelo con la sonda de neutrones está disponible en OIEA (1970) y Greacen (1981).

2.2. Seguridad radiológica y protección contra la radiación de las sondas de neutrones y gamma

2.2.1. Exposición ocupacional

La exposición ocupacional a la radiación puede ocurrir como resultado de diversas actividades humanas, incluyendo el uso de fuentes radioactivas en la industria, agricultura, medicina y en muchos campos de la investigación científica, y ocupaciones que involucran el manipuleo de materiales con concentraciones de radioisótopos más altas que las que ocurren naturalmente. Para fines de seguridad y uso aceptable de la radiación, de sustancias radioactivas y de la energía nuclear, es esencial adoptar una protección adecuada de los trabajadores contra la radiación.

En 1996, el Organismo Internacional de Energía Atómica (OIEA) publicó dos referencias que contienen los fundamentos de seguridad radiológica: *Radiation Protection and*

the Safety of Radiation Sources (Colección Seguridad del OIEA, No. 120) y *Normas básicas internacionales de seguridad para la protección contra la radiación ionizante y para la seguridad de las fuentes de radiación* (Colección Seguridad del OIEA, No.115), o también llamado *Normas básicas de seguridad* o **NBS**. Ambas patrocinadas conjuntamente por la FAO, el OIEA, la Organización Internacional del Trabajo (OIT), la Agencia de la OECD para la Energía Nuclear, la Organización Panamericana de la Salud, y la Organización Mundial de la Salud. Estas publicaciones definen los objetivos y establecen los principios de seguridad radiológica así como los requisitos a ser cumplidos para aplicar dichos principios y alcanzar los objetivos (FAO et al., 1996a; FAO et al., 1996b).

Información para cumplir los requisitos de los Estándares Básicos de Seguridad para protección de la radiación ocupacional es dada en las Guías de Seguridad del OIEA, las cuales son patrocinadas conjuntamente por el OIEA y la OIT. La Guía de Seguridad del OIEA No. RS-G-1.1 proporciona consejos generales sobre el establecimiento de un programa efectivo de protección de radiación para exposición ocupacional (OIEA y OIT, 1999). Los estándares de seguridad del OIEA no son de uso obligatorio en los Estados Miembros, pero pueden ser adoptados por ellos a su discreción, para uso en reglamentaciones nacionales y dentro de sus propias actividades. Los Gobiernos, sin embargo, tienen responsabilidad en el cumplimiento de la protección radiológica, generalmente a través del establecimiento de un sistema nacional responsable por la seguridad y protección radiológica. Tal infraestructura nacional incluye: legislación y reglamentaciones; una Autoridad Regulatoria con autoridad para autorizar e inspeccionar actividades reglamentadas y para hacer cumplir las legislaciones y reglamentaciones; recursos suficientes; y número adecuado de personal entrenado (OIEA y OIT, 1999).

En esta Sección se describen solamente aspectos básicos relacionados con la seguridad y protección radiológica, pero, además de esto, el usuario debería considerar siempre las legislaciones y reglamentaciones nacionales específicas.

2.2.2. Conceptos básicos

2.2.2.1. Reacciones nucleares y la radioactividad

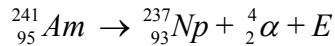
El núcleo atómico está constituido de protones cargados positivamente y neutrones sin carga, que interactúan entre sí por fuerzas de diferente naturaleza: eléctrica, gravitacional y nuclear. El equilibrio de estas fuerzas depende del número de protones (Z = número atómico) y neutrones (N) presentes en el núcleo, que determina la condición de estabilidad o inestabilidad nuclear. Esta proporción que define la estabilidad de los núcleos y que no es constante para todos los átomos, depende del número de masa ($A=Z + N$), de acuerdo con la siguiente relación empírica:

$$Z = \frac{A}{2 + 0.0146 A^{2/3}}$$

Por lo tanto, un átomo puede ser inestable o radioactivo debido a un exceso de protones (Z mayor que N) o debido a un exceso de neutrones (N mayor que Z), existiendo la tendencia natural para el establecimiento de un equilibrio a través de diferentes tipos de transformaciones. A continuación se presentan dos ejemplos relacionados con las sondas de neutrones y de rayos gamma.

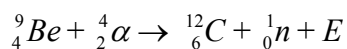
a) Mezcla de isótopos de americio y berilio como fuente de neutrones

El isótopo de americio es un isótopo inestable con un exceso de protones ($Z/N = 95/146 = 0.65$) que tiende al equilibrio emitiendo partículas alfa de energía 5.48 MeV y rayos gamma de 60 KeV, de acuerdo a la siguiente reacción:



Comparado al americio, el isótopo resultante neptunio tiene un menor exceso de protones o menor relación Z/N , 0.64. El neptunio es también inestable y sufre subsecuentes transformaciones hasta alcanzar el equilibrio.

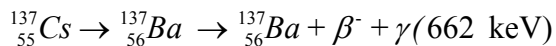
El berilio que es otro constituyente de la mezcla, contiene un exceso de neutrones ($Z/N = 0.8$) y reacciona con las partículas alfa emitidas por el americio,



Comparado con ${}_4^9\text{Be}$, el nuevo isótopo formado ${}_6^{12}\text{C}$ teniendo igual número de protones y neutrones, la relación Z/N es más alta, 1.

b) Isótopo de cesio como fuente de radiación gamma

El isótopo de cesio ${}_{55}^{137}\text{Cs}$ es inestable con un exceso de neutrones ($Z/N = 0.67$), y se transforma de acuerdo con la siguiente expresión



En esta reacción, el isótopo estable de bario es producido tanto por la emisión de una partícula β^- de energía igual a 1,176 keV, o principalmente por la emisión de una partícula β^- de energía de 514 keV, seguida por la emisión de un fotón gamma de 662 keV.

Se comprende fácilmente a través de las reacciones presentadas anteriormente que en las sondas dobles, que contienen fuentes de neutrones y de rayos gamma, los cuatro tipos de radiación: α , β , γ y neutrones son emitidos.

2.2.2.2. Definiciones y unidades de radiación.

Las principales cantidades físicas son la **actividad** o la tasa de transformaciones nucleares de los radioisótopos y la **dosis absorbida**, o la energía absorbida por unidad de masa de una sustancia expuesta a la radiación.

La unidad de actividad que representa el número de transformaciones nucleares (o desintegraciones) por segundo, es llamada **becquerel** (Bq). En el pasado la unidad de actividad fue el curie (Ci), el cual es equivalente a 3.7×10^{10} Bq. La unidad de dosis absorbida es el **gray** (Gy), expresada en joule por kilogramo. La dosis absorbida es la cantidad dosimétrica física básica de los BSS. Sin embargo, no es completamente satisfactoria para propósitos de seguridad radiación porque los diferentes tipos de radiaciones ionizantes ocasionan daños diferentes en los tejidos humanos. Por consiguiente, la dosis absorbida

promediada para un tejido u órgano se multiplica por un factor de peso (w_R) según el tipo de radiación, el cual toma en cuenta el riesgo del tipo de radiación en inducir efectos dañinos a la salud, y la cantidad resultante es llamada **dosis equivalente**. La dosis equivalente es usada cuando un órgano individual o tejidos son irradiados, pero la probabilidad de efectos estocásticos de daño debido a una dada dosis equivalente difiere para diferentes órganos o tejidos. Por lo tanto, la dosis equivalente para cada órgano o tejido es multiplicado por un factor de peso del tejido, que tiene en cuenta la radiosensibilidad del órgano. La suma de tales dosis equivalentes, ponderada para todos los tejidos expuestos de un individuo, es denominada **dosis efectiva**. La unidad de dosis equivalente y dosis efectiva es la misma que la de dosis absorbida, a saber joule por kilogramo, pero se utiliza el nombre de **sievert (Sv)** para evitar confusión con la unidad de dosis absorbida (FAO et al., 1996a).

2.2.2.3. Efectos biológicos de la radiación

La exposición a altas dosis de radiación incluyendo neutrones, puede causar efectos como náuseas, enrojecimiento de la piel o, en casos severos, síndromes más agudos que son clínicamente expresados en individuos poco tiempo después de la exposición. Estos efectos son llamados “Efectos determinísticos”, pues ellos ocurren con certeza si la dosis excede el límite de tolerancia. La exposición a radiación también puede inducir efectos somáticos dañinos, los cuales se manifiestan después de un periodo de latencia y pueden ser epidemiológicamente detectables en una población. Se asume que estos efectos ocurren en un amplio rango de dosis sin un nivel límite. Efectos hereditarios debido a la exposición a la radiación también han sido detectados estadísticamente en poblaciones de mamíferos, y se esperan que ocurran también en la población humana. Estos efectos malignos epidemiológicamente detectables y sus consecuencias hereditarias son llamados “Efectos estocásticos”, porque son de naturaleza aleatoria.

Los efectos determinísticos resultan de varios procesos, principalmente la muerte de células y el retraso en la división celular, causados por la exposición a altos niveles de radiación. La severidad de un efecto determinístico particular en un individuo expuesto, incrementa con la dosis por encima del umbral de ocurrencia del efecto.

Los efectos estocásticos pueden ocurrir si una célula irradiada es modificada sin llegar a morir. Por ejemplo las células modificadas pueden, después de un proceso prolongado, desarrollar un cáncer. Si la célula afectada por exposición a la radiación es una célula reproductiva, cuya función es la transmisión de información genética a la progenie, se pueden desarrollar efectos hereditarios de varios tipos se pueden desarrollar en los descendientes del individuo expuesto. La probabilidad de efectos estocásticos se supone que sea proporcional a la dosis recibida sin una dosis límite. La probabilidad de ocurrencia de un efecto estocástico aumenta con las dosis más altas, pero la severidad del efecto de la radiación es independiente de la dosis (FAO et al., 1996a).

2.2.3. Normas básicas de seguridad para protección radiológica y fuentes de seguridad

Las actividades humanas, que añaden exposición a la radiación, donde normalmente ocurren sólo la radiación natural, o que aumentan la probabilidad de exposición a radiación, son llamadas “Prácticas” en las NBS. Por ejemplo, el uso de sondas de neutrones y gamma. Por otro lado, las actividades humanas que buscan reducir la exposición de la radiación existente, o la probabilidad existente de exponerse a la radiación la cual no es parte de una práctica controlada, son llamadas “Intervenciones” (FAO et al., 1996a).

Con el propósito de mantener las dosis de radiación por debajo de los límites reglamentarios, y lo más bajo que sea posible obtener (principio ALARA), existe una serie de requisitos básicos de seguridad a ser observados. Por conveniencia éstos han sido agrupados en requisitos administrativos (autorización, responsabilidades de los entes de registro y portadores de permiso), requisitos de protección de radiación (justificación de prácticas, dosis límites, optimización de seguridad y protección, dosis de restricción), requisitos de manejo (cultura de seguridad, garantía de calidad, control de factores humanos), requisitos técnicos (seguridad de las fuentes, protección detallada, buenas prácticas de ingeniería) y verificación de seguridad (pruebas de seguridad, control y verificación de conformidad, registros de antecedentes) (FAO et al., 1996a; OIEA y OIT, 1999; Oresegun, 2000).

La Autoridad Reguladora Nacional es responsable de todos los aspectos sobre seguridad y protección radiológica en un país. Dentro de sus funciones generales se incluyen lo siguiente: la evaluación de las solicitudes de permisos para conducir prácticas con riesgos de exposición de radiación; la autorización de tales prácticas y de las fuentes asociadas con ellas está sujeta a ciertas condiciones específicas; la ejecución de inspecciones periódicas para verificar conformidad con las condiciones; y el refuerzo de algunas acciones necesarias para asegurar la conformidad con las regulaciones y estándares (FAO et al., 1996a; OIEA y OIT, 1999).

2.2.4. Seguridad radiológica operacional

Para alcanzar la seguridad radiológica operacional deben cumplirse tanto los requisitos de seguridad indicados por las NBS del OIEA, como aquellos especificados por la Autoridad Reguladora Nacional de cada país. En términos prácticos, respecto al uso de las sondas de neutrones y gamma, los siguientes elementos deben ser considerados: diseño y fabricación de la sonda; entrenamiento; instrucciones operacionales; reglas locales; seguridad de transporte; monitoreo y dosimetría personal; seguridad de almacenamiento y disposición; mantenimiento; preparativos de emergencia; inventario y conservación de los registros de contajes y antecedentes. Con relación a este último, los siguientes registros de informaciones deben ser conservados: i) inventario de fuentes y personas responsables, ii) monitoreo de dosímetros personales, iii) entrenamiento y re-entrenamiento de trabajadores, iv) mantenimiento y reparación de equipo, v) resultados de pruebas de fugas, vi) libro de datos de calibración y del uso de medidores de tasa de dosis (inspección), vii) libro de registro de salidas y localización, viii) documentación para transporte, ix) revisar y fiscalizar los programas de protección de radiación, x) registro de las investigaciones de accidentes y de acontecimientos imprevistos (FAO et al., 1996a; OIEA y OIT, 1999; Oresegun, 2000).

2.2.5. Riesgos de exposición ocupacional y dosis límites

Conforme mencionado anteriormente (sección 2.2.2.2), para propósitos de radiación es necesario considerar el factor de peso de la radiación (w_R) de la dosis absorbida, para explicar la relativa eficacia de diferentes tipos de radiación en inducir efectos dañinos a la salud. Estos factores multiplicadores, para los cuatro tipos de radiación asociados con las sondas de neutrones y de rayos gamma, son presentados en la Tabla II. Durante el uso de estas sondas, los neutrones y la radiación gamma son los de mayor preocupación, pues las radiaciones alfa y beta son suficientemente atenuados por la cápsula de metal que sella las dos fuentes (FAO et al., 1996a).

Como los neutrones no tienen carga su fuerza de penetración en la materia es alta. Éstos pueden pasar completamente a través del cuerpo humano. Durante su penetración, los neutrones transmiten toda o parte de su energía cinética, provocando daños a los tejidos u órganos. Debido a su fuerza de penetración, los valores w_R varían de 5 a 20 de acuerdo a la energía de los neutrones. Esto significa que para una dosis absorbida similar, los daños que los neutrones causan en el cuerpo humano es de 5 a 20 veces mayor que la radiación gamma (factor 1). Los blindajes de la sonda de neutrones son construidos de materiales sintéticos ricos en hidrógeno, que atenúa eficientemente los neutrones, y debido a esto, la exposición del operador queda limitada a niveles aceptables. En el caso de sondas gamma, el plomo protege eficientemente de la radiación gamma, resultando esto un problema para el fabricante de sondas gamma portátiles.

TABLA II. CARACTERÍSTICAS Y FACTORES DE PESO DE LOS CUATRO TIPOS DE RADIACIÓN

Nombre	Masa	Carga	Factor de Peso de la Radiación (w_R)
Alfa	4	+2	20
Beta	0.0006	-1	1
Neutrones, energía de	1	0	
<10 keV			5
10 keV a 100 keV			10
100 keV a 2 MeV			20
2 MeV a 20 MeV			10
>20 MeV			5
Gamma	0	0	1

La principal preocupación en el uso de la sonda es el escape de las radiaciones desde el suelo durante las medidas. Esto resulta un problema especialmente bajo condiciones de suelo seco, cuando el radio de influencia es grande (alta probabilidad de escape de la radiación). Con las buenas prácticas delineadas anteriormente, así como también un buen diseño y fabricación de sondas, las dosis ocupacionales registradas en la industria han estado por debajo del límite de la dosis anual. Aplicando los principios ALARA (as low as reasonably achievable), tal como el uso de reflectores plásticos de teflón colocados sobre la superficie del suelo, dosis tan bajas como 0.2 mSv año^{-1} (1% de la dosis límite anual) para ambos, neutrones y rayos gamma, han sido resgistradas (Guzmán, 1989).

2.2.5.1. Dosis límites ocupacionales

Una dosis límite es definida en las NBS como “valor de la dosis efectiva o la dosis equivalente causada a los individuos por prácticas controladas, que no se deberá rebasar” (FAO et al., 1996a).

La exposición ocupacional de cualquier usuario deberá ser controlada de tal manera que las siguientes dosis límites no sean excedidas:

- a) una dosis efectiva de 20 mSv por año, promedio de 5 años consecutivos.
- b) una dosis efectiva de 50 mSv en un año cualquiera.
- c) una dosis equivalente sobre el cristalino del ojo de 150 mSv en un año.
- d) una dosis equivalente sobre las extremidades (manos y pies) o la piel de 500 mSv en un año.

Para personas de 16 a 18 años de edad, los límites de dosis ocupacional serán los siguientes:

- a) una dosis efectiva de 6 mSv en un año.
- b) una dosis equivalente sobre el cristalino del ojo de 50 mSv en un año.
- c) una dosis equivalente sobre las extremidades o la piel de 150 mSv en un año.

Para los miembros del público, las dosis límite promedio estimado son las siguientes:

- a) una dosis efectiva de 1 mSv en un año.
- b) en circunstancias especiales, una dosis efectiva de hasta 5 mSv en un sólo año, con tal que la dosis promedio de 5 años consecutivos no exceda 1 mSv por año.
- c) una dosis equivalente sobre el cristalino del ojo de 15 mSv en un año.
- d) una dosis equivalente sobre las manos, los pies o la piel de 50 mSv en un año.

El OIEA está planificando la publicación de una Guía de Seguridad Radiológica para las sondas nucleares, la cual cubrirá los riesgos de exposición tanto normales como potenciales.

De lo mencionado anteriormente con relación a la seguridad radiológica, se puede concluir que el uso de la sonda de neutrones posee no sólo aceptables riesgos para la salud y la seguridad sino que, de hecho, estos riesgos son despreciables. El uso de medidores de neutrones no es y no debe ser clasificado como una práctica de alto riesgo potencial para la salud humana.

2.3. Tubos de acceso y su instalación

El tamaño y tipo de tubo de acceso depende del diámetro de la sonda como también de su costo y disponibilidad en el mercado. Desafortunadamente el diámetro de la sonda no ha sido normalizado internacionalmente.

El mejor material para los tubos de acceso es el aluminio, debido a su transparencia para los neutrones, resistencia a la corrosión salvo en suelos muy ácidos. Otros materiales usados (acero, hierro, latón, así como polietileno y otros plásticos) presentan diferentes comportamientos con relación a la interacción con los neutrones. Una vez que un tipo de tubo de determinado material es escogido, la calibración y todo el trabajo experimental deben ser realizados con el mismo material. El acero y el latón afectan ligeramente la sensibilidad de la sonda debido a la absorción de neutrones por el hierro y el cobre. La tasa de contaje es incrementada por el hidrógeno de los tubos de polietileno y de otros plásticos.

Generalmente los fabricantes especifican los diámetros internos y externos de los tubos. Un espacio de aire entre la sonda y las paredes del tubo reducen la sensibilidad, por lo tanto el diámetro interno debe ser lo justo y suficientemente ancho para que la sonda se mueva libremente sin rozamiento. Se recomienda hacer un ensayo previo con una sonda artificial (en

madera o plástico) del mismo diámetro para asegurarse de que esta se desplace libremente dentro del tubo.

La longitud del tubo depende de la mayor profundidad en que deben ser realizadas las medidas. Los tubos de acceso deben ser de 10 a 20 cm más largos que la mayor profundidad de lectura, para permitir que el centro activo de la sonda se posicione en la profundidad deseada. Asimismo, el tubo se debe extender 20 a 40 cm encima de la superficie del suelo para facilitar la colocación de la caja de blindaje sobre el tubo. El extremo superior de cada tubo debe ser tapado con un tapón de jebe o cubierto con una lata de aluminio, para evitar el ingreso de agua o basura. El extremo inferior de cada tubo debe ser sellado con tapones de jebe u otro material, para evitar el ingreso de agua, por ejemplo de tablas de agua poco profundas. Este cuidado no es necesario en perfiles de suelos profundos, de buen drenaje, donde la tabla de agua está a más profundidad que la de lectura.

Aunque hay varios métodos para instalar los tubos de acceso (Greacen et al., 1981), todos requieren que el agujero se realice hasta la profundidad deseada. El principal propósito de todos los métodos es evitar los espacios vacíos de aire entre el tubo y el suelo, lo cual se consigue usando un barreno de un diámetro ligeramente menor que el diámetro externo del tubo de acceso. Después, el tubo de acceso es colocado dentro del hoyo, frecuentemente con dificultad y algo de suelo de la pared del hoyo puede ingresar dentro del tubo. Este suelo es retirado con un barreno de diámetro ligeramente menor que la parte interna del tubo. Alternativamente el tubo puede ser introducido directamente en el suelo con incrementos de cerca de 20 cm cada vez, y después el suelo del interior del tubo es retirado con un barreno, como mencionado anteriormente. Se debe tener cuidado para retirar todo el suelo del interior del tubo. Un tercer método consiste en introducir un tubo guía del mismo diámetro hasta la profundidad deseada y luego retirarlo para introducir el tubo definitivo.

En suelos pedregosos, expandibles y estratificados, la instalación de los tubos de acceso puede ser extremadamente difícil. En estos casos el investigador debe buscar la mejor solución basado en su experiencia práctica e ingeniosidad. Se debe tener en cuenta que la instalación de un tubo de acceso se realiza una sola vez para un experimento determinado, por lo tanto debe ser instalado con cuidado, aunque demande varias horas de trabajo. Un tubo de acceso mal instalado comprometerá todas las mediciones a ser realizadas después. Debe recordarse también que una de las grandes ventajas del método de moderación de neutrones es el hecho que la única perturbación provocada en el perfil del suelo ocurre durante la operación de instalación del tubo de acceso y, posteriormente se pueden realizar medidas rápidas por largos periodos de tiempo, haciéndose los muestreos siempre en el mismo punto del terreno. Más información sobre la instalación de tubos de acceso es encontrada en otra publicación (OIEA, 1976).

2.4. Calibración

La calibración de una sonda de neutrones consiste en establecer para un sistema suelo-tubo-sonda una relación entre la lectura del aparato en cpm y el contenido de agua del suelo θ $[(\text{cm}^3 \text{ de agua})/(\text{cm}^3 \text{ de suelo})^{-1}]$. Para esto, se toman muestras de un dado suelo, con un amplio rango de contenido de agua, para obtener los datos de cpm con la sonda y los valores de θ son determinados por el método clásico gravimétrico (ver primera parte del manual). Esto es aparentemente un procedimiento simple, pero puede presentar dificultades dependiendo de las propiedades del perfil del suelo y del diseño experimental. Aquí, primero se discutirá un caso

simple de construcción de una curva de calibración para una dada profundidad de un suelo homogéneo, y luego se extenderá la discusión para situaciones más difíciles.

El principal problema de la calibración de la sonda está en el muestreo. Teóricamente el mismo volumen de suelo empleado para los contajes (cpm) de la sonda de neutrones debe ser empleado para determinar θ . Pero el método de neutrones efectúa el muestreo de un volumen de suelo no bien definido, y se asume que sea una esfera de 30 cm de diámetro (variable con la humedad), mientras que los métodos clásicos de determinación de la humedad del suelo emplean muestras mucho más pequeñas. Este problema es reducido tomando varias muestras de suelo alrededor del tubo de acceso (a unos 15 cm) para determinar θ , cerca de la posición de la sonda donde los datos de cpm son obtenidos. En muchos casos no hay la seguridad de que ambos métodos están efectuando un muestreo del mismo volumen de suelo. Este problema resulta mayor en suelos heterogéneos, estratificados o pedregosos.

Otro problema práctico está en la dificultad de encontrar una amplia variación de contenidos de θ para un mismo suelo. No obstante esto puede ser obtenido a través del humedecimiento (irrigación o lluvia) o secamiento (evaporación o drenaje) del perfil de suelo, pero ello requiere de un largo periodo de tiempo y mayor número de muestreos, volviéndose un proceso laborioso. Como el suelo no se humedece o seca uniformemente en todo su perfil, el contenido de agua medido por la sonda de neutrones es un promedio espacial de un volumen no conocido de suelo. Consecuentemente, tanto la posición como el volumen efectivo de suelo muestreado permanecen algo inciertos.

Habiéndose obtenido los mejores datos posibles, se puede construir una curva de calibración de los pares de datos (cpm, θ). Primero, para evitar efectos electrónicos derivados del efecto de la temperatura y otros factores que pueden afectar la sonda, no se usan directamente los datos de cpm obtenidos sino la relación de contaje o **contaje relativo CR**, la cual es definida como,

$$CR = \frac{\text{tasa de contaje en el suelo}}{\text{tasa de contaje patrón}} = \frac{N}{N_s} = \frac{C \times T^{-1}}{C_s \times T_s^{-1}} \quad (5)$$

donde C es el número de cuentas medidas en el suelo en un tiempo T (min), C_s es el número de cuentas medidas en un material estándar en un tiempo T_s (min), N es la tasa de contaje en el suelo (cpm), y N_s es la tasa de contaje en el material estándar (cpm).

Cada vez que se usa la sonda de neutrones se debe controlar su estabilidad tomándose medidas en un material patrón, el cual en la mayoría de los casos está dentro de su propio blindaje de protección, colocada sobre su caja de transporte, para mantener condiciones estándares. Cuando el agua es usada como material patrón, el tubo de acceso, sellado en su base, es colocado en el medio de un tanque grande (de unos 60 cm de diámetro y 1 m de altura) lleno de agua. El contaje patrón, C_s , nos da una tasa de contaje patrón, N_s , en agua, que debe ser constante por largos periodos de tiempo, fluctuando sólo dentro de los límites de las desviaciones estadísticas, normalmente tomado como $\pm C^{1/2}$ (distribución de Poisson). Todos los fabricantes dan detalles de estos procedimientos para sus sondas. Como ejemplo la Tabla III presenta datos de campo obtenidos durante la calibración de una sonda a 20 cm de profundidad. La Figura 2 presenta el gráfico correspondiente de θ versus CR, siguiendo la ecuación lineal, $\theta = - 0.095 + 1.04CR$ obtenida a través de la regresión lineal clásica

$\hat{y} = a + bx$. Tomando CR como variable independiente y θ como variable dependiente, el coeficiente de regresión lineal $R = 0.966$.

TABLA III. DATOS PARA CALIBRACIÓN DE UNA SONDA CON UNA FUENTE DE 1480 MBq (40 mCi) Am/Be, EN UN ALFISOL, PIRACICABA, BRASIL

Puntos	θ (cm ³ cm ⁻³)	N (cpm)	CR^a
1	0.424	79,650	0.507
2	0.413	75,541	0.481
3	0.393	76,169	0.485
4	0.387	71,143	0.453
5	0.378	67,846	0.432
6	0.375	69,259	0.441
7	0.306	59,208	0.377
8	0.287	57,637	0.367
9	0.291	62,035	0.395
10	0.283	58,109	0.370

^aDeterminado como en la ec. (5), N_s en agua = 157,050 cpm.

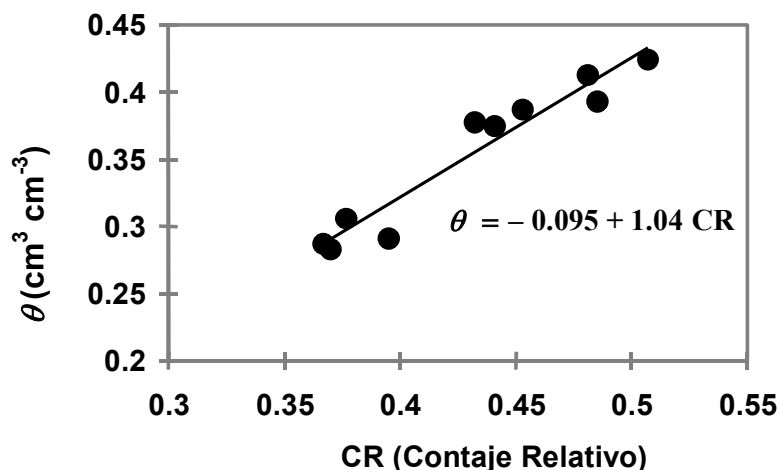


FIG. 2. Ecuación de calibración obtenida con datos de la Tabla III.

Como se verá más adelante, las variancias de la intercepción a (-0.095) y de la pendiente b (1.04), y sus covariancias, contribuyen al error de calibración. Como estas variancias son las principales fuentes de error en el uso de las sondas de neutrones, ellas deben ser minimizadas.

En general, cuanto más próximo de 1 es el valor de R , menores son esas variancias. Dada que la relación es realmente lineal, los valores de R cercanos a 1 pueden ser obtenidos incrementándose el número de pares de observaciones (cpm, θ) y expandiendo la gama de valores de contenidos de agua del suelo medidos, incluyéndose datos obtenidos con muestras muy húmedas (saturadas o próximas a la saturación) y muy secas.

El intercepto de la curva de calibración varía según el suelo y la sonda. No es necesario que su valor sea cero ni próximo de cero, dado que es un valor extrapolado fuera del rango de la calibración. No obstante ninguna significación teórica se asigna al intercepto, éste

está relacionado con el contenido de hidrógeno del suelo; un suelo seco con alto contenido de hidrógeno presenta un mayor valor de intercepción.

La pendiente de la línea de calibración varía también según el suelo y la sonda. Se obtiene de la línea de calibración y representa la sensibilidad de la sonda. Esto significa que cambios en el contenido de agua por unidad de volumen de suelo serán acompañados también por cambios en la tasa de contaje relativo. Dentro de ciertos límites, cuanto menor sean los valores de la pendiente, mayor será la sensibilidad de la sonda. En otras palabras, una sonda será más sensible cuando para pequeños cambios en el contenido de agua del suelo (la variable deseada), habrá mayores cambios en la tasa de contaje (la variable medida).

Debido a la interacción de los neutrones con los componentes del suelo, la geometría de la sonda, el tipo del detector del neutrón, la electrónica, etc., para cada suelo una línea de calibración diferente es obtenida con una sonda de neutrones determinada. Las características del suelo, principalmente la composición química y la densidad aparente, también afectan la línea de calibración (Grimaldi et al., 1994). Por eso, para un suelo específico, las líneas de calibración están relacionadas con la densidad aparente del suelo d_b (Fig. 3).

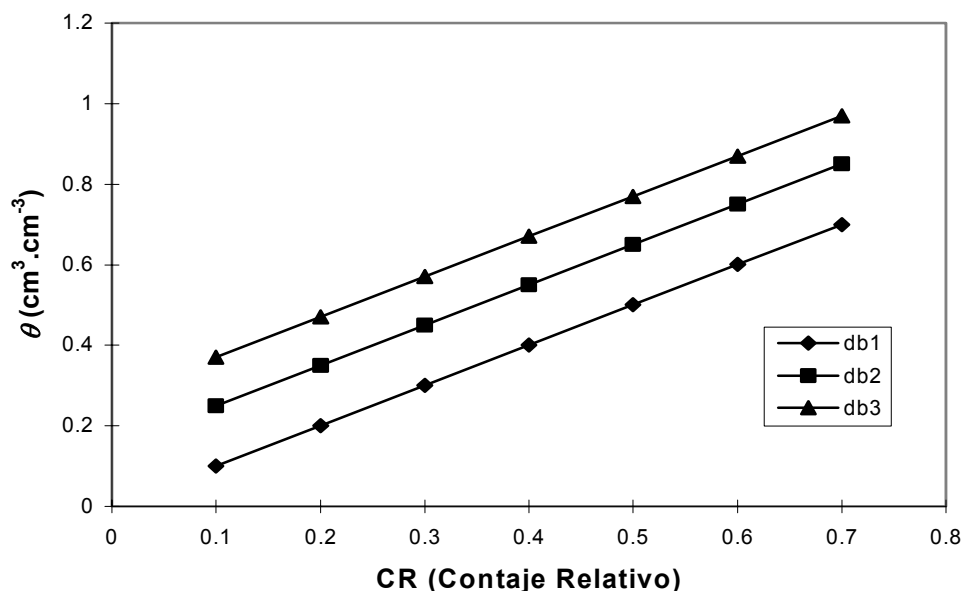


FIG. 3. Líneas de calibración conforme a la densidad aparente del suelo ($d_{b1} > d_{b2} > d_{b3}$).

Generalmente las líneas de calibración son paralelas con pendientes b similares para las diferentes densidades aparentes de un mismo suelo. Para suelos extremadamente estratificados, especialmente con capas de diferente composición, por ejemplo, en algunos suelos aluviales, las pendientes pueden ser diferentes para cada capa de suelo.

En suelos con alto contenido de grava y pedregosos, además de la dificultad en la instalación de los tubos de acceso, la definición de θ es también un problema. Algunos autores definen θ usando el volumen total de toda la muestra, incluyendo el volumen ocupado por la grava, mientras que otros lo excluyen. Cada caso debe ser analizado individualmente y el usuario de la sonda de neutrones debe tratar de encontrar la mejor manera de obtener una línea de calibración útil. La necesidad de obtener diferentes curvas de calibración para suelos

ligeramente diferentes, o para densidades aparentes ligeramente diferentes, dependerá de los objetivos del experimento. La exactitud necesaria en la determinación de θ es el criterio más importante para tomar una decisión.

2.4.1. Calibración de laboratorio

La calibración de laboratorio involucra el uso de muestras de suelo colocadas en tambores con niveles conocidos de contenido de agua, θ , y densidad aparente del suelo, d_b . Generalmente grandes cantidades de suelo son colocadas en tambores de 80 a 120 cm de diámetro y 100 a 150 cm de altura. El tubo de acceso es colocado en el centro. El llenado de los tambores debe ser realizado con cuidado para garantizar la homogeneidad de θ y d_b , lo que no es una tarea fácil.

Muchos fabricantes de sondas tienen una colección de estos tambores sellados, representando una amplia faja de contenidos de agua del suelo, para la calibración de nuevas sondas y producción de la curva de calibración de fábrica de cada sonda. No obstante su uso sea un poco limitado por ser derivado de solamente un suelo o material de suelo, es muy útil para comparar la calibración de fábrica con la del suelo que está siendo estudiado por el usuario. Como generalmente las pendientes de las curvas son casi idénticas, esta curva de calibración puede ser usada cuando el objetivo es medir variaciones en el contenido de humedad del suelo que obtener valores absolutos de θ .

2.4.2. Calibración de campo

La calibración de campo involucra: 1) la instalación de tubos de acceso, 2) mediciones de cpm con la sonda, y 3) el muestreo inmediato del suelo a una determinada profundidad, alrededor del tubo de acceso, para determinar θ por el método gravimétrico. Este procedimiento se repite usando varios tubos de acceso a un tiempo dado para obtener el número deseado de repeticiones de pares de observaciones, θ y cpm, dentro del perfil del suelo para un rango suficientemente amplio de contenidos de agua del suelo. El procedimiento se repite cuando los suelos varían de muy húmedo a muy seco, con más tubos de acceso instalados para obtener los pares de observaciones de θ y cpm para un amplio rango de variación de contenidos de humedad del suelo, para más tarde ser monitorados en investigaciones de campo. Bajo condiciones normales de campo, es difícil obtener un amplio rango de niveles de humedad del suelo. Para obtener condiciones muy húmedas, la irrigación parece ser lo más indicado. Las condiciones de baja humedad pueden ser más difíciles de obtener, especialmente en regiones húmedas o sub-húmedas. Inclusive en las regiones áridas, con el agua siendo extraída por las raíces de las plantas, el contenido de agua del suelo no puede disminuir mucho por debajo del punto de marchitez permanente, excepto cerca de la superficie debido a la evaporación. Debido a que los suelos no se secan uniformemente en todo el perfil, y pudiendo ser estratificados, la distribución resultante de θ en el perfil introduce errores en la calibración de las sondas de neutrones.

2.4.3. Calibración rápida de campo

Carneiro y De Jong (1985) desarrollaron un método para la rápida obtención de la curva de calibración en el campo, usando una sonda de neutrones para medir la variación de los contajes relativos dentro del perfil de suelo, como resultado de la aplicación de una cantidad conocida de agua de riego. La pendiente, b , de la línea de calibración es calculada a través de la siguiente ecuación:

$$b = \frac{S_f - S_i}{\left[\sum_0^z CR_f \times \Delta z - \sum_0^z CR_i \times \Delta z \right]} \quad (6)$$

donde S_f es el agua almacenada final, calculada desde la superficie hasta la profundidad de penetración del agua en el perfil, z (mm), S_i el agua almacenada inicial hasta la profundidad z (mm), y CR_f y CR_i son los contajes relativos final e inicial correspondientes a los incrementos de profundidad Δz , respectivamente.

Debido a que los cambios en el almacenamiento de agua del suelo corresponden a la lámina de agua aplicada, la diferencia ($S_f - S_i$) es un valor conocido y por lo tanto la pendiente b de la curva de calibración de la sonda de neutrones también es conocida. Así, el valor de a es calculado a partir de la siguiente ecuación:

$$a = \theta - b \times CR \quad (7)$$

con el valor de θ obtenido de una muestra de suelo tomada del campo y el valor correspondiente de CR medido con la sonda de neutrones. La muestra de suelo es analizada gravimétricamente en el laboratorio.

Ejemplo: Antes y después de la aplicación de 150 mm de agua a un suelo, fueron obtenidos los siguientes contajes relativos a diferentes profundidades:

Prof. (cm)	CR_i	$CR_i \Delta z$	CR_f	$CR_f \Delta z$
0-30	0.22	6.6	0.55	16.5
30-60	0.35	10.5	0.58	17.4
60-90	0.32	9.6	0.40	12.0
90-120	0.30	9.0	0.30	9.0
	$\sum_0^{120} CR_i \times \Delta z$	35.7	$\sum_0^{120} CR_f \times \Delta z$	54.9

La pendiente de la curva de calibración es calculada como,

$$b = \frac{S_f - S_i}{\left[\sum_0^{120} CR_f \times \Delta z - \sum_0^{120} CR_i \times \Delta z \right]} = \frac{15}{54.9 - 35.7} = 0.781$$

Una muestra de suelo tomada en otro punto a la profundidad de 30 cm tuvo un valor de humedad volumétrica $\theta = 0.434 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ determinado gravimétricamente. El valor correspondiente de CR obtenido en el campo a la misma profundidad fue 0.45. Entonces según la ec. (7) tenemos,

$$a = \theta - bCR = 0.434 - 0.781 \times 0.45 = 0.0824$$

y la ecuación de calibración buscada es,

$$\theta = 0.0824 + 0.781 \times CR$$

2.4.4. Modelos teóricos

Las ecuaciones de calibración también han sido desarrolladas a partir de modelos teóricos, basados en la teoría de difusión de neutrones. Uno de los modelos más ampliamente aceptados (Couchat et al., 1975) está basado en la medición de las secciones transversales para la absorción y difusión de neutrones en una pila de grafito. Las muestras de suelo necesitan ser enviadas a laboratorios especializado que tengan una pila de grafito, donde son establecidas las ecuaciones de calibración, las que son presentadas en función de la humedad y la densidad del suelo aparente. Un estudio sistemático de comparación entre los métodos de calibración teórico y gravimétrico fue realizado por Vachaud et al. (1977).

2.4.5. Calibración para capas superficiales de suelo

La calibración de la sonda de neutrones para mediciones del contenido de agua cerca de la superficie del suelo requiere especiales consideraciones. Para determinaciones de humedad en capas superficiales de suelo los métodos tradicionales son considerados más convenientes que las sondas de neutrones de profundidad. Muchos autores aconsejan no utilizar las sondas de profundidad para medidas superficiales. Un aspecto importante a considerar es la seguridad del operador debido a que en esta situación queda expuesto a los neutrones que escapan fuera del suelo. Existen sondas de neutrones específicas para medidas de superficie (Capítulo 3).

Una posibilidad es obtener curvas de calibración específicas para las capas de suelo más superficiales tomando en cuenta el escape de neutrones para la atmósfera (Greacen et al., 1981). Algunos autores sugieren el uso de reflectores/absorbedores de neutrones, que son bloques de parafina o polietileno en forma de discos con un orificio central, colocados en la superficie del suelo y con el tubo de acceso pasando por el centro del disco (Arslan et al., 1997). Aunque este método proporciona curvas de calibración confiables, los reflectores/absorbedores en muchas situaciones han resultado ser poco prácticos para su uso en mediciones de rutina. También otros autores piensan que es factible obtener una calibración específica para la capa superficial (0-15 cm) por correlación entre los contajes obtenidos a 10 cm de profundidad y el contenido de agua de una muestra de suelo tomada a 0-15 cm (Haverkamp et al., 1984).

2.5. Esfera de influencia

La nube de neutrones lentos que se forman inmediatamente después de la introducción de la sonda en la profundidad deseada define una esfera que es el volumen de suelo que la sonda esta muestreando. Esta esfera es llamada “esfera de influencia” o “esfera de importancia” de la sonda. Desafortunadamente dicha esfera no es constante aún para el mismo suelo y para la misma sonda. Estudios teóricos (IAEA, 1970) demuestran que el radio de esta esfera es una función del contenido de átomos de hidrógeno (que forman parte del agua). En agua pura el radio de la esfera de influencia es de aproximadamente 5 a 8 cm. En suelos muy secos, en los cuales el contenido de hidrógeno es muy bajo, éste puede alcanzar hasta más de 20 cm. El modelo teórico de Olgaard (1969) sugiere que, para un valor de $\theta = 0.1 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, el cual en términos agronómicos es extremadamente bajo, el radio queda inferior a 45 cm.

Esto significa un gran problema de muestreo, tanto en la calibración como en las mediciones de rutina. Así, para cada humedad del suelo θ la sonda muestrea diferentes volúmenes de suelo. Este es un problema con el cual tenemos que convivir y tener cuidado, especialmente cuando se trabaja con mediciones superficiales de suelos secos. Por lo tanto se recomienda conocer el radio de la esfera de influencia en función de θ a fin de colocar la sonda a cierta profundidad para evitar el escape de neutrones hacia la atmósfera.

Se considera que es mejor medir el radio de la esfera de influencia en el laboratorio usando suelo homogéneo y uniformemente acondicionado en tambores. Las mediciones también pueden ser realizadas en el campo cada vez que la distribución del contenido de agua esté bastante estable dentro de un suelo bastante homogéneo. El procedimiento experimental es bastante simple. La sonda es bajada a una profundidad mayor que la del posible radio de la esfera de influencia, R_i o sea unos 45-50 cm. Después de tomar la tasa de contaje inicial, la sonda es levantada en pequeños intervalos de profundidad a través del perfil en dirección a la superficie del suelo. Idealmente, se debe subir de cm en cm, pero no en intervalos mayores de 5 cm. Cuando la sonda está a 50 cm, o a mayores profundidades, los neutrones no escapan hacia la atmósfera y las tasas de contaje serán casi constantes, fluctuando solamente dentro de las desviaciones estadísticas permisibles de $\pm C^{1/2}$. A medida que el centro activo de la sonda se aproxima de la superficie del suelo, algunos neutrones escapan hacia la atmósfera y la tasa de contaje disminuye. Al principio dicha reducción es lenta, pero aumenta rápidamente en forma exponencial hasta la profundidad cero, cuando entonces la mayor parte de la esfera se encuentra en el aire (ver los datos de la Tabla IV, representados en la Fig. 4).

Del gráfico de la tasa de contaje como una función de la profundidad, el valor de R_i corresponde a la profundidad en la cual la tasa de contaje comienza a disminuir, cuando la esfera de influencia está tangente a la superficie del suelo. En este ejemplo los radios de influencia son del orden de 10 cm en el agua y 15 cm en el suelo.

TABLA IV. TASA DE CONTAJE (cpm) EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD PARA DOS MEDIOS HOMOGÉNEOS: AGUA, Y SUELO CON $\theta = 0.35 \text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$

Prof. (cm)	N (agua)	N (suelo)
100	157,230	67,100
90	157,110	67,030
80	157,130	66,880
70	157,020	66,950
60	156,890	67,230
50	157,150	67,310
40	156,970	68,910
30	157,080	68,370
20	157,160	67,250
15	157,020	68,630
12.5	157,240	66,870
10	157,000	64,150
7.5	156,540	59,800
5	145,230	54,360
2.5	125,810	42,550
0	75,440	29,120
-5 (en aire)	30,770	26,670
-10 (en aire)	15,300	14,590
-20 (en aire)	5,110	5,670

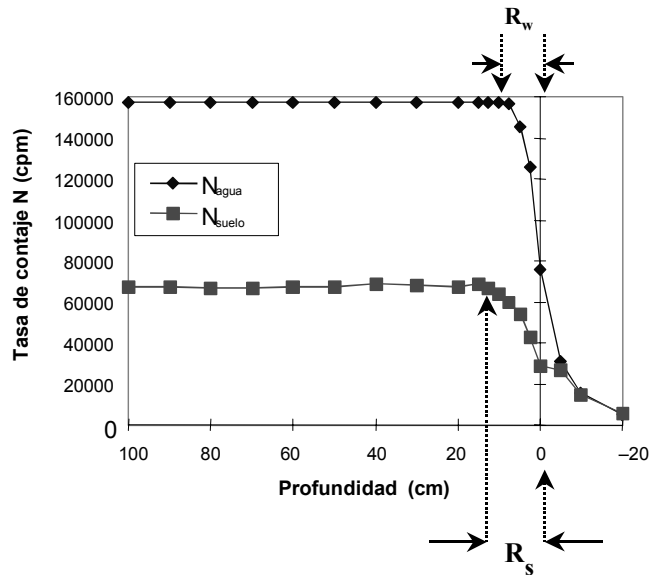


FIG. 4. Radios de las esferas de influencia en suelo y agua.

Debido a este escape de neutrones rápidos, el operador debe tener en cuenta su protección, ubicándose lo más lejos posible de la sonda.

Falleiros (1994) extendió recientemente la metodología mencionada anteriormente para suelos heterogéneos y suelos con contenidos de agua muy diversos. Mediante el uso de dos sets de mediciones, con y sin el uso de reflectores/absorbedores de neutrones, fue capaz de determinar fácilmente el radio de la esfera de influencia.

2.6. Análisis de los errores en la determinación del contenido y almacenamiento de agua del suelo

Como mencionado anteriormente (secciones 2.1 y 2.2.2.1), la determinación de la humedad del suelo por la técnica de moderación de neutrones involucra una serie de procesos físicos. Comenzando con la producción de neutrones rápidos y su moderación, y a través de los procesos de detección, fotomultiplicación, discriminación y conteo, etc., es estimado el contenido de agua para una dada profundidad de suelo. En conjunto, tales procesos determinan la eficiencia de cada sonda de neutrones, y el conjunto de los errores involucrados en estos procesos es llamado aquí **error instrumental**.

El conteo de los neutrones atenuados por la interacción con las moléculas de agua en del suelo, puede ser considerado proporcional a la humedad del suelo. Para fines prácticos, la tasa de conteo debe ser transformada en valores de contenido de agua a través de las curvas de calibración basadas en un método independiente (gravimétrico) para determinar θ . En el proceso de calibración los primeros errores que aparecen son aquellos asociados con el análisis de regresión relacionando la tasa de conteo relativo con θ . Estos errores dependen de la calidad y representatividad de los valores de humedad del suelo medidos en la zona de la esfera de influencia de la sonda. Como discutido anteriormente, el volumen de la esfera de influencia depende del contenido de agua, actividad de la fuente, variabilidad del suelo (estratificación y variaciones horizontales), instalación de los tubos de acceso, etc. Este conjunto de errores incluidos en la regresión por el procedimiento de calibración se denomina **errores de calibración**. Tales errores pueden ser reducidos al mínimo mediante procedimientos que sean capaces de mejorar la representatividad de los valores de humedad determinados por un método patrón (gravimétrico), en relación con las tasas de conteos tomados en la esfera de influencia.

Una vez realizada la calibración, la sonda de neutrones puede ser usada para medir el contenido de agua del suelo en diferentes sitios o puntos del campo, donde los tubos de acceso están instalados. Debido a la variabilidad espacial del suelo en el campo, una medida exacta del contenido de humedad del suelo puede requerir una curva de calibración diferente para cada sitio o punto de muestreo. Si alguna curva de calibración es usada para varios sitios, los errores introducidos por la variabilidad espacial son llamados de **errores locales**.

Como se verá más adelante, cada uno de estos errores (instrumental, de calibración y local) están compuestos de otros errores, algunos de los cuales son de fácil identificación y estimación, a través de los modelos conocidos, mientras que otros de difícil desdoblamiento. A continuación en las secciones 2.6.1 y 2.6.2 presentamos los métodos estadísticos que permiten reizar el estudio de estos diversos componentes. Luego, la sección 2.6.3 está dedicada a la cuantificación de los errores adicionales que son introducidos cuando valores de θ son integrados con la profundidad para calcular el agua almacenada en el perfil del suelo. En este manual se describen los efectos tanto de los errores cometidos sobre la medida de los contenidos de agua como los errores inherentes al método numérico de integración (Trapezoidal y de Simpson) utilizado para estimar el almacenamiento.

2.6.1. Errores instrumentales y de calibración

2.6.1.1 Regresión lineal

En la sección 2.4 se ha indicado que para determinar la curva de calibración es necesario establecer una regresión lineal entre los datos de θ y CR . La ecuación lineal resultante es la curva de calibración. El cálculo de la regresión se presenta a seguir de las siguientes relaciones estadísticas (8) a (12):

$$a = \frac{(\sum CR^2)(\sum \theta) - (\sum CR)(\sum CR \times \theta)}{n \sum CR^2 - (\sum CR)^2} \quad (8)$$

$$a = \frac{\sum \theta}{n} = \frac{b \sum CR}{n} \quad (9)$$

$$b = \frac{n \sum CR \times \theta - (\sum CR)(\sum \theta)}{n \sum CR^2 - (\sum CR)^2} \quad (10)$$

$$R = \frac{\sum CR \times \theta - (\sum CR)(\sum \theta) \times n^{-1}}{\sqrt{[\sum CR^2 - (\sum CR)^2 \times n^{-1}] \times [\sum \theta^2 - (\sum \theta)^2 \times n^{-1}]}} \quad (11)$$

$$R = \frac{Cov(CR, \theta)}{\sqrt{\sigma^2(CR) \times \sigma^2(\theta)}} \quad (12)$$

donde n es el número total de puntos (pares de mediciones) y σ es la desviación estándar. La pendiente b puede ser calculada directamente por la ecuación (10). La ordenada en el origen puede ser deducida de (9) o calculada por (10). La ecuación (12) permite calcular el coeficiente de correlación R relacionado al concepto de covariancia.

Para aplicar estas ecuaciones, tomamos los datos de la Tabla III. Los cálculos intermedios que se deben realizar se presentan en la Tabla V.

TABLA V. VALORES DE θ Y CR Y CÁLCULOS NECESARIOS PARA EL ESTABLECIMIENTO DE LA CURVA DE CALIBRACIÓN

No.	θ	CR^a	$\theta \times CR$	$(CR)^2$	θ^2	$(CR - \bar{CR})^2$	$(\theta - \bar{\theta})^2$
1	0.424	0.507	0.21497	0.25705	0.17978	0.005806	0.004942
2	0.413	0.481	0.19865	0.23136	0.17057	0.002520	0.003516
3	0.393	0.485	0.19061	0.23523	0.15445	0.002938	0.001544
4	0.387	0.453	0.17531	0.20521	0.14977	0.000493	0.001108
5	0.378	0.432	0.16330	0.18662	0.14288	0.000001	0.000590
6	0.375	0.441	0.16538	0.19448	0.14063	0.000104	0.000453
7	0.306	0.377	0.11536	0.14213	0.09364	0.002894	0.002275
8	0.287	0.367	0.10533	0.13469	0.08237	0.004070	0.004448
9	0.291	0.395	0.11495	0.15603	0.08468	0.001282	0.003931
10	0.283	0.370	0.10471	0.13690	0.08009	0.003697	0.004998
Σ	3.537	4.308	1.5486	1.8797	1.2788	0.023806	0.027810
Prom	0.354	0.431					

^aDeterminado como en la ec. (5), N_s en agua = 157,050 cpm.

En esta Tabla (última línea) CR y θ indican los valores promedio de los contajes relativos y de contenido volumétrico de agua respectivamente. Aplicándose los valores de la Tabla V dentro de las ecuaciones anteriores (con ayuda de Lotus o Excel) se obtiene la siguiente ecuación de regresión de la curva de calibración para la referida sonda y para esta profundidad de suelo:

$$\hat{\theta} = -0.095356 + 1.042377\hat{CR}$$

donde $\hat{\theta}$ y \hat{CR} son los **valores estimados** de θ y CR , respectivamente. Resultados detallados de los parámetros normalmente obtenidos para una regresión lineal son presentados en la Tabla VI.

TABLA VI. RESULTADOS DE LA REGRESIÓN LINEAL BASADA EN LOS DATOS DE LA TABLA V

Coefficientes	Datos
Intercepción (a)	- 0.095356
Pendiente (b)	1.042377
Desviación estándar $\theta = \sigma(\theta)$	0.0156
Desviación estándar de a	0.00438
Desviación estándar de b	0.101
Cuadrado Coef. de correlación (R^2)	0.930 ($R = 0.96444$)
Número de observaciones (n)	10
Grados de libertad ($n-2$)	8

De acuerdo con Greacen (1981), tomando la regresión inversa $CR = a' + b'\hat{\theta}$ y después transformándola en la forma anterior $\hat{\theta} = a + bCR$, el error en la determinación de θ disminuye.

2.6.1.2 Análisis de variancia

Para efectuar el análisis de variancia de la regresión precedente se utilizan las siguientes ecuaciones:

$$SC_{total} = \sum \theta^2 - \frac{(\sum \theta)^2}{n} \quad (13)$$

$$SC_{regresión} = \frac{[\sum (\theta \times CR) - \sum \theta \times \sum CR \times n^{-1}]^2}{\sum CR^2 - (\sum CR)^2 \times n^{-1}} \quad (14)$$

$$SC_{residual} = SC_{total} - SC_{regresión} \quad (15)$$

Se tratan de las Sumas de Cuadrados (SC) y sus diferencias, a partir de las cuales se calculan los Cuadrados Medios (CM). Los resultados se presentan en la Tabla VII.

TABLA VII. ANÁLISIS DE VARIANCIA DE LA REGRESIÓN

Fuentes de variación	Grados de libertad	Suma de cuadrados, SC	Cuadrados Medios, CM	F
Regresión	1	0.25866		
Residual	8	0.001944	0.025866	106.44
Total	9	0.027810	0.000243	

Para analizar si el coeficiente de correlación R definido por la ec. (11) o (12) difiere significativamente de cero, se continúa con las pruebas de significancia, como sigue:

– Prueba de t :

En el presente caso, aplicándose los valores de $R = 0.964$ y $n = 10$ en la siguiente ecuación,

$$t = \frac{R\sqrt{n-2}}{1 - \sqrt{1-R^2}} \quad (16)$$

se obtiene un valor de $t = 3.71$. De las tablas de probabilidad para $(n - 2) = 8$, tenemos los siguientes valores de t , para diferentes niveles de probabilidad:

$t = 5.50$	0.1% (99.9% probabilidad)
$t = 3.36$	1.0% (99.0% probabilidad)
$t = 2.31$	5.0% (95.0% probabilidad)

Dado que $3.71 > 3.36$, la correlación es significativa con una probabilidad de 99%.

– Prueba de F :

Empleando el apropiado valor CM de la Tabla VII en la siguiente ecuación,

$$F = \frac{CM_{regresión}}{CM_{residual}} \quad (17)$$

se obtiene

$$F = \frac{0.025866}{0.000243} \approx 106.44^{**}$$

el cual es mucho mayor que el valor F de la tabla requerido para significación con más de 99% de probabilidad (11.3).

Como se observa, ambas pruebas, t y F , indican que el coeficiente de correlación R , definida por la ecuación (11) o (12), difiere de cero con más de 99% de probabilidad.

2.6.1.3. Variancia y covariancia de los valores estimados de los parámetros \hat{a} y \hat{b} de la regresión

A continuación se presentan los cálculos de las variancias, (σ^2) , de los valores estimados de la intercepción y la pendiente de la regresión anterior, así como también de sus covariancias (Cov), usando los valores incluidos en las Tablas V y VII.

$$\sigma^2(\hat{a}) = \left\{ \frac{1}{n} + \frac{(\overline{CR})^2}{\sum (CR - \overline{CR})^2} \right\} \times CM_{residual} \approx 0.00192$$

$$\sigma^2(\hat{b}) = \frac{CM_{residual}}{\sum (CR - \overline{CR})^2} = \frac{0.000243}{0.0238} \approx 0.0102$$

Las desviaciones estándar de \hat{a} y \hat{b} son 0.0438 y 0.101, indicadas en la Tabla VI.

$$Cov(\hat{a}, \hat{b}) = \sigma(\hat{a}, \hat{b}) = \frac{\overline{CR} \times CM_{residual}}{\sum (CR - \overline{CR})^2} \approx 0.004398$$

2.6.1.4. Variancia total de θ (Haverkamp et al., 1984)

La ecuación de regresión obtenida anteriormente utiliza valores estimados de θ , CR , a y b , indicados por $\hat{\theta}$; \hat{CR} ; \hat{a} y \hat{b} , respectivamente. Así tenemos,

$$\hat{\theta} = \hat{a} + \hat{b} \times \hat{CR} + \varepsilon_0 \quad (\text{estimada}) \quad (18)$$

$$\theta = a + b \times CR \quad (\text{verdadera}) \quad (19)$$

donde los valores siguientes expresan las esperanzas matemáticas, $E\{\hat{\theta}\} = \theta$, $E\{\hat{a}\} = a$, $E\{\hat{b}\} = b$, $E\{CR\} = CR$, y ε_0 es la estimación del error de la regresión.

La diferencia entre el valor verdadero θ y su valor estimado $\hat{\theta}$ es

$$\theta - \hat{\theta} = a - \hat{a} + bCR - \hat{b}CR + \varepsilon_0 \quad (20)$$

o, en otra forma

$$\theta - \hat{\theta} = a - \hat{a} + \hat{b}(CR - CR) + CR(b - \hat{b}) + \varepsilon_0 \quad (21)$$

La esperanza matemática del cuadrado de esta diferencia es,

$$\begin{aligned} E\{(\theta - \hat{\theta})^2\} &= E\{(a - \hat{a})^2\} + E\{\hat{b}^2(CR - CR)^2\} \\ &+ E\{CR^2(b - \hat{b})^2\} + E\{\varepsilon_0\} - 2E\{CR(a - \hat{a})(b - \hat{b})\} \end{aligned} \quad (22)$$

La ecuación (22) puede ser escrita como,

$$\sigma^2(\hat{\theta}) = \sigma^2(\hat{a}) + [\hat{b}^2 - \sigma^2(\hat{b})]\sigma^2(CR) + CR^2\sigma^2(\hat{b}) + \sigma_0^2 - 2CR\sigma(\hat{a}, \hat{b}) \quad (23)$$

donde σ_0^2 es la variancia de ε_0 .

La variancia $\sigma^2(CR)$ puede ser estimada por,

$$\sigma^2(CR) = \left(\frac{\hat{N}}{\hat{N}_s}\right)^2 \left[\frac{\sigma^2(\hat{N})}{\hat{N}^2} + \frac{\sigma^2(\hat{N}_s)}{\hat{N}_s^2} \right] \quad (24)$$

donde N y N_s son las tasas de contaje en el suelo y en el patrón, obtenidos durante los tiempos de contaje seleccionados T y T_s , respectivamente.

Considerando que el proceso de emisión de neutrones sigue la distribución de Poisson, las variancias asociadas a N y N_s son,

$$\sigma^2(N) = \frac{\hat{N}}{pT} \quad (25)$$

$$\sigma^2(N_s) = \frac{\hat{N}_s}{qT_s} \quad (26)$$

donde p y q son los números de repeticiones de los contajes realizados en el suelo y en el patrón, respectivamente.

Substituyéndose las ecuaciones (25) y (26) en (24), tenemos

$$\sigma^2(C\hat{R}) = \frac{1}{\hat{N}_s} \left[\frac{C\hat{R}}{pT} + \frac{C\hat{R}^2}{qT_s} \right] \quad (27)$$

y substituyendo la ecuación (27) en (23), la variancia total del contenido de agua del suelo estimado por la sonda viene a ser

$$\sigma^2(\hat{\theta}) = \sigma^2(\hat{a}) + \left[\frac{\hat{b}^2 - \sigma^2(\hat{b})}{\hat{N}_s} \right] \left[\frac{C\hat{R}}{pT} + \frac{C\hat{R}^2}{qT_s} \right] + C\hat{R}^2 \sigma^2(\hat{b}) - 2C\hat{R}\sigma(\hat{a}, \hat{b}) + \sigma_0^2 \quad (28)$$

Esta ecuación está compuesta de dos términos:

- Variancia debido a la calibración:

$$\sigma_c^2(\hat{\theta}) = \sigma^2(\hat{a}) + C\hat{R}^2 \sigma^2(\hat{b}) - 2C\hat{R}\sigma(\hat{a}, \hat{b}) + \sigma_0^2 \quad (29)$$

donde σ_0^2 es $CM_{residual}$ (Tabla VII).

- Variancia debido al error instrumental:

$$\sigma_i^2(\hat{\theta}) = \left[\frac{\hat{b}^2 - \sigma^2(\hat{b})}{\hat{N}_s} \right] \left[\frac{C\hat{R}}{pT} + \frac{C\hat{R}^2}{qT_s} \right] \quad (30)$$

Ejemplo: Para calcular $\sigma_c^2(\hat{\theta})$ y $\sigma_i^2(\hat{\theta})$, necesitamos los parámetros \hat{a} y \hat{b} y sus variancias y covariancias anteriormente estimadas sobre la base de la Tabla V. También son necesarios datos de mediciones de sonda de neutrones en un lugar determinado, en el mismo tubo de acceso y a la misma profundidad escogida. Para calcular $C\hat{R}$ (valor promedio estimado) se necesita también de mediciones en el patrón (agua, en este caso) para determinar N_s (valor promedio estimado), como se muestra en la Tabla VIII.

TABLA VIII. DATOS DE MEDICIONES REPETIDAS EN UN SUELO CON UNA SONDA DE NEUTRONES LOCALIZADA A 60 CM DE PROFUNDIDAD, EN UN ÚNICO TUBO DE ACCESO, Y UNA MEDICIÓN EN EL PATRÓN (AGUA)

Repeticiones	C (cuentas)	T (min)	N (cpm)	CR
1	140,800	2	70,400	0.444
2	138,200	2	69,100	0.436
3	140,500	2	70,250	0.443
4	139,900	2	69,950	0.441
5	139,100	2	69,550	0.439
Promedio	139,700	2	69,850	0.440
Patrón (agua)	$C_S = 317,000$	$T_S = 2$	$N_S = 158,500$	

Usando las ecuaciones (25) y (26), tenemos:

$$\sigma^2(\hat{N}) = \frac{69,850}{5 \times 2} = 6,985$$

$$\sigma^2(\hat{N}_s) = \frac{158,500}{1 \times 2} = 79,250$$

y a través de la ec. (24), tenemos:

$$\sigma^2(C\hat{R}) = \left(\frac{69,850}{158,500} \right)^2 \left(\frac{6,985}{69,850^2} + \frac{79,250}{158,500^2} \right) \approx 8.9 \times 10^{-7}$$

Es importante notar que la ecuación (27) muestra que incrementándose el número de repeticiones p y q como también los tiempos de contaje T y T_s , se puede disminuir la variancia del contaje relativo promedio. Un mayor tiempo de contaje tiene el mismo efecto que aumentar el número de repeticiones. Es importante notar también que algunas sondas de neutrones modernas proporcionan sólo las tasas de contaje N , y no indican las cuentas acumuladas C . Sin embargo, todas las consideraciones indicadas anteriormente permanecen válidas, e indican que la variancia de la tasa de contaje relativo disminuye cada vez que el número de repeticiones o el tiempo de contaje aumenta.

Ahora calculamos la variancia instrumental y de calibración de las mediciones del contenido de agua del suelo. Usando el valor medio de $CR = 0.440$ (Tabla VIII) en la ecuación de calibración (Tabla VI), tenemos,

$$\hat{\theta} = -0.0953 + 1.04 \times 0.440 \approx 0.364$$

- La variancia de la humedad debido al error de calibración, calculada por la ecuación (29) es:

$$\sigma_c^2(\hat{\theta}) = 0.00192 + 0.0102 \times 0.440^2 - 2 \times 0.440 \times 0.004398 + 0.000243 \approx 2.68 \times 10^{-4}$$

La desviación estándar de la humedad del suelo debido al error de calibración es:

$$\sigma_c(\hat{\theta}) = \sqrt{2.68 \times 10^{-4}} \approx 1.64 \times 10^{-2}$$

El coeficiente de variación de la humedad debido al error de calibración es:

$$CV\% = \frac{100 \times \sigma_c(\hat{\theta})}{\hat{\theta}} = \frac{100 \times 1.64 \times 10^{-2}}{0.364} \approx 4.5\%$$

- La variancia de la humedad del suelo debido al error instrumental, calculada por la ecuación (30) es

$$\sigma_i^2(\hat{\theta}) = \left(\frac{1.042^2 - 0.102}{158,500} \right) \left(\frac{0.440}{5 \times 2} + \frac{0.440^2}{1 \times 2} \right) \approx 9.58 \times 10^{-7}$$

Por lo tanto la desviación estándar de la humedad debido al error instrumental es:

$$\sigma_I(\hat{\theta}) = \sqrt{9.58 \times 10^{-7}} \approx 9.79 \times 10^{-4}$$

y, el coeficiente de variación de la humedad debido al error instrumental es:

$$CV\% = \frac{100 \times 9.79 \times 10^{-4}}{0.364} \approx 0.27\%$$

- La variancia total para el contenido de agua del suelo $\hat{\theta} = 0.364$, es

$$\sigma^2(\hat{\theta}) = \sigma_c^2(\hat{\theta}) + \sigma_I^2(\hat{\theta}) = 2.68 \times 10^{-4} + 9.58 \times 10^{-7} \approx 2.69 \times 10^{-4}$$

La desviación estándar total es,

$$\sigma(\hat{\theta}) = \sqrt{2.69 \times 10^{-4}} \approx 1.64 \times 10^{-2}$$

y el coeficiente de variación total es igual a:

$$CV\% = \frac{100 \times 1.64 \times 10^{-2}}{0.364} \approx 4.5\%$$

Estos resultados muestran que los errores de calibración son mucho más importantes que los errores instrumentales. Cualquier intento para disminuir la variancia total de la estimación de la humedad del suelo con la sonda de neutrones debe enfocarse en mejorar el procedimiento de calibración ya sea aumentándose el número de repeticiones y/o la calidad de los datos de θ (mejor representatividad de θ en relación con CR). Es importante notar que el análisis anterior es válido sólo para un tubo de acceso y para una profundidad de suelo seleccionada. A continuación, se considera la variancia de varias mediciones tomadas en una misma profundidad en diferentes tubos de acceso.

2.6.2. Error local

En la mayoría de los casos el interés es medir un valor promedio de humedad $\langle \hat{\theta} \rangle$ a través de lecturas repetidas de CR en diferentes tubos de acceso. La variancia de la humedad debida a la variación local dentro del campo (Vauclin et al., 1984) está dada por la siguiente relación:

$$\sigma_L^2(\langle \hat{\theta} \rangle) = \frac{\sigma^2(L)}{k} \left[\frac{b^2 - \sigma^2(b)}{\hat{N}_s} \right] \quad (31)$$

donde $\sigma^2(L)$ es la variancia debida a la variabilidad espacial del suelo, y k es el número de puntos de medición de θ .

Como $\sigma^2(L)$ es de difícil determinación, Vauclin et al. (1984) sugieren que el valor de $\sigma_L^2(\langle \hat{\theta} \rangle)$ sea calculado por diferencia, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\sigma_L^2(\langle \hat{\theta} \rangle) = \sigma^2(\langle \hat{\theta} \rangle) - \sigma_c^2(\langle \hat{\theta} \rangle) - \sigma_I^2(\langle \hat{\theta} \rangle) \quad (32)$$

Por analogía a la ec. (23), la ecuación anterior viene a ser presentada como:

$$\sigma^2(\langle \hat{\theta} \rangle) = [b^2 - \sigma^2(b)]\sigma^2(\langle \widehat{CR} \rangle) + \sigma^2(\widehat{a}) + (\langle \widehat{CR} \rangle)^2 \sigma^2(\widehat{b}) - 2 \langle \widehat{CR} \rangle \sigma(\widehat{a}, \widehat{b}) \quad (33)$$

donde $\sigma_0^2 = CM_{residual} = 0$, porque es la variancia de un valor promedio.

El valor de $\sigma^2(\langle \widehat{CR} \rangle)$,

$$\sigma^2(\langle \widehat{CR} \rangle) = \frac{\sigma^2(CR)}{k} \quad (34)$$

explica la variabilidad local y representa el valor medio de la variancia de k mediciones de CR en k tubos de acceso, para la misma profundidad.

Ejemplo: Los valores de CR medidos sin repetición ($p = 1$) en un grupo de treinta tubos de acceso a 20 cm de profundidad en un campo “homogéneo”, son presentados en la Tabla IX. Ellos fueron determinados a través de la ecuación (5) con $T = 1$ min, $T_s = 1$ min y N_s en agua = 157,050 cpm, con un conteje de p (en suelo) y de q (en patrón). Tomándose como base cinco mediciones ($k = 5$) seleccionadas al azar, correspondiendo a los tubos de acceso 6, 14, 26, 29 y 30, como se indica en la Tabla X, tendremos las siguientes variaciones estimadas.

TABLA IX. DATOS DE CR OBTENIDOS A 20 cm DE PROFUNDIDAD EN 30 TUBOS DE ACCESO DE SONDA DE NEUTRONES INSTALADOS EN UN ALFISOL, PIRACICABA, BRASIL

Tubo	\hat{CR}	Tubo	\hat{CR}
1	0.476	16	0.460
2	0.507	17	0.511
3	0.508	18	0.490
4	0.515	19	0.488
5	0.515	20	0.486
6	0.535	21	0.489
7	0.528	22	0.497
8	0.513	23	0.479
9	0.494	24	0.467
10	0.504	25	0.485
11	0.469	26	0.452
12	0.497	27	0.487
13	0.484	28	0.485
14	0.487	29	0.478
15	0.477	30	0.475
			$\langle \widehat{CR} \rangle = 0.491$

$T = 1'$, $T_s = 1'$, $p = 1$, $q = 1$, $N_s = 157,050$ cpm (agua)

TABLA X. DATOS DE CR DE CINCO ($k = 5$) TUBOS DE ACCESO TOMADOS AL AZAR DE LA TABLA IX

Tubo	\widehat{CR}	$(\widehat{CR} - \overline{\widehat{CR}})^2$
6	0.535	2.46×10^{-3}
14	0.487	2.56×10^{-6}
26	0.452	1.12×10^{-3}
29	0.478	5.48×10^{-5}
30	0.475	1.08×10^{-4}
		$\Sigma = 3.74 \times 10^{-3}$

$$\sigma^2(\widehat{CR}) = \frac{\sum (\widehat{CR} - \overline{\widehat{CR}})^2}{k} = \frac{3.74 \times 10^{-3}}{5} \approx 7.48 \times 10^{-4}$$

$$\sigma^2(\langle \widehat{CR} \rangle) = \frac{7.48 \times 10^{-4}}{5} \approx 1.50 \times 10^{-4}$$

Utilizando los valores numéricos de la variancia y covariancia de los valores estimados de los parámetros \widehat{a} y \widehat{b} determinados en la sección 2.6.1 se tiene:

La variancia total del contenido de agua del suelo es:

$$\sigma^2(\langle \widehat{\theta} \rangle) \approx 2.16 \times 10^{-4} \quad [\text{de ec. (33)}]$$

La variancia de la humedad debido al error instrumental es:

$$\sigma_i^2(\langle \widehat{\theta} \rangle) \approx 2.28 \times 10^{-6} \quad [\text{de ec. (30)}]$$

y la variancia de la humedad debido al error de calibración,

$$\sigma_c^2(\langle \widehat{\theta} \rangle) \approx 5.47 \times 10^{-5} \quad [\text{de ec. (29) sin } \sigma_0^2]$$

Por diferencia se obtiene la variancia de θ debido al error local o a la variabilidad espacial:

$$\sigma_L^2(\langle \widehat{\theta} \rangle) = 2.16 \times 10^{-4} - 2.28 \times 10^{-6} - 5.47 \times 10^{-5} \approx 1.6 \times 10^{-4} \quad [\text{de ec. (32)}]$$

Si los cálculos anteriores son repetidos con diferentes grupos de mediciones, variando k , se observará que la variancia instrumental comparada con las otras es siempre muy pequeña, y que la variancia de calibración es relativamente constante porque no es afectada por las repeticiones (k). Por otro lado, la variancia local y por consiguiente la variancia total disminuirán primero muy rápidamente con el incremento de k para luego mantenerse en valores prácticamente constantes (Tabla XI y Fig. 5). Debido a ello es posible definir el número ideal de tubos de acceso (k) para obtener un deseado coeficiente de variación sobre el contenido de agua.

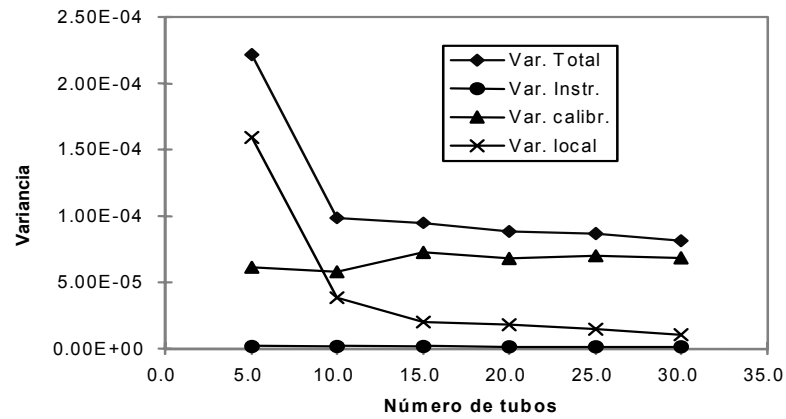


FIG. 5. Comportamiento de los componentes de la variancia de $\hat{\theta}$ como una función del número de tubos de acceso (k), calculada usando datos de la Tabla IX y presentando resultados de la Tabla XI.

TABLA XI. COMPONENTES DE LA VARIANCIA DE $\hat{\theta}$ COMO UNA FUNCIÓN DEL NÚMERO DE TUBOS DE ACCESO (k)

k	Tubos de acceso	$\sigma^2(<\hat{C}\bar{R}>)$ ($\times 10^{-4}$)	$\sigma^2(<\hat{\theta}>)$ ($\times 10^{-4}$)	$\sigma_I^2(<\hat{\theta}>)$ ($\times 10^{-6}$)	$\sigma_C^2(<\hat{\theta}>)$ ($\times 10^{-5}$)	$\sigma_L^2(<\hat{\theta}>)$ ($\times 10^{-4}$)
5	6, 14, 26, 29, 30	1.496	2.158	2.32	5.47	1.601
6	5, 7, 22, 26, 28, 30	1.052	1.758	2.38	6.25	1.124
7	3, 5, 8, 9, 12, 13, 25	0.200	0.939	2.44	7.24	0.208
10	4, 5, 9, 11, 15, 20, 23, 24, 26, 30	0.371	0.919	2.30	5.20	0.394
15	2, 3, 5, 7, 8, 9, 10, 12, 16, 18, 19, 24, 27, 28, 30	0.204	0.881	2.40	6.61	0.216
20	1, 2, 3, 4, 5, 6, 9, 11, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 23, 26, 28	0.188	0.815	2.37	6.12	0.200
25	Todos, excepto 1, 3, 13, 15, 28	0.156	0.800	2.38	6.31	0.166
30	Todos	0.118	0.745	2.37	6.18	0.125

Para las treinta mediciones de la Tabla IX, $<\hat{C}\bar{R}> = 0.4914$ lo que corresponde a un valor estimado de contenido de agua de $<\hat{\theta}> = 0.417$. Considerando que 30 es un valor muy alto de k , se tomó 0.417 como el verdadero valor de θ (estimado por la ecuación de regresión). A continuación se presentan los cálculos para determinar el número de tubos de acceso necesarios para medir el contenido de agua del suelo con un CV de 3%.

$$CV\% = \frac{100\sigma(<\hat{\theta}>)}{<\hat{\theta}>} \quad \text{o} \quad \sigma(<\hat{\theta}>) = \frac{<\hat{\theta}>(CV\%)}{100}$$

$$\sigma(\langle \hat{\theta} \rangle) = \frac{3 \times 0.417}{100} = 0.0125 \quad \text{o} \quad \sigma^2(\langle \hat{\theta} \rangle) \leq 1.56 \times 10^{-4}$$

Ahora, basta determinar el número de tubos necesarios para obtener una variancia total de esa magnitud. La primera y cuarta columna de la Tabla XI indican que k debe estar entre 5 y 10. Observando en detalle los datos de esta tabla para mayores valores de k , se puede concluir que el uso de 6 tubos de acceso proporcionará un CV igual a 3%.

2.6.3. Errores en la determinación del agua almacenada en el suelo

Para calcular la cantidad de **agua almacenada** en el perfil del suelo, S , se integran las medidas de los contenidos de agua desde la superficie a la profundidad deseada, z , por lo tanto, existen errores debido a las determinaciones de θ y al método de integración. El agua almacenada en el perfil del suelo en un tiempo determinado, se expresa como sigue:

$$S = \int \theta(z) dz \quad (35)$$

Como la función de $\theta(z)$ no es analíticamente conocida, S es calculada por métodos numéricos de integración, entre los cuales el Trapezoidal y el de Simpson son los más utilizados. La variancia total del agua almacenada es expresada por la siguiente ecuación:

$$\sigma^2(\hat{S}) = \sigma_1^2(\hat{S}) + \sigma_2^2(\hat{S}) \quad (36)$$

donde $\sigma_1^2(\hat{S})$ es la variancia del contenido de agua del suelo, y $\sigma_2^2(\hat{S})$ es la variancia de integración.

2.6.3.1. Método trapezoidal

La figura 6 representa un perfil de contenido de agua hipotético, a partir del cual se calculará el agua almacenada usando el **método trapezoidal**.

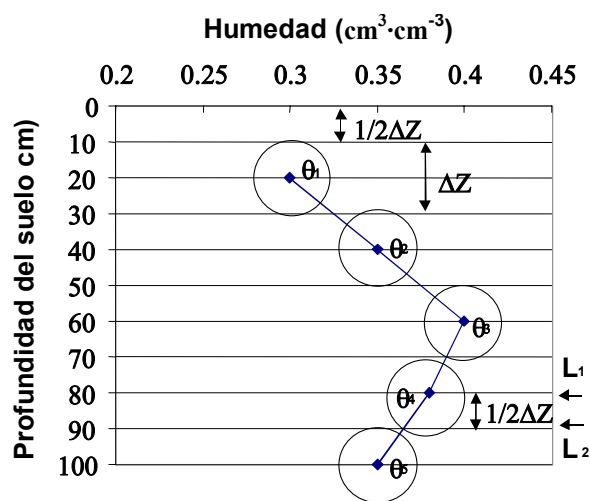


FIG. 6. Perfil hipotético del contenido de agua de un suelo determinado con una sonda de neutrones a intervalos de 20 cm hasta 1 m de profundidad.

Se comienza efectuando una interpolación lineal entre los puntos, lo que equivale a unir la línea trazada en la Fig. 6. Para evaluar la cantidad de agua en cada capa de suelo de espesor Δz se debe calcular la superficie de un trapecio, de donde proviene el nombre del método. Si se suman las contribuciones de un perfil constituido de n capas de un mismo espesor Δz se obtiene la siguiente ecuación general:

$$\widehat{S} = \sum_{i=0}^{n-1} (\theta_i + \theta_{i+1}) \times \frac{\Delta z}{2} = \left[\frac{1}{2} \theta_0 + \theta_1 + \dots + \theta_i + \dots + \theta_{n-1} + \frac{1}{2} \theta_n \right] \times \Delta z \quad (37)$$

Si la estimación de S es hecha de 0 a $L_1 = 80$ cm (centro de la esfera de influencia), y se asume que la cantidad de agua en la superficie θ_0 es igual a θ_1 medida a 20 cm tenemos:

$$\widehat{S}_{L_1} = (1.5\theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + 0.5\theta_4) \Delta z \quad (38)$$

Si la estimación se hace hasta la profundidad $L_2 = 90$ cm, considerando que θ_4 se mantiene hasta esta profundidad (misma esfera de influencia) se tiene:

$$\widehat{S}_{L_2} = (1.5\theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + \theta_4) \Delta z \quad (39)$$

Recordando que,

$$\sigma^2(a + b) = \sigma^2(a) + \sigma^2(b) \quad (40)$$

$$\text{y } \sigma^2(kx) = k^2 \sigma^2(x) \quad (41)$$

en la cual k es una constante, se pueden calcular las variancias del agua almacenada en el suelo, incluyendo solamente los errores debidos a la determinación de θ en las profundidades de integración a L_1 y L_2 , respectivamente,

$$\sigma_1^2(\widehat{S}_{L_1}) = [1.5^2 \sigma^2(\theta_1) + \sigma^2(\theta_2) + \sigma^2(\theta_3) + 0.5^2 \sigma^2(\theta_4)] (\Delta z)^2 \quad (42)$$

$$\sigma_2^2(\widehat{S}_{L_2}) = [1.5^2 \sigma^2(\theta_1) + \sigma^2(\theta_2) + \sigma^2(\theta_3) + \sigma^2(\theta_4)] (\Delta z)^2 \quad (43)$$

La variancia del agua almacenada en el suelo debido al método de integración es imputable al error de interpolación. Para el método trapezoidal, dicha variancia ha sido evaluada por Carnahan et al. (1969) como,

$$\sigma_2^2(\widehat{S}) = \frac{L^2 (\Delta z)^4}{144} [\theta''(z)]^2 \quad (44)$$

donde, $\theta''(z)$ es la segunda derivada de $\theta(z)$. Los valores de esta derivada deben ser calculados para todas las profundidades donde es posible efectuarlos (se necesitan por lo menos un punto de medida por encima y por debajo del punto considerado) y el valor más alto de $\theta''(z)$ encontrado será considerado finalmente como la variancia debido al método de integración trapezoidal.

2.6.3.2. Método de integración de Simpson

Por el método de Simpson, el perfil hídrico es interpolado mediante pedazos de parábolas ajustadas sobre tres puntos, capa por capa. El almacenamiento de agua, S , en el perfil del suelo hasta la profundidad L está dado por la siguiente expresión (Carnahan et al., 1969):

$$\hat{S} = \int_0^L \theta(z) dz = \left[\frac{1}{3} \theta_0 + \frac{4}{3} \theta_1 + \frac{2}{3} \theta_2 + \frac{4}{3} \theta_3 + \dots + \frac{2}{3} \theta_i + \frac{4}{3} \theta_{i+1} + \dots + \frac{2}{3} \theta_{2n-2} + \frac{4}{3} \theta_{2n-1} + \frac{1}{3} \theta_{2n} \right] \times \Delta z \quad (45)$$

donde $2n$ es el número de capas de suelo de espesor Δz ($n \geq 2$) y n es el número de derivadas de 4ª orden.

Debido a que el número de capas de suelo ($2n$) dentro de los límites de integración (0 a L) debe ser un número par, el número de puntos de observación de θ en el perfil debe ser impar, y no menor que cinco.

Si se toma el ejemplo anterior del párrafo precedente, sobre el perfil de 0 a 80 cm con la misma hipótesis $\theta_0 = \theta_1$, la ecuación (45) resulta:

$$\hat{S}_{L_1} = \left(\frac{5}{3} \theta_1 + \frac{2}{3} \theta_2 + \frac{4}{3} \theta_3 + \frac{1}{3} \theta_4 \right) \times \Delta z \quad (46)$$

Según la ec. (45) la variancia del almacenamiento de agua del suelo debido al error en la determinación de la humedad es expresada por:

$$\sigma_1^2(\hat{S}) = \left(\frac{\Delta z}{3} \right)^2 \left[\sigma^2(\theta_0) + 4^2 \sigma^2(\theta_1) + 2^2 \sigma^2(\theta_2) + 4^2 \sigma^2(\theta_3) + \dots + 2^2 \sigma^2(\theta_4) + \dots + 2^2 \sigma^2(\theta_{2n-2}) + 4^2 \sigma^2(\theta_{2n-1}) + \sigma^2(\theta_{2n}) \right] \quad (47)$$

Las constantes que multiplican $\theta(z)$ y $\sigma^2(\theta)$ en las expresiones de \hat{S} y $\sigma_1^2(\hat{S})$ son determinadas por la regla de Simpson. El error de la estimación del almacenamiento de agua del suelo debido a la integración por el método de Simpson será:

$$\sigma_2(\hat{S}) = \frac{(\Delta z)^5}{90} \sum_{i=1}^n \theta''''(z_i) \quad (48)$$

Elevando al cuadrado ambos lados de la ecuación (48) y considerando que $L = 2n\Delta z$, tenemos,

$$\sigma_2^2(\hat{S}) = \left[\frac{2n\Delta z (\Delta z)^4 \theta''''(z)}{2 \times 90} \right]^2 = \frac{L^2 (\Delta z)^8}{180^2} [\theta''''(z)]^2 \quad (49)$$

Por lo tanto, la variancia será,

$$\sigma_2^2(\hat{S}) = \frac{L^2 (\Delta z)^8}{32400} [\theta''''(z)]^2 \quad \text{con} \quad \theta''''(z) \approx \frac{\Delta^4 \theta}{4! (\Delta z)^4} \quad (50)$$

donde $\Delta^4\theta$ es la derivada de cuarto orden de θ y Δz^4 es la variación de la profundidad a la cuarta potencia. Para determinar los índices de $\theta(z)$ en la derivada de cuarto orden, se utiliza la regla del Triángulo de Pascal (Tabla XII).

TABLA XII. TRIÁNGULO DE PASCAL

Número de puntos de medición	$\Delta\theta$ De orden n				Orden de $\Delta\theta$
	$\Delta^n\theta$				
1			+1		-
2		+1 θ_1	-1 θ_0		1
3		+1 θ_2	-2 θ_1	+1 θ_0	2
4	+1 θ_3	-3 θ_2	+3 θ_1	-1 θ_0	3
5	+1 θ_4	-4 θ_3	+6 θ_2	-4 θ_1	+1 θ_0 4
		y así sucesivamente			

TABLA XIII. DATOS DEL CONTENIDO DE AGUA DE UN SUELO ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$) DETERMINADOS CON UNA SONDA DE NEUTRONES, A INTERVALOS DE 25 cm HASTA LA PROFUNDIDAD DE 150 cm, EN 25 TUBOS DE ACCESO

Tubo	25 cm	50 cm	75 cm	100 cm	125 cm	150 cm
1	0.372	0.393	0.383	0.344	0.304	0.293
2	0.378	0.393	0.347	0.308	0.300	0.313
3	0.359	0.352	0.327	0.317	0.300	0.300
4	0.379	0.374	0.309	0.288	0.293	0.299
5	0.362	0.353	0.320	0.288	0.284	0.285
6	0.358	0.336	0.316	0.301	0.281	0.296
7	0.315	0.337	0.316	0.291	0.291	0.293
8	0.365	0.393	0.345	0.298	0.287	0.292
9	0.315	0.334	0.312	0.300	0.305	0.338
10	0.362	0.382	0.355	0.316	0.315	0.332
11	0.357	0.358	0.316	0.291	0.364	0.281
12	0.361	0.370	0.327	0.294	0.276	0.282
13	0.346	0.343	0.317	0.297	0.300	0.290
14	0.348	0.347	0.307	0.278	0.283	0.274
15	0.332	0.335	0.335	0.298	0.288	0.289
16	0.323	0.338	0.323	0.295	0.290	0.315
17	0.291	0.311	0.312	0.310	0.296	0.306
18	0.326	0.345	0.336	0.324	0.303	0.295
19	0.328	0.384	0.336	0.296	0.286	0.286
20	0.285	0.234	0.306	0.291	0.289	0.278
21	0.340	0.334	0.308	0.287	0.286	0.292
22	0.294	0.339	0.310	0.285	0.286	0.287
23	0.315	0.326	0.314	0.295	0.282	0.288
24	0.301	0.325	0.323	0.308	0.317	0.335
25	0.283	0.333	0.319	0.298	0.287	0.297
Promedio	0.336	0.347	0.325	0.300	0.296	0.297
σ^2	0.00086	0.00106	0.00031	0.00019	0.00030	0.00028

2.6.3.3. Ejemplos de cálculos de la variancia del agua almacenada en el suelo.

La Tabla XIII presenta datos de mediciones de la humedad del suelo hasta la profundidad de 150 cm, a intervalos de 25 cm en 25 tubos de acceso determinados con la misma sonda de neutrones. Sobre la base de estos datos se calculará el agua almacenada en el perfil del suelo por los métodos Trapezoidal y de Simpson, con sus respectivas variancias.

2.6.3.3.1. Método trapezoidal

– El agua almacenada en el perfil del suelo hasta 150 cm es calculada como sigue,

$$\hat{S}_{150} = 25(1.5 \times 0.336 + 0.347 + 0.325 + 0.300 + 0.296 + 0.5 \times 0.297) \quad [\text{de ec. (37)}]$$

$$\hat{S}_{150} = 47.99 \text{ cm o } 479.9 \text{ mm}$$

– Variancia debido al error en las mediciones de θ :

Por analogía, aplicándose la ecuación (42) en seis determinaciones, se obtiene,

$$\sigma_1^2(\hat{S}_{150}) = 25^2(1.5^2 \times 0.00086 + 0.00106 + 0.00031 + 0.00019 + 0.00030 + 0.5^2 \times 0.00028) \quad [\text{de ec. (42)}]$$

$$\sigma_1^2(\hat{S}_{150}) \approx 2.41$$

Por lo tanto, la desviación estándar es de,

$$\sigma_1(\hat{S}_{150}) = \sqrt{2.41} \approx 1.55 \text{ cm o } 15.5 \text{ mm}$$

– Variancia debido al método de integración:

Esta variancia es obtenida por la siguiente ecuación,

$$\sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = \frac{150^2 \times 25^4}{144} [\theta''(z)]^2 \quad [\text{de ec. (44)}]$$

Los cálculos de las derivadas de segundo orden son

$$\theta''(50) = \frac{0.325 - 2 \times 0.347 + 0.336}{25^2} \approx -5.3 \times 10^{-5}$$

$$\theta''(75) = \frac{0.300 - 2 \times 0.325 + 0.347}{25^2} \approx -4.7 \times 10^{-6}$$

$$\theta''(100) = \frac{0.296 - 2 \times 0.300 + 0.325}{25^2} \approx +3.3 \times 10^{-5}$$

$$\theta''(150) = \frac{0.297 - 2 \times 0.296 + 0.300}{25^2} \approx +8.0 \times 10^{-6}$$

La mayor derivada (en valor absoluto) de $|\theta''(z)|$, es 5.3×10^{-5} ocurriendo a $z = 50$ cm. Por lo tanto se utiliza este valor y se tiene,

$$\sigma_2^2(\widehat{S}_{150}) = \frac{150^2 \times 25^4}{144} [-5.3 \times 10^{-5}]^2 \approx 0.17$$

y la desviación estándar es,

$$\sigma_2(\widehat{S}_{150}) = \sqrt{0.17} = 0.4123 \text{ cm} = 4.12 \text{ mm}$$

- Variancia total del almacenamiento de agua es calculada como sigue,

$$\sigma^2(\widehat{S}_{150}) = \sigma_1^2(\widehat{S}_{150}) + \sigma_2^2(\widehat{S}_{150}) = 2.41 + 0.17 = 2.58$$

y, por lo tanto, la desviación estándar del almacenamiento de agua en el perfil del suelo es,

$$\sigma(\widehat{S}_{150}) = \sqrt{2.58} \approx 1.61 \text{ cm} = 16.1 \text{ mm}$$

2.6.3.3.2. Método de Simpson

Para utilizar el método de integración de Simpson, un número par de capas de suelo (2n), tomadas desde la superficie hasta la capa más profunda, debe ser analizado, y, por lo tanto, el número de puntos de medición de θ en el perfil debe ser un número impar. Puesto que en el ejemplo de la Tabla XIII se tienen 6 puntos de medición de θ hasta la profundidad de 150 cm, es necesario considerar la humedad en la superficie del suelo, como un punto adicional de medición. Para esto se considera que el valor de θ en la superficie es igual al valor obtenido a 25 cm de profundidad. Así tenemos:

– Almacenamiento hasta 150 cm

$$\widehat{S}_{150} = \frac{25}{3} (0.336 + 4 \times 0.336 + 2 \times 0.347 + 4 \times 0.325 + 2 \times 0.300 + 4 \times 0.297 + 0.297) \text{ [(de ec. (45))]}$$

$$\widehat{S}_{150} \approx 47.93 \text{ cm} = 479.3 \text{ mm}$$

– Variancia debido a la medición de θ :

$$\sigma_1^2(\widehat{S}_{150}) = \left(\frac{25}{3}\right)^2 (0.00086 + 4^2 \times 0.00086 + 2^2 \times 0.00106 + 4^2 \times 0.00031 \\ \dots + 2^2 \times 0.00019 + 4^2 \times 0.00030 + 0.00028) \approx 2.06 \text{ [de ec. (47)]}$$

y la desviación estándar es de,

$$\sigma_1(\widehat{S}_{150}) = \sqrt{2.06} = 1.435 \text{ cm} = 14.35 \text{ mm}$$

– Variancia debido al método de integración:

$$\sigma_2^2(\widehat{S}_{150}) = \frac{150^2 \times 25^8}{32,400} [\theta''''(z)]^2 \text{ [de ec. (49)]}$$

Cálculos de las derivadas de cuarto orden:

En este ejemplo se tienen 7 puntos de medición de θ y se necesitan 5 puntos para calcular la derivada de cuarto orden, por lo que es solamente posible calcular 3 valores para las profundidades de 50, 75 y 100 cm. Los índices de $\theta(z)$ en las derivadas de cuarto orden son determinados usando el Triángulo de Pascal (Tabla XII).

$$\theta''''(50) = \frac{(\theta_4 - 4\theta_3 + 6\theta_2 - 4\theta_1 + \theta_0)}{4!(\Delta z)^4}$$

$$\theta''''(75) = \frac{(\theta_5 - 4\theta_4 + 6\theta_3 - 4\theta_2 + \theta_1)}{4!(\Delta z)^4}$$

$$\theta''''(100) = \frac{(\theta_6 - 4\theta_5 + 6\theta_4 - 4\theta_3 + \theta_2)}{4!(\Delta z)^4}$$

Nosotros calculamos y seleccionamos la mayor de las derivadas de cuarto orden $\theta''''(z)$, la cual ocurre a $z = 50$ cm,

$$\theta''''(50) = \frac{0.300 - 4 \times 0.325 + 6 \times 0.347 - 4 \times 0.336 + 0.336}{4!25^4} \approx 7.89 \times 10^{-9}$$

Por lo tanto obtenemos la variancia debido al método de integración,

$$\sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = \frac{150^2 \times 25^8}{32,400} (7.89 \times 10^{-9})^2 \approx 6.59 \times 10^{-6}$$

y la desviación estándar es,

$$\sigma_2(\hat{S}_{150}) = \sqrt{6.59 \times 10^{-6}} = 2.57 \times 10^{-3} \text{ cm} = 0.026 \text{ mm}$$

– *Variancia total del agua almacenada en el suelo:*

$$\sigma^2(\hat{S}_{150}) = \sigma_1^2(\hat{S}_{150}) + \sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = 2.06 + 2.57 \times 10^{-3} \approx 2.06$$

y por lo tanto la desviación estándar es,

$$\sigma(\hat{S}_{150}) = \sqrt{2.06} \approx 1.43 \text{ cm} = 14.3 \text{ mm}$$

Un resumen de los cálculos del almacenamiento de agua del suelo, variancias y desviaciones estándar correspondientes se presenta en la tabla siguiente:

Método	\hat{S}_{150}	$\sigma_1^2(\hat{S}_{150})$	$\sigma_2^2(\hat{S}_{150})$	$\sigma^2(\hat{S}_{150})$	$\sigma(\hat{S}_{150})$
Trapezoidal	47.99	2.41	0.170	2.58	1.61
Simpson	47.93	2.06	6.59×10^{-6}	2.06	1.43

En este ejemplo se aprecia de manera general que la variancia debido al error de medición del contenido de agua es muy superior a aquella del método de integración. Los dos métodos de integración presentan resultados muy similares de almacenamiento de agua con una variancia menor para el método de Simpson.

3. SONDA DE NEUTRONES/GAMMA PARA MEDICIONES SIMULTÁNEAS DE LA HUMEDAD Y DENSIDAD APARENTE DEL SUELO

3.1. Características generales

Además de las sondas de neutrones descritas en el Capítulo 2, existen sondas que permiten la medición simultánea del contenido de agua y la densidad aparente del suelo. Para esto, estas sondas están provistas de una fuente de neutrones rápidos (generalmente $^{241}\text{Am} + ^9\text{Be}$) con su respectivo detector de neutrones lentos (cámara de ^3He), y de una fuente de rayos gamma (generalmente ^{137}Cs) con su respectivo detector (tipo Geiger-Mueller). Existen sondas de profundidad y de superficie. Las sondas de profundidad requieren la instalación de tubos de acceso en el perfil del suelo. Las sondas de superficie miden el contenido promedio de agua de la capa superficial del suelo (0–15 cm) y la densidad aparente en estratos variables de 2.5 a 30 cm de espesor, dependiendo del modelo de la sonda.

La determinación de la humedad y el proceso de calibración de las sondas de superficie son idénticas a lo descrito en el Capítulo 2, con la diferencia que en este caso la fuente de neutrones rápidos y el detector de neutrones lentos están fijadas en la base del blindaje del instrumento, no permitiendo medidas de humedad a diferentes profundidades del perfil. Con relación a la determinación de la densidad aparente, las sondas de profundidad se basan en el fenómeno de retrodispersión de la radiación gamma, en cuanto que las de superficie se basan tanto en la retrodispersión como en la atenuación de la radiación gamma.

En este capítulo 3 se tratará solamente de la descripción de las sondas de superficie y específicamente de los aspectos sobre la medición de la densidad aparente tanto por retrodispersión como por atenuación de la radiación gamma. Los aspectos aquí tratados pueden ser adaptados, con pequeñas modificaciones, a las sondas de neutrones/gamma de profundidad.

Las Figuras 7a y 7b representan una sonda de superficie de neutrones/gamma, con la fuente gamma en dos modalidades de operación.

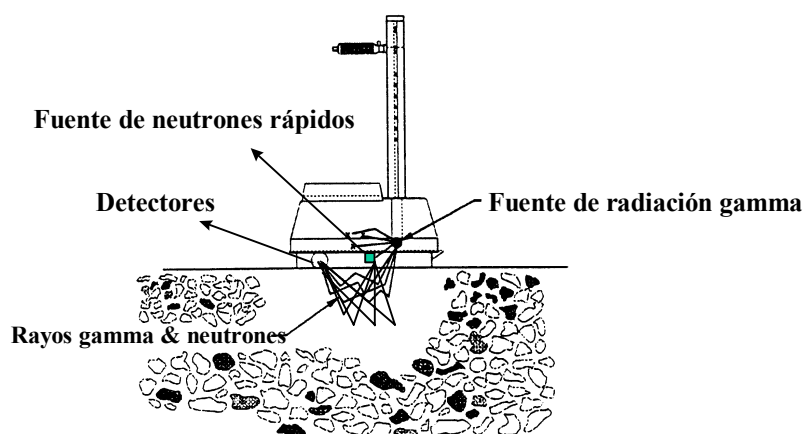


FIG. 7a. Sonda de superficie en posición de medición del contenido de agua y densidad aparente de la capa superficial del suelo. (Fuente: Manual de Operación, CPN MC-3 Portaprobe.)

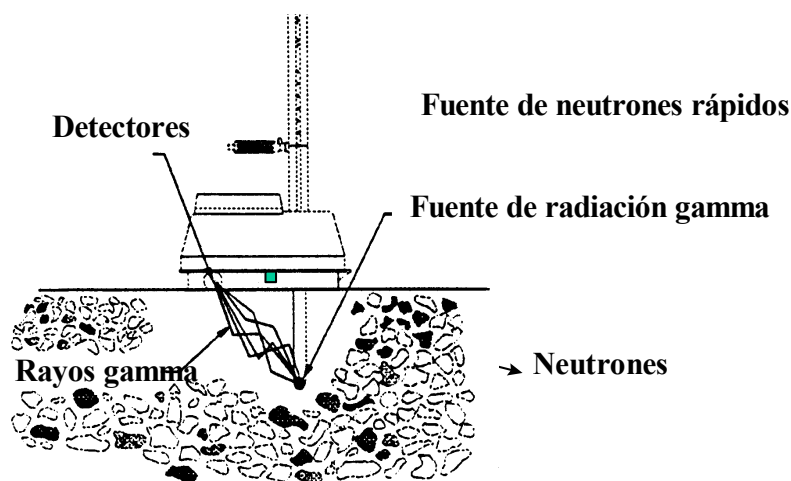


FIG. 7b. Sonda de superficie en posición de medición del contenido de agua de la capa superficial del suelo, y de la densidad aparente de la capa de suelo desde la superficie hasta la profundidad deseada, en función de la fuente de radiación gamma.
(Fuente: Manual de Operación, CPN MC-3 Portaprobe.)

En la modalidad ilustrada por la Fig. 7a la fuente gamma no ingresa dentro del suelo y puede ocupar dos posiciones: BS (back-scattering), ligeramente sobre la superficie del suelo, y AC (asfalto/concreto), sobre la superficie del suelo. Las mediciones en ambas posiciones se hacen sólo por retrodispersión y la evaluación de la densidad aparente se realiza sólo en la capa superficial del suelo.

En la modalidad de la Fig. 7b, la fuente gamma es introducida dentro del suelo hasta la profundidad deseada (desde 5–30 cm, en intervalos de 2.5 cm) y la densidad aparente del suelo es medida por los dos procesos, retrodispersión y atenuación. La fuente de rayos gamma se sitúa en la extremidad inferior de una varilla de acero inoxidable que permite su introducción dentro del suelo, hasta la profundidad deseada, a través de un orificio previamente realizado con un pequeño barreno que acompaña el aparato. En estas sondas mixtas de neutrones y gamma, la fuente de neutrones rápidos así como los detectores de rayos gamma y de neutrones lentos (Geiger-Mueller y ^3He) están juntos, en una posición fija en la base del blindaje, cerca de la interface sonda/suelo, cuando la sonda está colocada sobre la superficie el suelo.

En ambas modalidades de operación, (a) y (b), el contenido promedio de agua del suelo en la superficie (0–15 cm) es medido por moderación de neutrones, emitidos por una fuente de neutrones colocada sobre la superficie del suelo. Se trata del mismo principio de las sondas de profundidad con la diferencia de que el volumen de medición es hemisférico para una sonda de superficie con un radio de unos 15 cm. No se repetirán aquí los principios teóricos mencionados en el capítulo 2, sino que se presentará el principio de medida de la densidad aparente.

3.2. Principio de funcionamiento

Como se ha mencionado anteriormente, en la determinación de la densidad aparente del suelo, las sondas de superficie utilizan dos procesos físicos: a) la retrodispersión de los rayos gamma y b) la atenuación de los rayos gamma.

3.2.1. Retrodispersión (Back-scattering)

En las mediciones de superficie de la densidad aparente del suelo y de otros materiales como pavimentos de concreto o asfalto, como se indica en la Fig. 7a, el detector de rayos gamma mide el número de fotones que retornan a la superficie después de su interacción con los constituyentes del medio sólido. El número de fotones “reflejados” está relacionado con la densidad del medio, pero en forma no-lineal como indicado en la Fig. 8.

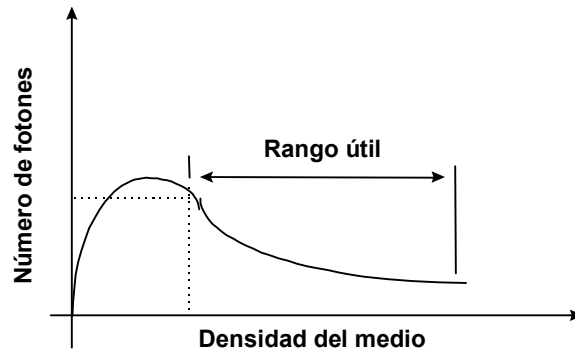


FIG. 8. Efecto de la densidad del medio sobre el número de fotones “reflejados.”

En el rango útil para medición de la densidad aparente (Fig. 8), la relación entre la densidad aparente del medio, d'_b , y la tasa de conteo relativo de los fotones que retornan, CR , sigue el modelo indicado a continuación,

$$d'_b = B \ln\left(\frac{A}{CR - C}\right) \quad (51)$$

donde A , B y C son tres coeficientes determinados experimentalmente a través de medidas en materiales de densidad conocida, como indicado en la Tabla XIV y Fig. 9 más adelante. CR es la el conteo relativo o relación de conteo (conteo de fotones retrodispersados en el suelo/contejo en el patrón de densidad).

Si el suelo está húmedo, una parte de los fotones retrodispersados es debido al agua del suelo. La densidad aparente del suelo seco, d_b , está relacionada con la densidad aparente del suelo húmedo, d'_b , por la relación,

$$d_b = d'_b - \rho_w \theta \quad (52)$$

donde ρ_w es la masa específica del agua (g cm^{-3}).

Para fines prácticos se toma $\rho_w \approx 1 \text{ g cm}^{-3}$, y por lo tanto tenemos,

$$d_b = d'_b - \theta \quad (53)$$

Como la sonda mide simultáneamente θ a través de la moderación de neutrones, el valor de la densidad aparente del suelo seco es fácilmente determinado.

3.2.2. Atenuación

En la medición de la densidad en capas profundas, como se ilustra en la Fig. 7b, el detector de rayos gamma detecta además de los fotones retrodispersados, un cierto número de fotones que atraviesan una capa de suelo de espesor X , situado entre la fuente de rayos gamma y el detector. Estos últimos han sufrido una atenuación después de cruzar el suelo, de acuerdo con la ley de Beer-Lambert:

$$I = I_0 \exp[-(\mu_w \theta + \mu_s d_s)X] \quad (54)$$

donde

I es el número de fotones que llegan al detector por unidad de tiempo, después de pasar a través de una muestra de suelo de espesor X ,

I_0 es el número de fotones que llegan al detector por unidad de tiempo en la ausencia de suelo, para la misma distancia X entre la fuente y el detector,

μ_w y μ_s son los coeficientes de atenuación de los rayos gamma para el agua y el suelo, respectivamente, y son específicos para la energía de los rayos gamma de la fuente usada,

d_s es la densidad aparente del suelo (g cm^{-3}),

y θ es el contenido de agua del suelo ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$).

Como sólo parte de la interacción es descrita por la ec. (54), las curvas de calibración para la sonda de neutrones/gamma son establecidas experimentalmente usando el modelo presentado anteriormente para retrodispersión. En este caso, el conteo relativo CR, incluye los fotones que retornan y aquellos transmitidos. Los parámetros A , B y C son obtenidos a través de medidas en materiales de espesor y densidad conocidos, conforme se indica en la Tabla XIV y Fig. 10 más adelante.

De la misma manera a la determinación de la densidad aparente de un suelo húmedo por retrodispersión, algunos de los fotones no detectados por el detector se deben a la atenuación por el agua del suelo. La densidad aparente del suelo seco se obtiene a partir de los datos obtenidos de la densidad aparente del suelo húmedo, siguiendo la ec. (53).

3.3. Calibración

Dada la relativa complejidad de la calibración de estas sondas, la mayoría de ellas tienen calibraciones de fábrica almacenadas en un microprocesador. La calibración para determinación de densidad es compleja debido a lo siguiente: a) requiere la utilización de bloques estandarizados de materiales especiales de diferentes densidades, y b) los modelos matemáticos que permitan estimar los coeficientes A , B , y C son difíciles de obtener. Solamente cuando se disponen de las facilidades necesarias, el usuario puede modificar o recalcular las calibraciones de fábrica. Algunos modelos de sondas con procesador matemático permiten la calibración si un conjunto de bloques patrón es disponible. Para tal calibración son necesarios bloques de por lo menos tres densidades (baja, media y alta) y dos contenidos diferentes de **agua equivalente**¹ (bajo y alto). A veces también es posible

¹Se refiere a materiales de contenido conocido de hidrógeno, equivalente a un dado contenido de agua, para efecto de moderación de neutrones.

modificar a través del panel de la sonda el valor de los parámetros de las referidas ecuaciones de calibración almacenadas en el microprocesador, para obtener un mejor ajuste de las lecturas a los datos reales o incluir en la memoria coeficientes de ajuste para la corrección automática de los resultados. Un ejemplo es el caso de la corrección de los datos de humedad obtenidos con la sonda en suelos con alto contenido de materia orgánica, compuestos calcáreos u otras fuentes de hidrógeno. Para el ajuste automático del contenido de agua en estos suelos, la desviación de las lecturas de la sonda en relación con el valor real medido en el laboratorio por métodos gravimétricos es colocada en la memoria del microprocesador. Tales correcciones pueden ser usadas para ajustar la calibración de fábrica, independientemente de las causas de las diferencias sistemáticas observadas. Es posible también substituir la ecuación proporcionada por el fabricante para determinar el contenido de agua, sin provocar cambios en la ecuación para densidad aparente, procediéndose como se ha recomendado anteriormente para las sondas de profundidad.

En la Tabla XIV se presenta el contenido de la memoria del microprocesador de una sonda de neutrones/gamma, relacionada con su calibración para densidad. Los datos de la memoria se refieren a lo siguiente: a) contaje de fotones (rayos gamma) a varias profundidades de colocación de la fuente gamma, en tres diferentes medios estándar de densidad conocida, b) contaje estándar para densidad (contaje de fotones en la posición estándar, sobre un bloque patrón que acompaña al equipo), c) valores de los coeficientes *A*, *B* y *C* para la ecuación de calibración (51), para las diferentes profundidades, d) fecha de calibración, y e) fecha del contaje estándar (opcional).

TABLA XIV. CONTENIDO DE LA MEMORIA DEL MICROPROCESADOR DE UNA SONDA CPN MODELO MC-3, RELACIONADO CON LA CALIBRACIÓN PARA DENSIDAD

Prof. (cm)	Contaje de densidad estándar: 37426 Fecha de calibración: 23/09/1996					
	Contajes para densidad (g cm ⁻³)			Coeficientes de calibración		
	1.72	2.14	2.63	<i>A</i>	<i>B</i>	<i>C</i>
BS ^a	27,159	20,136	14,882	2.96	1.03	0.169
AC ^b	54,791	40,970	29,425	4.88	1.38	0.0681
5.0	137,842	102,072	70,641	12.1	1.63	-0.493
7.5	136,354	98,474	65,574	12.9	1.56	-0.625
10.0	127,121	88,344	57,156	14.4	1.23	-0.177
12.5	113,500	75,368	46,739	16.0	1.04	-0.0158
15.0	97,338	62,090	36,633	16.0	0.954	-0.0304
17.5	80,888	49,047	27,488	16.7	0.840	0.0108
20.0	65,356	37,486	20,262	18.4	0.718	0.0741
22.5	51,567	28,224	14,730	18.5	0.649	0.0761
22.5	51,567	28,224	14,730	18.5	0.649	0.0761
25.0	40,144	21,170	10,764	17.4	0.603	0.0674
27.5	30,940	15,776	8,083	17.6	0.546	0.0758
30.0	23,728	11,953	6,165	15.0	0.526	0.0648

^aRetrodispersión, poco encima de la superficie del suelo.

^bAsfalto-concreto, en la superficie del suelo.

La Figura 9 presenta las curvas de calibración de la sonda cuando ésta opera en las posiciones BS (retrodispersión, superficie del suelo) y AC (retrodispersión, sobre asfalto/concreto), lo cual permite medir la densidad de capas finas superficiales, cuando no es posible hacer un hoyo para la introducción de la sonda. La Figura 10 presenta la calibración para las profundidades de 5 a 30 cm, variando en intervalos de 2.5 cm. En este caso el valor de la densidad corresponde a la capa de suelo, que estando entre la fuente y el detector, es atravesada por los rayos gamma, y en esta situación ambos fenómenos, de retrodispersión y atenuación, juegan un papel importante en la medición.

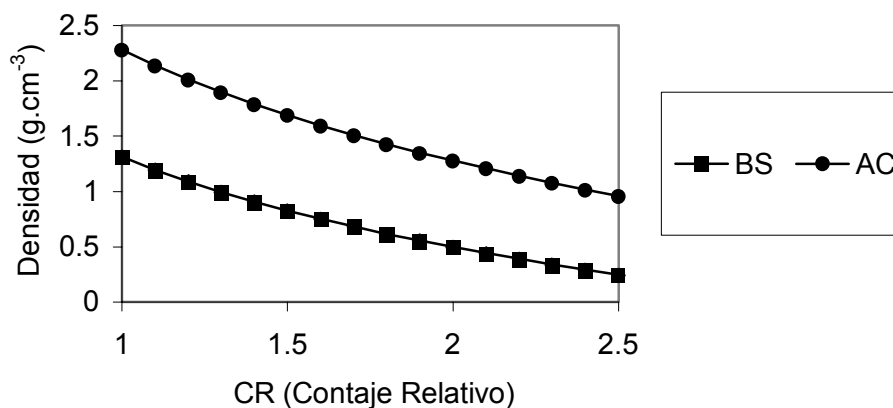


FIG. 9. Curvas de calibración de una sonda (CPN modelo MC-3) para determinación de la densidad de un medio poroso, para las opciones BS y AC, utilizando el principio de retro-dispersión de los rayos gamma.

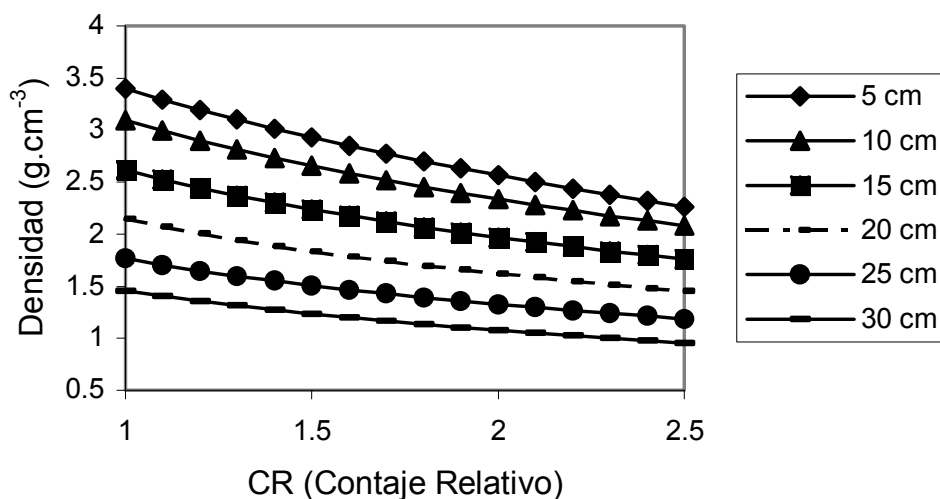


FIG. 10. Curvas de calibración de la sonda (CPN modelo MC-3) para determinación de la densidad utilizando atenuación y retrodispersión de rayos gamma, para diferentes profundidades de la fuente gamma.

En la Tabla XV se presenta el contenido de la memoria del microprocesador de una sonda de neutrones/gamma, con relación a su calibración para determinación de la humedad del suelo. Los datos almacenados en la memoria se refieren a lo siguiente: a) contaje estándar para contenido de agua (contaje de neutrones lentos en la posición estándar, sobre un bloque estándar que acompaña el equipo), b) fecha de la medición del contaje estándar, c) fecha de calibración, d) contajes de neutrones lentos en dos bloques patrón con humedades equivalentes conocidas, y e) valores de los coeficientes A y B de la ecuación de calibración para humedad ($\theta = A + B \times CR$) permitiendo convertir contajes relativos CR medidos en contenidos de humedad, como para las sondas de neutrones de profundidad.

TABLA XV. CONTENIDO DE LA MEMORIA DEL MICROPROCESADOR DE UNA SONDA CPN MODELO MC-3, RELACIONADO CON LA CALIBRACIÓN PARA DETERMINAR LA HUMEDAD DE AGUA DEL SUELO

Contaje estándar para contenido de agua: 8,344, fecha: 23/09/1996 Fecha de calibración: 23/09/1996			
Contajes		Coeficientes de la ecuación	
$\theta = 0 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	$\theta = 0.53 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$	A	B
337	5263	-0.03627	0.90265

4. APLICACIONES

4.1. Almacenamiento de agua en el suelo

Adicionalmente a lo presentado en la sección 2.6.3., ahora se da un ejemplo de aplicación práctica. El agua almacenada en un suelo entre las profundidades L_1 y L_2 , en un tiempo t , está definida por

$$S_{L_2-L_1}(t) = \int_{L_1}^{L_2} \theta(z,t) dz \quad (55)$$

donde θ es el contenido volumétrico de agua del suelo, dado por la ec. (2) ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), y z es la coordenada de posición vertical, medida desde la superficie (cm).

Si θ es expresada en cm^3 de agua por cm^3 de suelo y z en cm, la acumulación de agua S viene a ser equivalente a una columna de agua en cm. Cada cm de agua almacenada corresponde a un volumen de 10 L por m^2 de superficie. El caso más común es cuando la integración de la ec. (55) es hecha sobre todo el perfil del suelo, desde $L_1 = 0$ (superficie del suelo) hasta la profundidad L_2 .

Conforme ya fue discutido, debido a que generalmente la función $\theta(z)$ describiendo la variación de θ a lo largo de z no es conocida, es necesario el uso de métodos numéricos de integración, como aquellos presentados anteriormente. Se ha demostrado en la sección 2.6.3.3 que el método de integración numérica adoptado para evaluar la integración (55) tiene poca influencia sobre el valor estimado de almacenamiento. Así pues la ec. (37) del método trapezoidal puede ser simplificada asumiendo que el perfil hídrico está compuesto de una serie de capas lo que equivale a asumir que $\theta[z, z + \Delta z] = \theta[z + \Delta z]$ si se efectúan las mediciones cada Δz . Con esta hipótesis simplificadora, (37) resulta:

$$\hat{S}_{z_2} = \sum_{i=0}^{n-1} \theta_{i+1} \times \Delta z = [\theta_1 + \dots + \theta_i + \dots + \theta_{n-1} + \theta_n] \times \Delta z \quad (56)$$

o bien:

$$\hat{S}_{z_2} = n \times \bar{\theta} \times \Delta z = \bar{\theta} \times z_2 \quad (57)$$

si $\bar{\theta}$ es el valor promedio del contenido de agua θ en n mediciones efectuadas cada Δz partir de la profundidad Δz sobre el perfil $[0, z_2]$.

La Tabla XVI abajo presenta los datos del contenido de agua del suelo determinados con sonda en un campo de maíz a partir de los cuales vamos a estimar los alcenamientos de agua. Utilizando la ec. (57), los siguientes valores de almacenamiento de agua en el suelo fueron obtenidos:

Todo el perfil: $S_{0-150} = 0.407 (150 - 0) \approx 61.1 \text{ cm}$ ó 611 mm

Capa (0, 75 cm): $S_{0-75} = 0.420 (75 - 0) \approx 31.5 \text{ cm}$ ó 315 mm

Capa (50, 100 cm): $S_{50-100} = 0.412 (100 - 50) \approx 20.6 \text{ cm}$ ó 206 mm

TABLA XVI. CONTAJE RELATIVO Y CONTENIDO DE AGUA EN FUNCIÓN DE LA PROFUNDIDAD, EN UN CAMPO DE MAIZ, ALFISOL, PIRACICABA, BRASIL

Prof. (cm)	Contaje Relativo (CR)	Contenido de agua (cm ³ cm ⁻³)
25	0.494	0.420
50	0.485	0.410
75	0.503	0.429
100	0.473	0.398
125	0.465	0.389
150	0.471	0.396

Para información cuando los mismos cálculos son realizados con el método del trapecio y la Ec. (37), los resultados de almacenamiento de agua difieren de 3 mm (menos del 1%) de los valores aquí reportados. Dichos cálculos pueden ser hechos por el lector a manera de ejercicio.

Como ya fue discutido en la sección 2.5, es importante conocer la esfera de influencia de la sonda, especialmente para las mediciones cercanas a la superficie del suelo. En este ejemplo la esfera de influencia tiene un radio de aproximadamente 15 cm, y por lo tanto, con la sonda colocada a 25 cm, el conteo está influenciado por la humedad de la capa de 10 a 40 cm de profundidad y la humedad de la capa superficial (0,10 cm) no es tenida en cuenta. Esto introduce un error en los cálculos de almacenamiento de agua estimado por ec. (57). Por lo que es aconsejable realizar las mediciones de la capa superficial con el método gravimétrico o una sonda de superficie. Por otro lado, las mediciones a partir de los 25 cm son precisas porque los neutrones no se escapan hacia la atmosfera.

También es importante destacar que las mediciones de la sonda no son puntuales, sino que promedian la distribución de la humedad dentro del volumen de medida o sea la esfera de influencia. La Figura 11 ilustra este hecho con los datos de la Tabla XVI. Las áreas sombreadas demuestran como las esferas de influencia se sobreponen. Esto es una ventaja para calcular el almacenamiento de agua, porque, como lo demuestra la ecuación (57), dicho cálculo está basado en los valores promedios. La precisión de la estimación del almacenamiento de agua será mayor cuando las esferas de influencia se sobreponen.

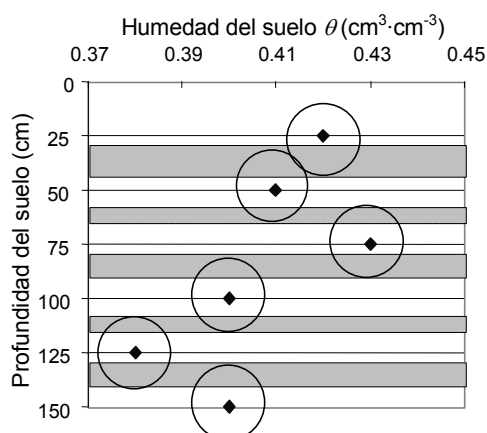


FIG. 11. Perfil de humedad del suelo medido con la sonda de neutrones en el ejemplo de la Tabla XVI.

En este ejemplo, si las mediciones hubiesen sido tomadas en intervalos de 10 cm, se obtendría un mejor estimado del agua almacenada en los 150 cm del perfil. Sin embargo, cuidados especiales deben ser tomados en mediciones cercanas a la superficie, pues si las mediciones se inician a 10 cm, una parte de la esfera de influencia estará fuera del suelo, como mencionado anteriormente.

Las sondas de neutrones modernas tienen microprocesadores que calculan automáticamente el agua almacenada en el suelo, en mm u otras unidades apropiadas. En otros modelos más sofisticados, las sondas se mueven a lo largo del tubo de acceso a velocidades constantes haciendo una excelente integración del perfil de humedad y proporcionan una simple tasa de contaje representando la cantidad de agua almacenada en el perfil. En Agronomía es importante también **hacer un seguimiento de la variación del almacenamiento de agua** en el perfil con el tiempo. A medida que el suelo gana agua por lluvias o irrigación, o pierde por evapotranspiración o drenaje interno, el almacenamiento fluctúa en función del tiempo.

Ejemplo: Para el mismo cultivo de maíz, las mediciones tomadas con la sonda en diferentes fechas dieron los siguientes resultados de almacenamiento de agua:

$$S_{0-150}(07/09/98) \approx 611.0 \text{ mm}$$

$$S_{0-150}(14/09/98) \approx 579.5 \text{ mm}$$

$$S_{0-150}(21/09/98) \approx 543.8 \text{ mm}$$

$$S_{0-150}(28/09/98) \approx 575.8 \text{ mm}$$

Durante el periodo del 7al 21/09 no hubo lluvia ni irrigación. En estas condiciones, las tasas promedio de pérdidas de agua por evapotranspiración y drenaje profundo, por debajo de los 150 cm, fueron:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_{0-150}(14/9) - S_{0-150}(7/9)}{14 - 7} \approx -4.5 \text{ mm d}^{-1}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_{0-150}(21/9) - S_{0-150}(14/9)}{21 - 14} = -5.1 \text{ mm d}^{-1}$$

Con la información disponible es prácticamente imposible distinguir las pérdidas individuales por evapotranspiración y drenaje.

Por otro lado, durante el periodo del 21 al 28/09 cayeron lluvias, el agua almacenada en el suelo aumentó en una tasa promedio de,

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_{0-150}(28/9) - S_{0-150}(21/9)}{28 - 21} = +4.6 \text{ mm d}^{-1}$$

Este valor es el incremento neto debido a la lluvia, descontando la suma de las pérdidas por escorrentía superficial, evapotranspiración y por drenaje debajo de 150 cm de profundidad.

4.2. Curvas de retención de agua del suelo en el campo

Las curvas de retención de agua del suelo pueden ser establecidas combinando las lecturas de sonda de neutrones con las de tensiómetros, tomadas a la misma profundidad y al mismo tiempo. Los tensiómetros deben ser instalados lo más cerca de los tubos de acceso, pero nunca dentro de la “esfera de influencia” de la sonda, debido a que la cápsula de cerámica del tensiómetro llena de agua interferirá significativamente con las lecturas de la sonda. Una distancia de 20 a 30 cm. es generalmente adecuada.

Las propiedades físicas del suelo en el campo pueden variar significativamente inclusive en distancias cortas. Debido a esta variabilidad espacial, se encuentra una dispersión importante de los puntos de la curva de retención determinada a partir de datos de campo como lo han podido observar Greminger et al. (1985) y Villagra et al. (1988): ver ejemplo de la Fig. 12. El OIEA (1984) ha propuesto una curva de retención de agua obtenida con tensiómetros y sonda de neutrones en suelos de diferentes países: ver Fig. 13.

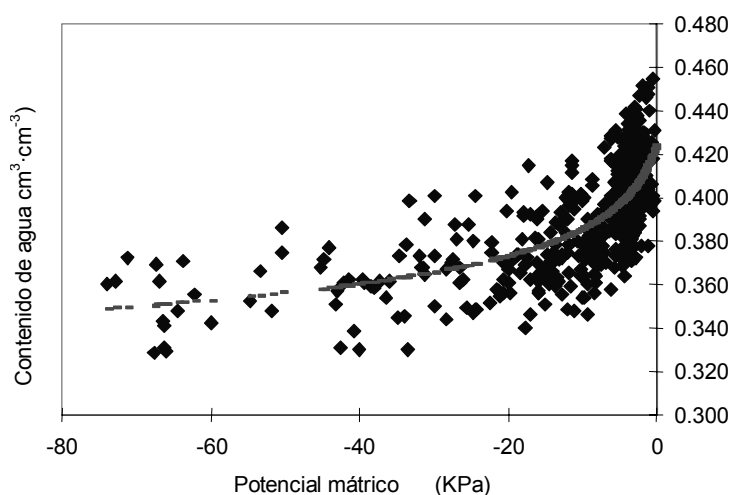


FIG. 12. Curva de retención de agua obtenida en el campo para un Alfisol, a 20 cm de profundidad, Brasil (Villagra et al., 1988).

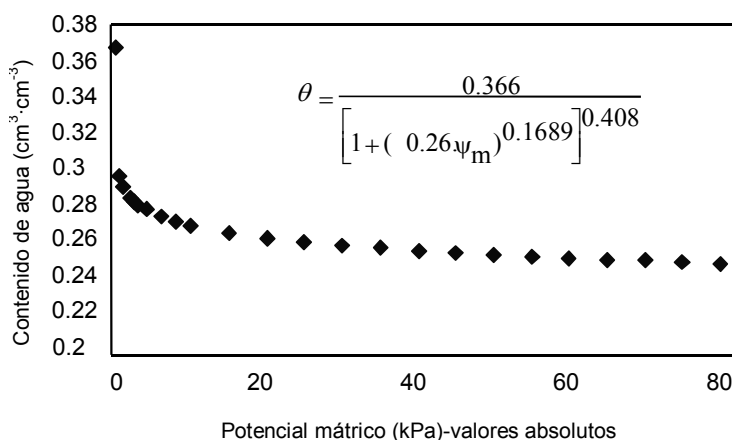


FIG. 13. Curva promedio de retención de agua obtenida en el campo, en suelos de diferentes países (OIEA, 1984).

4.3. Conductividad hidráulica del suelo

La conductividad hidráulica del suelo, K , es un parámetro que indica la capacidad de los suelos para transmitir el agua y es extremadamente dependiente de la humedad del suelo, θ . Para cada medio poroso se define una función específica $K(\theta)$. Por lo tanto, todos los métodos usados para medir la conductividad hidráulica requiere de la determinación del contenido de humedad, para lo cual la sonda de neutrones es especialmente conveniente y apropiada para condiciones de campo. Como ejemplos, en este manual se discuten los métodos de Richards et al. (1964), Libardi et al. (1980), y Sisson et al. (1980).

Para determinar experimentalmente la función $K(\theta)$, se selecciona un campo plano de superficie comprendida entre 9 m^2 ($3 \times 3 \text{ m}$) y 100 m^2 ($10 \times 10 \text{ m}$). Tubos de acceso y tensiómetros son instalados en el suelo a la profundidad deseada en la parcela seleccionada. Esta área es inundada, manteniéndose una pequeña lámina constante de agua sobre la superficie del suelo, hasta que la velocidad de infiltración sea casi constante, lo cual es determinado con cilindros infiltrómetros. Esta condición también es indicada por las lecturas de sonda de neutrones, que son constantes con el tiempo y los contenidos de humedad del suelo, que alcanzan valores relativos máximos a cada profundidad medida del perfil. La tasa de infiltración de equilibrio, en la superficie del suelo, se asume que es igual a la conductividad hidráulica, K_0 , de la capa superficial, correspondiente al contenido de agua, θ_0 , del suelo superficial en saturación. K_0 proporciona uno de los parámetros del modelo exponencial comúnmente usado para representar la función $K(\theta)$:

$$K(\theta) = K_0 \exp[\gamma(\theta - \theta_0)] \quad (58)$$

donde γ es el segundo parámetro determinado a partir de mediciones hechas después de la infiltración y durante el tiempo de re-distribución de agua y drenaje del suelo, en la ausencia de extracción de agua por raíces y de evaporación.

Terminada la infiltración, cuando toda la lamina de agua ha sido absorbida comienza el proceso de re-distribución del agua principalmente bajo efecto del potencial gravitacional. Durante este periodo la superficie del suelo es cubierta con una manta impermeable (polietileno) para prevenir la pérdida de agua por evaporación, y se hacen mediciones periódicas del contenido de agua y del potencial matricial a profundidades seleccionadas con una sonda de neutrones y tensiómetros, respectivamente. Considerando que el proceso de redistribución del agua del suelo empieza en el tiempo $t=0$ (momento en el cual termina de infiltrarse la lámina de agua), se realizan medidas del contenido de agua en diferentes tiempos y profundidades, $\theta(z, t)$, obteniéndose datos como los presentados en la Tabla XVII. Simultáneamente se toman medidas del potencial matricial, $\psi_m(z, t)$, que son corregidos para los potenciales gravitacionales correspondientes, z , y se obtienen valores del potencial hidráulico del agua del suelo, $\psi_H(z, t) = (\psi_m(z, t) + z)$, tal como los datos presentados en la Tabla XVIII. Se debe destacar que aquí, en el potencial hidráulico, no se considera el potencial osmótico, por no afectar el movimiento de agua en el suelo.

En el ejemplo aquí considerado la conductividad hidráulica en saturación, K_0 , medida durante la infiltración de equilibrio fue 2.2 cm d^{-1} . Este valor junto con los de $\theta(z, t)$ y $\psi_H(z, t)$ presentados en las Tablas XVII y XVIII, respectivamente, serán usados en los cálculos de $K(\theta)$ por los siguientes métodos:

TABLA XVII. CONTENIDO DE AGUA DEL SUELO DURANTE EL PROCESO DE REDISTRIBUCIÓN

Prof. (cm)	Contenido de agua del suelo θ (cm ³ cm ⁻³)				
	$t = 0$	$t = 1$ d	$t = 3$ d	$t = 7$ d	$t = 15$ d
0	0.500	0.463	0.433	0.413	0.396
30	0.501	0.466	0.432	0.414	0.398
60	0.458	0.405	0.375	0.347	0.307
90	0.475	0.453	0.438	0.423	0.414
120	0.486	0.464	0.452	0.440	0.427

TABLA XVIII. POTENCIAL HIDRÁULICO DEL AGUA DEL SUELO DURANTE LA REDISTRIBUCIÓN

Prof. (cm)	Potencial hidráulico del agua del suelo ψ_H (cm H ₂ O)				
	$t = 0$	$t = 1$ d	$t = 3$ d	$t = 7$ d	$t = 15$ d
15	-18	-38	-69	-100	-135
45	-47	-76	-104	-129	-164
75	-76	-105	-135	-163	-200
105	-108	-141	-172	-206	-229
135	-140	-172	-201	-240	-265

4.3.1. Método de Richards et al. (1956)

El método de flujo de drenaje, propuesto por Richards et al. (1956), fue después desarrollado por Nielsen et al. (1964), Rose et al. (1965) y van Bavel et al. (1968). Este método es actualmente conocido como método del “perfil instantáneo” (Watson, 1966) y es utilizado para determinar la conductividad hidráulica de los suelos bien drenados. En este método se asume que la tasa de disminución del agua almacenada en el perfil del suelo, $0 < z < L$, durante la redistribución en ausencia de evaporación y absorción de agua por las raíces de las plantas, es equivalente a la densidad de flujo de agua del suelo a la profundidad L . Por lo tanto este flujo según la ley de Darcy,

$$q_L = -K[\theta(L)] \times \left(\frac{\partial \psi_H}{\partial z} \right)_L \quad (59)$$

La variación de almacenamiento de agua está dada por

$$\frac{\partial S(L,t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial t} \int_0^L \theta(z,t) \times dz = \int_0^L \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} \times dz \quad (60)$$

Igualando (59) y (60) como es asumido por el método de Richards, se obtiene finalmente la expresión de la conductividad hidráulica:

$$K[\theta(L)] = \left[\int_0^L \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz \right] \times \left(\frac{\partial \psi_H}{\partial z} \right)^{-1} = \frac{\partial S(L,t)}{\partial t} \times \left(\frac{\partial \psi_H}{\partial z} \right)^{-1} \quad (61)$$

La integral incluida en ec.(61) es obtenida calculándose primero el agua almacenada $S(L, t)$ usando la ec. (57) para cada tiempo de medición. La derivada de $S(L, t)$ puede ser aproximada usando el método de la diferencia para un periodo dado de tiempo entre dos medidas. También se pueden utilizar los valores de $S(L, t)$ de la ec. (57) en una ecuación de regresión de la forma $\hat{S}(L,t) = a + b \ln t$, y subsecuentemente tomar la derivada del tiempo para obtener bt^{-1} , la densidad de flujo de agua del suelo a cualquier tiempo t . Para ese tiempo, el gradiente del potencial hidráulico del agua puede ser aproximado usándose el método de la diferencia para un intervalo dado de profundidad.

Ejemplo: Los datos de humedad del suelo de la Tabla XVII fueron convertidos en valores de agua almacenada en el suelo $S(L, t)$, usándose la ec. (57) para valores de $L = 30, 60, 90$ y 120 cm.

Prof. L (cm)	Agua almacenada en el suelo $S(L, t)$ (mm)				
	$t = 0$	$t = 1$ d	$t = 3$ d	$t = 7$ d	$t = 15$ d
30	150.2	139.4	129.8	124.1	119.1
60	291.8	266.8	248.0	234.8	220.2
90	435.2	402.1	377.6	359.3	340.9
120	580.8	540.2	511.2	488.9	466.1

Con estos datos de almacenamiento $S(L, t)$, los valores de sus derivadas con relación al tiempo t , son estimados por,

$$\frac{\partial S(L,t)}{\partial t} = \frac{S(L,t_{i+1}) - S(L,t_i)}{t_{i+1} - t_i} \quad (62)$$

o de la derivada de la ecuación de regresión $\hat{S}(L,t) = a + b \ln t$ para cada profundidad L . Los resultados de las variaciones de agua almacenada (mm d^{-1}) se atribuyen a los promedios del tiempo $t_{i+1} + t_i / 2$

Prof. L (cm)	Var. agua almacenada $\frac{\partial S(L,t)}{\partial t}$ (mm d^{-1})			
	$t = 0.5$ d	$T = 2$ d	$t = 5$ d	$t = 11$ d
30	-10.8	-4.8	-1.4	-0.6
60	-25.0	-9.4	-3.3	-1.8
90	-33.1	-12.3	-4.6	-2.3
120	-40.6	-14.5	-5.6	-2.9

Comparando las Tablas XVII y XVIII es importante notar que las profundidades de las lecturas de los tensiómetros fueron diferentes de aquellas donde se determinó el contenido de agua del suelo θ . Estas diferencias permiten estimar el gradiente del potencial hidráulico del agua en la profundidad donde θ fue medida.

Por ejemplo, para calcular el gradiente del potencial hidráulico en $L = 60$ cm utilizamos las lecturas de los tensiómetros localizados inmediatamente encima (45 cm) y debajo (75 cm) de esa profundidad.

De manera general, los gradientes hidráulicos son calculados de los valores anteriores de $\bar{\psi}_T$, de acuerdo a

$$\frac{\partial \bar{\psi}_H(L, t)}{\partial z} = \frac{\bar{\psi}_H[L_{j+1}, t] - \bar{\psi}_H[L_{j-1}, t]}{(L_{j+1} - L_{j-1})} \quad (63)$$

Como los valores de densidad de flujo de agua a la profundidad L , indicados en la tabla anterior, son valores promedios entre los tiempos t_i y t_{i+1} , es necesario calcular los valores promedio del potencial hidráulico del agua del suelo $\bar{\psi}_H$, de los valores de ψ_H dados en la Tabla XVIII para tiempos t_i y t_{i+1} .

$$\bar{\psi}_H \left[L, \frac{t_i + t_{i+1}}{2} \right] = \frac{\bar{\psi}_H[L, t_i] + \bar{\psi}_H[L, t_{i+1}]}{2} \quad (64)$$

Se obtiene así una nueva tabla:

Prof. L (cm)	Potencial hidráulico del agua $\bar{\psi}_H [L, (t_i + t_{i+1})/2]$ (cm)			
	$t=0.5d$	$t=2d$	$t=5d$	$t=11d$
15	-28.0	-53.5	-84.5	-117.5
45	-61.5	-90.0	-116.5	-146.5
75	-90.5	-120.0	-149.0	-181.5
105	-124.5	-156.5	-189.0	-217.5
135	-156.0	-186.5	-220.5	-252.5

A partir de esta tabla se calculan los gradientes de potencial hidráulico de acuerdo a la ec. (63) y se obtiene:

Prof. L (cm)	Gradientes de potencial $\frac{\partial \bar{\psi}_H(L, t)}{\partial z}$ (cm cm ⁻¹)			
	$t = 0.5 d$	$t = 2 d$	$t = 5 d$	$t = 11 d$
30	-1.117	-1.217	-1.067	-0.967
60	-0.967	-1.000	-1.083	-1.167
90	-1.133	-1.217	-1.333	-1.200
120	-1.050	-1.000	-1.050	-1.167

Se puede entonces aplicar la ec. (61) y los valores de conductividad hidráulica $K(L, t)$ se obtienen dividiendo la densidad de flujo de agua del suelo por los respectivos gradientes hidráulicos en las mismas profundidades y tiempos. Esto resulta:

Prof. L (cm)	Conductividad hidráulica K (mm d ⁻¹)			
	$t = 0.5$ d	$t = 2$ d	$t = 5$ d	$t = 11$ d
30	9.67	3.95	1.34	0.64
60	25.86	9.40	3.05	1.56
90	29.18	10.08	3.42	1.92
120	38.63	14.52	5.31	2.44

Para construir las funciones de $K(\theta)$ es necesario conocer los valores de $\bar{\theta}$ correspondientes a los valores de K indicados arriba. Las medidas de θ han sido hechas a los tiempos $t = 1, 3, 7$ y 15 días (Tabla XVII) y nosotros necesitamos estimaciones a los tiempos $t = 0.5, 2, 5$ y 11 días. Estos son estimados por interpolación lineal, a partir de $\theta[L, (t_i + t_{i+1})/2]$ calculando las medias aritméticas de los valores de θ dados en la Tabla XVII. Así se obtiene:

Prof. L (cm)	Cont. de agua interpolados $\bar{\theta}(L, t)$ (cm ³ cm ⁻³)			
	$t = 0.5$ d	$t = 2$ d	$t = 5$ d	$t = 11$ d
30	0.484	0.449	0.423	0.406
60	0.432	0.390	0.361	0.327
90	0.464	0.446	0.431	0.419
120	0.475	0.458	0.446	0.434

Ahora se pueden tabular juntos los valores de K correspondientes a θ , para cada profundidad de suelo L :

$L = 30$		$L = 60$		$L = 90$		$L = 120$	
θ	K	θ	K	θ	K	θ	K
0.484	9.67	0.432	25.86	0.464	29.18	0.475	38.63
0.449	3.95	0.390	9.40	0.446	10.08	0.458	14.52
0.423	1.34	0.361	3.05	0.431	3.42	0.446	5.31
0.406	0.64	0.327	1.54	0.419	1.92	0.434	2.44

Para cada profundidad de suelo L , se realiza la regresión de $\ln K$ versus θ para averiguar si es apropiado asumir la relación funcional dada por la ecuación (58).

Prof. L (cm)	Ecuación de regresión $\ln K = a + b\theta$	R^2
30	$\ln K = -14.591 + 35.112 \theta$	0.985
60	$\ln K = -8.708 + 27.748 \theta$	0.987
90	$\ln K = -24.980 + 61.123 \theta$	0.996
120	$\ln K = -28.467 + 67.731 \theta$	0.995

Como los valores de R^2 son altos, se asume que la relación entre K y θ es exponencial, de la forma de la ecuación (58), con sus parámetros K_0 , γ y θ_0 determinados en las profundidades L .

Prof. L (cm)	K_0 (mm d ⁻¹)	γ	θ_0 (cm ³ cm ⁻³)
30	20.08	35.112	0.501
60	54.65	27.748	0.458
90	57.61	61.123	0.475
120	85.62	67.731	0.486

Debido al hecho que K es una función exponencial de θ , pequeños errores en θ pueden generar grandes errores en la estimación de K por este método.

4.3.2. Método de Libardi et al. (1980)

Como este método está basado en la hipótesis suplementaria de que el gradiente de potencial hidráulico del agua es la unidad, no hay necesidad de los datos de la Tabla XVIII obtenidos con tensiómetros y la ecuación (61) se simplifica. Los valores de K_0 y γ de la ec. (58) son obtenidos directamente de los gráficos de $(\theta - \theta_0)$ versus $\ln t$ para una profundidad L dada, de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\theta - \theta_0 = \frac{1}{\gamma} \ln t + \frac{1}{\gamma} \ln \left(\frac{\gamma K_0}{L} \right) \quad (65)$$

Es importante notar que, para la profundidad L , θ_0 es el valor del contenido de agua del suelo medido durante la infiltración de equilibrio (constante), y que K_0 y γ son parámetros seleccionados para describir el proceso de redistribución. Estos últimos pueden ser evaluados para cada profundidad.

Ejemplo: Para los valores medidos de θ_0 en el tiempo $t = 0$ dados en la Tabla XVII, se determinaron las ecuaciones de regresión lineal de los gráficos de $(\theta - \theta_0)$ versus $\ln t$ para la profundidad L .

Prof. L (cm)	Ecuación de regresión $(\theta - \theta_0) = a + b \ln t$	R^2
30	$(\theta - 0.501) = -0.0376 - 0.0250 \ln t$	0.989
60	$(\theta - 0.458) = -0.0485 - 0.0355 \ln t$	0.976
90	$(\theta - 0.475) = -0.0218 - 0.0147 \ln t$	0.996
120	$(\theta - 0.486) = -0.0207 - 0.0136 \ln t$	0.990

De acuerdo con la ecuación (65) la pendiente $b = \gamma^{-1}$ y la intercepción $a = \gamma^{-1} \ln (\gamma K_0 L^{-1})$. A partir de esto, según el método de Libardi et al. (1980) se obtienen los parámetros K_0 , γ y θ_0 para estimar la conductividad hidráulica (ec. 58).

Prof. L (cm)	K_0 (mm d ⁻¹)	γ	θ_0 (cm ³ cm ⁻³)
30	33.76	40.054	0.501
60	83.59	28.209	0.458
90	58.39	67.945	0.475
120	74.82	73.578	0.486

4.3.3. Método de Sisson et al. (1980)

De forma similar al método anterior, este método también está basado en la asunción de que el gradiente de potencial hidráulico del agua del suelo es la unidad, y por lo tanto no hay necesidad de los datos presentados en la Tabla XVIII, obtenidos con los tensiómetros. Los valores de K_0 y γ de la ec. (58) son obtenidos directamente de los gráficos de $\ln(zt^{-1})$ versus $(\theta - \theta_0)$, para una dada profundidad L , de acuerdo a la siguiente ecuación:

$$\ln(zt^{-1}) = \ln(\gamma K_0) + \gamma(\theta - \theta_0) \quad (66)$$

Ejemplo: Para valores medidos de θ_0 a $t = 0$, dados en la Tabla XVII, se necesitan las ecuaciones de regresión de los gráficos de $\ln(zt^{-1})$ versus $(\theta - \theta_0)$, para las profundidades L . Las dos tablas siguientes presentan los resultados de cálculos intermediarios necesarios para aplicar el método de Sisson.

t (d)	$L = 30$ cm		$L = 60$ cm		$L = 90$ cm		$L = 120$ cm	
	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$ ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
1	3,4012	-0,035	4,0943	-0,053	4,4998	-0,022	4,7875	-0,022
3	2,3026	-0,069	2,9957	-0,083	3,4012	-0,037	3,6889	-0,034
7	1,4553	-0,087	2,1484	-0,111	2,5539	-0,052	2,8416	-0,046
15	0,6931	-0,103	1,3863	-0,151	1,7918	-0,061	2,0794	-0,059

Los resultados de las regresiones son:

Prof. L (cm)	Ecuación de regresión $\ln(z \cdot t^{-1}) = a + b \cdot (\theta - \theta_0)$	R^2
30	$\ln(zt^{-1}) = 4.8747 + 39.6139 (\theta - 0.501)$	0.989
60	$\ln(zt^{-1}) = 5.3961 + 27.5370 (\theta - 0.458)$	0.976
90	$\ln(zt^{-1}) = 5.9706 + 67.6490 (\theta - 0.475)$	0.996
120	$\ln(zt^{-1}) = 6.2799 + 72.8095 (\theta - 0.486)$	0.990

De acuerdo con la ec. (66), el coeficiente lineal o intercepción $a = \ln(\gamma K_0)$ y la pendiente $b = \gamma$. A partir de estos datos se obtienen según el método de Sisson et al., 1980, los parámetros K_0 , γ y θ_0 determinados para las profundidades L (ec. (58)):

Prof. L (cm)	K_0 (mm d^{-1})	γ	θ_0 ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
30	33.05	39.614	0.501
60	80.09	27.537	0.458
90	57.91	67.649	0.475
120	73.31	72.810	0.486

Al final de esta sección 4.3 resulta interesante comparar las estimaciones de K_0 y γ obtenidos por los diferentes métodos. Por ejemplo para la profundidad de 90 cm se ha encontrado

Métodos	γ	K_0 (mm d ⁻¹)
Richards et al. (1956)	61.12	56.71
Libardi et al. (1980)	67.95	58.39
Sisson et al. (1980)	67.65	57.91

En resumen, en este ejemplo se observa que los métodos de Libardi et Sisson dan resultados muy similares debido a que están basados en las mismas hipótesis simplificadoras mientras que el método de Richards et al. (1956) proporciona valores diferentes. En este sentido se puede opinar que este último es mejor debido a la inclusión del gradiente hidráulico en los cálculos. Las mediciones tensiométricas son valores de calidad que deben ser preferidas en la estimación de los parámetros de la relación conductividad hidráulica / contenido de agua del suelo.

4.4. Balance hídrico

El balance hídrico es una contabilización de las entradas y salidas de agua de un dado agroecosistema, considerando un intervalo de tiempo Δt y una determinada capa de suelo de espesor L . La selección de las magnitudes tanto del intervalo de tiempo, Δt ($t_{\text{final}} - t_{\text{inicial}}$), como del espesor de la capa de suelo L (la profundidad del suelo z es medida positivamente hacia abajo), dependen de los objetivos de la investigación y del cultivo. Los valores de Δt más utilizados son de unos pocos días, una semana, un mes, o un año. Los valores de la profundidad L dependen del volumen del suelo explotado por las raíces, y, en general, se selecciona una capa de suelo que incluya el 95 a 100% del sistema radicular. Para una determinada área, el balance hídrico es expresado por la siguiente ecuación:

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L \quad (67)$$

Estos componentes del balance hídrico están representados en la Fig. 14, donde

P es la precipitación pluvial integrada para Δt (mm),

I es la irrigación integrada para Δt (mm),

ET es la evapotranspiración integrada para Δt (mm),

RO es la escorrentía superficial integrada para Δt (mm),

Q_L es el flujo de agua en el suelo a la profundidad L , integrada para Δt (mm), y

ΔS_L es la variación del almacenamiento de agua en el suelo durante el intervalo Δt (mm).

Todos estos valores están expresados en equivalentes de lámina de agua (mm). Sus signos en la ec. (67) han sido seleccionados para que sean normalmente cuantificados por un número positivo o cero. Este es siempre el caso de P , I y ET . Si RO es negativo indica un aporte de agua por escorrentía. Asimismo $Q_L < 0$ indica que el agua se mueve hacia arriba dentro del perfil mientras que $Q_L > 0$ indica una situación de drenaje. Así $\Delta S_L > 0$ indica un aumento del almacenamiento de agua en el perfil $[0, L]$ o sea un saldo positivo en el balance de agua mientras que $\Delta S_L < 0$, una disminución o un balance negativo.

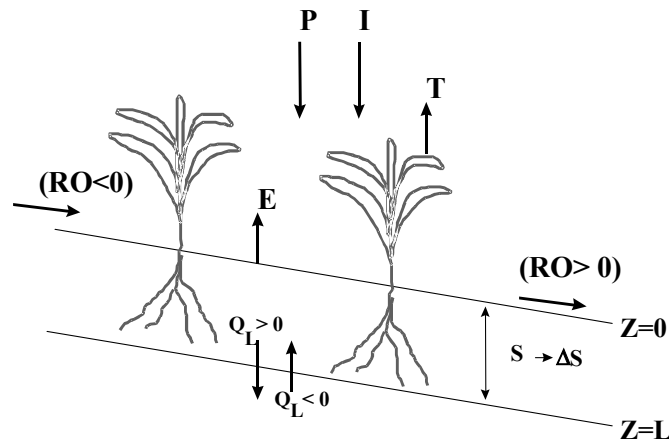


FIG. 14. Componentes del balance hídrico.

La sonda de neutrones es un instrumento adecuado para los estudios de balance hídrico porque permite evaluar con facilidad relativa el agua almacenada en el suelo, S_L , (sección 4.1) y de realizar el seguimiento de la variación del almacenamiento ΔS_L , para varias profundidades del perfil de suelo. Se trata de un método no destructivo, que permite mediciones repetidas en el mismo sitio. A continuación se presentan algunos ejemplos de utilización de la ecuación del balance hídrico (67).

Ejemplo 1: Asumiendo que el perfil del suelo contiene 280 mm de agua almacenada al tiempo t_i y recibe 10 y 30 mm de lluvia e irrigación, respectivamente durante el periodo Δt . El agua evapotranspirada fue 40 mm durante el mismo periodo. Si RO y Q_L son despreciables, cuál sería al final ($t_f = t_i + \Delta t$) el agua almacenada en el suelo?

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L = 10 + 30 - 40 - 0 - 0 = 0 \text{ mm.}$$

Por lo tanto, como $S_L(t_{final}) = S_L(t_{initial}) + \Delta S_L$, al final el agua almacenada $S_L(t_{final})$ sería 280 + 0, ó sea 280 mm, sin cambio.

Ejemplo 2: En otra situación, sin lluvia ni irrigación, cuál sería la variación del almacenamiento de agua en el suelo, si las pérdidas por evapotranspiración fueron de 35 mm y por drenaje, a la profundidad L , de 8 mm?

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L = 0 + 0 - 35 - 0 - 8 = -43 \text{ mm}$$

En esta situación, el agua almacenada disminuirá en 43 mm.

Ejemplo 3: Considerando un periodo nuboso, donde la evapotranspiración es despreciable, una parcela recibe 56 mm de lluvia, cuál sería la variación del almacenamiento de agua del suelo si se pierden 14 mm por escorrentía y 5 mm por drenaje en la base del perfil del suelo?

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L = 56 + 0 + 0 - 14 - 5 = +37 \text{ mm}$$

Por lo tanto, el agua almacenada en el perfil aumentaría en 37 mm.

Ejemplo 4: Asumiendo que un perfil de suelo no pierde agua por drenaje durante un periodo sin lluvias, cuál sería la cantidad de agua recibida por irrigación si la evapotranspiración sumó 42 mm y el agua almacenada disminuyó 12 mm?

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L = 0 + I - 42 - 0 - 0 = -12$$

$$I = -12 - 0 + 42 + 0 + 0 = +30 \text{ mm}$$

Por lo tanto, el cultivo fue irrigado con 30 mm de agua.

Ejemplo 5: Durante un periodo de 10 días en que llovió 15 mm, un agricultor irriga su cultivo de frejol con dos aplicaciones de 10 mm cada una. Si durante el mismo periodo, el agua drenada fue de 2 mm, y el agua almacenada en el perfil disminuyó 5 mm, cuál sería la tasa de evapotranspiración diaria del cultivo?

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L = 15 + 20 - ET - 0 - 2 = -5$$

$$ET = 15 + 20 - 0 - 2 + 5 = 38 \text{ mm}$$

En estas condiciones, como el agua evapotranspirada durante el periodo de 10 días fue de 38 mm, la tasa de ET sería de 3.8 mm d⁻¹.

4.4.1. Determinación de los componentes del balance hídrico

La determinación individual de los componentes del balance hídrico es una tarea laboriosa. La precipitación pluvial, P , medida en mm·d⁻¹ con varios tipos de medidores de lluvia, es usualmente integrada en un periodo Δt , en días, para obtener la cantidad total de precipitación en mm. Como la precipitación no es uniforme en una región, los pluviómetros deben ser instalados cercanos al área en la cual debe efectuarse el balance. Al respecto Reichardt et al. (1995) presentan un análisis de la variabilidad espacial y temporal de la distribución de las lluvias dentro de un área de 1,000 ha.

La medición de la cantidad de agua aplicada por irrigación, I , en un determinado punto en el campo es también un desafío para el investigador. Debido a la variabilidad de los aspersores, muchas muestras son necesarias para evaluar la distribución. En el caso de surcos u otras formas de irrigación por superficie, un simple estimado se obtiene dividiendo el volumen total de agua aplicada por el área irrigada, pero este procedimiento no tiene en cuenta la variabilidad espacial de la distribución.

Muchas veces, la evapotranspiración, ET , es dejada como incógnita en la ecuación del balance hídrico y es calculada a partir de los otros componentes, como en el ejemplo 5 antes presentado. La ET puede ser estimada también por ecuaciones teóricas y/o empíricas basadas en datos atmosféricos, usando los métodos de Thornwaite, Blaney-Criddle y Penman. También puede ser estimada empleándose lisímetros (FAO, 1992).

La escorrentía superficial, RO , es difícil de ser medida. En realidad, esta variable es comúnmente estimada a partir de mediciones tomadas en parcelas estandarizadas de diferentes

tipos de suelo y diferentes pendientes. La información de tales parcelas estandarizadas es luego extrapolada a los lugares o sitios donde se vienen realizando los estudios de balance hídrico. Por ejemplo, si en una parcela estándar de 2 m de ancho y 22 m de largo en la pendiente, cae una lluvia de 35 mm, y en la parte baja de la parcela se colectaron 216 L de agua, entonces el agua de escorrentía fue:

$$RO = \frac{216 \times 10^3 \text{ cm}^3}{2 \times 22 \times 10^4 \text{ cm}^2} = 0.491 \text{ cm o } 4.91 \text{ mm}$$

Así, para un balance hídrico sobre un mismo suelo o pendiente, se asume que la escorrentía es 14% de la lluvia caída ($4.91/35 \times 100$). Este simple cálculo ignora el hecho que el agua perdida por escorrentía de las partes más altas puede ingresar al suelo en las partes más bajas. El flujo de agua del suelo, Q_L , en la parte baja del perfil (drenaje), a la profundidad L , en un sitio dado dentro del campo es normalmente estimado para un intervalo de tiempo (t_i, t_{i+1}) por la siguiente función:

$$Q_L = \int_{t_i}^{t_{i+1}} q_L dt \quad (68)$$

donde q_L es el flujo de agua en la profundidad L , dada por la ecuación de Darcy (ec.59):

$$q_L = -K_L(\theta) \frac{\partial \psi_H(L)}{\partial z}$$

con z incrementando positivamente hacia abajo. La gradiente ($-\partial \psi_H / \partial z$) determina la dirección e intensidad del flujo de agua. Si el término es negativo el flujo es positivo o sea el agua se está moviendo hacia abajo de la profundidad $z = L$ (el agua sale del perfil o el suelo está drenando). Por el contrario un valor positivo indica que el flujo es negativo o sea el agua se está moviendo hacia arriba en la profundidad $z = L$ (el agua está entrando por la base del perfil o el suelo está en imbibición). Para calcular la tasa de flujo de agua se requiere conocer la conductividad hidráulica, $K(\theta)$, del suelo. Su determinación usando la sonda de neutrones fue discutida en la Sección 4.3.

Ejemplo: En un perfil de suelo de $z = 100$ cm, se asume que la conductividad hidráulica es descrita por la ecuación $K(\theta) = 5.68 \exp[85.6(\theta - 0.441)]$ mm d⁻¹. El contenido de agua del suelo, θ , medida con sonda de neutrones en $z = 100$ cm, fue 0.398 cm³ cm⁻³. Si el potencial matricial medido con tensiómetros a 90 y 110 cm fue -118 y -135 cm H₂O respectivamente, cuál será la dirección y magnitud del flujo de agua del suelo en el límite inferior del perfil?. Los cálculos pertinentes son los siguientes:

- Para $\theta = 0.398 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$, el valor de la conductividad hidráulica es 0.143 mm d⁻¹.
- Para $z = 90$, $\psi_H = \psi_m - z = -118 - 90 = -208$ cm
- Para $z = 100$, $\psi_H = \psi_m - z = -135 - 110 = -245$ cm
- $\frac{\partial \psi_H}{\partial z} \approx \frac{\psi_H(110) - \psi_H(90)}{110 - 90} = \frac{-245 - (-208)}{20} \approx -1.85$
- Por la ec. (59), $q_L = -0.143 (-1.85) \approx 0.265$ mm d⁻¹.

Dado que $q_L > 0$, el agua saldrá fuera del perfil (drenaje), a la tasa de $0.265 \text{ m}\cdot\text{d}^{-1}$. Si este valor persiste por 5 días, el drenaje sería $Q_L = 0.26 \times 5 \approx 1.3 \text{ mm}$.

Los cálculos de la variación de almacenamiento de agua ΔS_L han sido detallados en la sección 4.1. Informaciones adicionales sobre el balance hídrico se pueden encontrar en OIEA (1990), y en Bacchi et al. (1996) y Villagra et al. (1995) como ejemplos para las condiciones de Brasil.

4.5. Variabilidad espacial de los suelos

La sonda de neutrones resulta ser muy útil para evaluar la distribución y variabilidad del contenido de agua del suelo a nivel de parcela o de cuenca. Usando la teoría de variables regionalizadas el análisis de las variancias espaciales y temporales (sección 2.6.2) permite obtener a partir de un gran número de puntos de muestreo un mejor entendimiento de los procesos asociados con el transporte del agua. En dichos estudios se pueden utilizar diferentes esquemas de muestreo, tal como muestreos en transectos o en cuadrículado con puntos equidistantes o distanciados al azar.

La Figura 15 presenta el contenido de agua del suelo medido con la sonda de neutrones en tres fechas, a lo largo de un transecto de 25 tubos de acceso localizados a intervalos de 5 m. Las tendencias de variación a lo largo del transecto fueron similares para cada fecha de muestreo, demostrando que en cada fecha la sonda de neutrones muestreó los mismos puntos (Reichardt et al., 1993; Reichardt et al., 1997).

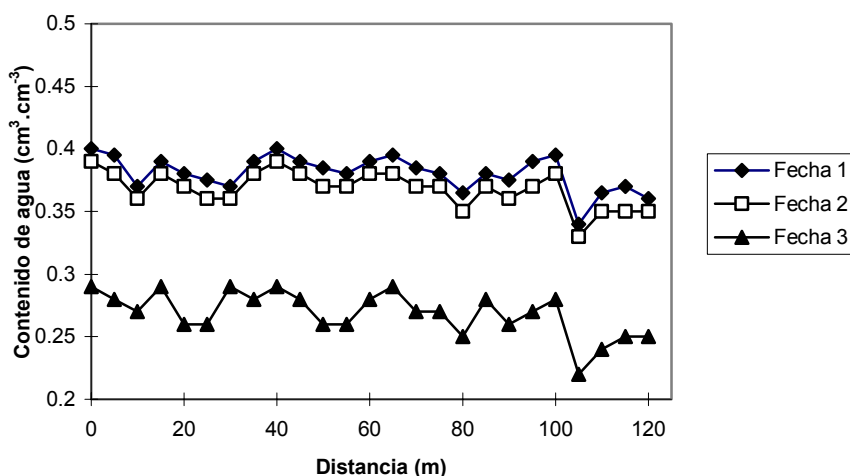


FIG. 15. Contenido de agua del suelo medido con sonda de neutrones, a lo largo de un transecto de 125 m, en tres fechas diferentes.

4.6. Extracción de agua por las raíces

Las medidas de las sondas de neutrones pueden ser usadas también para examinar el patrón de extracción de agua por las raíces de las plantas. Las Figs. 16 y 17 muestran los resultados de una investigación, cuyo objetivo era estudiar los mecanismos de extracción de agua en una plantación de caucho (Mendes et al., 1992). La Fig. 16 muestra la distribución espacial del contenido de agua del suelo, medida con sonda de neutrones, en un plano vertical debajo de dos árboles de caucho y la Fig. 17 presenta la correspondiente distribución espacial

del potencial hidráulico del agua del suelo, medida con tensiómetros, debajo de los mismos árboles. Combinando las medidas del contenido de agua y el potencial hidráulico del agua del suelo, fue posible cartografiar el estado hídrico del suelo bajo la forma de isolíneas de contenido de agua y de potencial total. Como es conocido, las líneas de flujo de agua son perpendiculares a las líneas de potencial hidráulico y la dirección del flujo está orientada en el sentido decreciente de los valores del potencial hidráulico. A pesar de que la cuantificación exacta de los flujos resulta muy difícil, este mapeo permite caracterizar espacialmente la extracción de agua por las raíces de los árboles y sus variaciones a lo largo del ciclo de la planta.

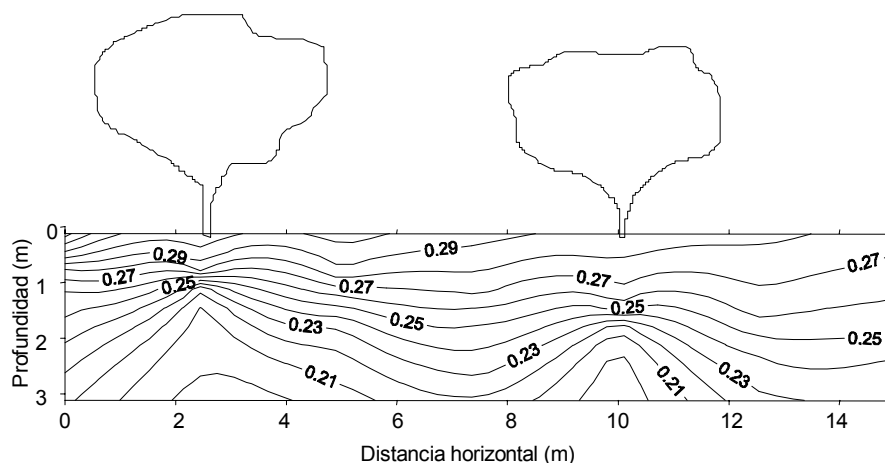


FIG. 16. Isolíneas del contenido de agua del suelo debajo de dos árboles de caucho.

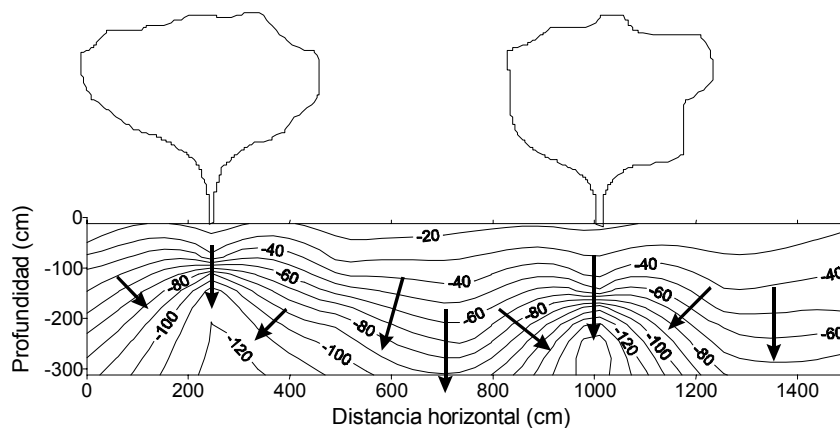


FIG. 17. Isolíneas del potencial total de agua y dirección de las líneas del flujo de agua en el suelo debajo de dos árboles de caucho.

4.7. Control del riego

Como los recursos hídricos son escasos, es importante controlar todos los aspectos de la irrigación. Es necesario no sólo economizar el agua de irrigación, sino también la garantizar su uso eficiente por los cultivos. Numerosas publicaciones especializadas tratan en detalle las técnicas de irrigación. Así por ejemplo se pueden consultar los Boletines Técnicos de la serie “FAO Irrigation and Drainage Papers” publicados por la FAO. En este manual dedicado las sondas de neutrones y gamma solamente se desarrollarán algunos aspectos elementales en

relación al uso de las sondas. Como se ha visto anteriormente, la sonda de neutrones es un excelente instrumento para medir el contenido de agua del suelo permitiendo estimar el agua almacenada en una profundidad dada (ver sección 4.1). La sonda de neutrones ha sido usada también para controlar el contenido de agua del suelo en experimentos diseñados para medir el impacto del déficit de irrigación en la producción de los cultivos (Calvache y Reichardt, 1996; Kirda et al., 1999). En la práctica de la irrigación siempre se hacen las mismas preguntas: **cuándo**, **cómo** y **cuánto** irrigar? A continuación se describen los principales aspectos que permiten abordar estas preguntas de manera racional y se dan ejemplos de aplicación.

4.7.1. Determinación de la lámina de irrigación

La lámina de irrigación, es definida como la cantidad de agua (mm) a ser aplicada a un suelo en función de la profundidad de enraizamiento de un cultivo. Se distinguen las láminas neta y bruta de riego.

La **lámina neta de riego** es la cantidad de agua aplicada a un suelo, realmente utilizable por un cultivo y por lo tanto susceptible de ser consumida por evapotranspiración. Esta no incluye pérdidas por drenaje y evaporación directa de suelo en caso de escasa cobertura vegetal. Los procedimientos comúnmente usados para calcular la lámina neta de riego son: 1) el procedimiento edáfico y 2) el procedimiento analítico basado en la evapotranspiración real del cultivo, calculada mediante el balance hídrico discutida en la sección 4.4.

El procedimiento edáfico asume que, después de la lluvia o irrigación, la cantidad máxima de agua queda retenida en el suelo contra la fuerza gravitacional, es definida como capacidad de campo, θ_{FC} . Varias otras condiciones no indicadas en esta definición son: 1) que el suelo es profundo y permeable, 2) no ocurre evaporación por la superficie del suelo, y 3) no existe tabla de agua o barreras de lenta permeabilidad a poca profundidad del perfil. En estas condiciones, algunos días después de la infiltración, se asume que la tasa de redistribución de agua dentro del perfil disminuirá lo suficiente hasta ser considerada nula, y que cualquier reducción adicional en el contenido de agua ocurrirá sólo a través de la absorción por las raíces de las plantas. Este será el límite “superior” de almacenamiento de agua usado en el cálculo de la lámina neta de riego.

Este procedimiento asume también que existe un límite “inferior” de almacenamiento de agua, debajo del cual las raíces de las plantas no pueden extraer más agua. Este límite inferior de humedad es llamado de punto de marchitez permanente, θ_{PWP} . Además de la presencia de agua retenida entre θ_{FC} y θ_{PWP} , se asume que el suelo debe estar entrelazado con una alta densidad de raíces, suficiente para extraer agua hasta el θ_{PWP} . Como el enraizamiento de las plantas anuales cambia con el tiempo, especialmente en los primeros meses de crecimiento, se deduce que la lámina de irrigación neta no es constante. Sin embargo, el procedimiento edáfico proporciona lineamientos útiles para determinar la lámina neta de irrigación.

El mejor estimado de θ_{FC} se obtiene directamente en el campo después de la irrigación, usando sonda de neutrones para estimar el contenido de agua después que cesa la redistribución de agua. Las estimativas también son realizadas usando muestras de suelo analizadas en laboratorio para determinar su contenido de agua cuando su potencial matricial está entre -30 y -10 kPa. Las estimativas de θ_{PWP} son obtenidas rutinariamente en el

laboratorio a partir de muestras de suelo inicialmente saturadas de agua y sujetas a un potencial matricial de -1500 kPa.

De esta forma, para un suelo en el campo, con un contenido de agua igual a θ_{PWP} , la **lámina neta de riego**, I_N , medida en mm, está basada en la siguiente ecuación:

$$I_N = (\theta_{FC} - \theta_{PWP}) \times L \quad (69)$$

donde

θ_{FC} : Contenido de agua correspondiente a la capacidad de campo.

θ_{PWP} : Contenido de agua correspondiente al punto de marchitez permanente.

L : La profundidad del perfil del suelo (mm) que debe ser humedecido.

Por otro lado, es aconsejable que la irrigación se realice antes que el suelo alcance θ_{PWP} , para evitar danos fisiológicos asociados con el estrés por falta de agua. En estos casos, la lámina neta de irrigación está basada en la siguiente ecuación:

$$I_N = (\theta_{FC} - \theta_{critico}) \times L \quad (70)$$

donde $\theta_{critico}$ es el más bajo contenido de agua del suelo ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$) que no cause desórdenes fisiológicos en el cultivo de interés, y es definida por.

$$\theta_{critico} = \theta_{FC} - f(\theta_{FC} - \theta_{PWP}) \quad (71)$$

donde f es el **criterio de irrigación** que define la fracción de agua realmente utilizable en buenas condiciones por un cultivo dado (Doorembos y Kassam, 1986).

Ejemplos

Un cultivo de frejol (con raíces hasta 50 cm de profundidad y $f = 40\%$) ha sido sembrado en un suelo cuyas principales características están dadas en la siguiente tabla.

1. Si el perfil de suelo tiene una profundidad de 80 cm y su contenido inicial del agua del suelo es θ_{PWP} , calcular la lámina neta de irrigación a ser aplicada para llevar al suelo a la capacidad de campo.

2. Cuál será la lámina neta de irrigación para este cultivo?

Capa	Profundidad (cm)	θ_{FC} ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)	θ_{PWP} ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$)
1	0–20	0.30	0.18
2	20–50	0.28	0.19
3	50–80	0.27	0.19

1. Como el suelo es estratificado, la lámina neta de riego es calculada separadamente para cada capa de suelo, de acuerdo con la ec. (69):

$$\text{Para la capa 1 (0, -20 cm), } I_N = (0.30 - 0.18) \times 200 = 24.0 \text{ mm}$$

$$\text{Para la capa 2 (-20, -50), } I_N = (0.28 - 0.19) \times 300 = 27.0 \text{ mm}$$

$$\text{Para la capa 3 (-50, -80), } I_N = (0.27 - 0.19) \times 300 = 24.0 \text{ mm}$$

Por lo tanto, la cantidad de irrigación total para llevar el perfil de 80 cm a capacidad de campo sería $24 + 27 + 24 = 75$ mm.

2. Los valores de $\theta_{critico}$ son calculados de acuerdo con la ec. (71), para cada capa de suelo, hasta donde llegaron las raíces:

$$\text{Para la capa 1 (0, -20 cm), } \theta_{critico} = 0.30 - 0.4(0.30 - 0.18) = 0.252 \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)}$$

$$\text{Para la capa 2 (-20, -50), } \theta_{critico} = 0.28 - 0.4(0.28 - 0.19) = 0.244 \text{ (cm}^3 \text{ cm}^{-3}\text{)}$$

La lámina de neta de irrigación es calculada separadamente para cada capa de suelo de acuerdo con la ec. (70):

$$\text{Para la capa 1 (0, -20 cm), } I_N = (0.30 - 0.252) \times 200 = 9.6 \text{ mm}$$

$$\text{Para la capa 2 (-20, -50), } I_N = (0.28 - 0.244) \times 300 = 10.8 \text{ mm}$$

Por lo tanto, la lámina neta de irrigación total para la profundidad de enraizamiento de 0.5 m, es 20.4 mm.

La **lámina bruta de irrigación** está constituida por la cantidad de agua requerida por el cultivo (la lámina neta de irrigación) más el agua adicional necesaria para compensar las pérdidas asociadas con el método de irrigación utilizado. La lámina bruta de irrigación I_B está basada en la siguiente ecuación:

$$I_B = \frac{I_N}{EI} \tag{72}$$

donde EI es la eficiencia de aplicación de la irrigación (<1).

La eficiencia de un sistema de irrigación puede ser medida mediante la relación entre la lámina neta I_N obtenida de la aplicación de una lámina bruta I_B (ver sección 4.7.3).

La Tabla XIX proporciona un rango de valores típicos de eficiencias de aplicación de tres métodos de irrigación (Doorembos and Pruitt, 1992). La irrigación por surcos presenta mayores pérdidas de transporte de agua en las acequias, como también al final de los surcos donde generalmente llega un exceso de agua. El riego por goteo es más eficiente, pero necesita más energía.

TABLA XIX. EFICIENCIA DE APLICACIÓN DE MÉTODOS DE IRRIGACIÓN

Método de irrigación	Eficiencia
<i>Por surco</i>	0.6–0.7
<i>Por aspersión</i>	0.8–0.9
<i>Por goteo</i>	0.9–0.95

Los valores de la lámina bruta de irrigación, son dados no sólo en altura de lámina de agua (mm), sino también en términos de volumen o caudal de agua sobre el área de irrigación en el campo y en términos de tiempo de riego (periodo de irrigación), lo cual es definido como sigue:

$$Q \times t = A \times I_B \quad (73)$$

donde Q es el caudal de agua ($L s^{-1}$), A es el área irrigada (m^2), y t es el periodo de irrigación (s). Para cálculos rápidos, la regla es que 1 mm de agua de irrigación equivale a $1 L m^{-2}$.

Ejemplo: Si se toma de nuevo el ejemplo anterior y se asume una eficiencia de irrigación de 0.9, se tiene que la lámina bruta de irrigación es

$$\text{Para el primer riego } I_B = 75/0.9 = 83 \text{ mm}$$

$$\text{Para el segundo riego } I_B = 20.4/0.9 = 23 \text{ mm}$$

Ejemplo: Usando la ec. (73) calcular el periodo de irrigación necesario para aplicar una lámina bruta de irrigación de 16 mm, con un caudal de riego de $0.27 m^3 s^{-1}$ sobre un área de 5 ha.

$$t = A \times I_B / Q = (50,000 m^2) \times (16 L m^{-2}) / (270 L s^{-1}) = 2,963 \text{ s ó } 49.4 \text{ min}$$

4.7.2. Frecuencia de riego

Saber cuándo y cuán a menudo irrigar los cultivos son las principales preguntas que se hace un agricultor. La frecuencia de irrigación FI es generalmente determinada por dos métodos.

4.7.2.1. Método empírico

El método empírico para calcular la frecuencia de irrigación, FI , está basado en la evapotranspiración real, ET_a (o uso consuntivo de agua por el cultivo), y en la lámina neta de irrigación que puede almacenar el suelo hasta una profundidad determinada. Los valores de ET_a son generalmente estimados de métodos directos como el balance hídrico en el campo, o por métodos teórico/empíricos, como los de Penman o Blaney-Criddle. La frecuencia de irrigación es calculada de acuerdo con la siguiente ecuación:

$$FI = \frac{I_N}{ET_a} \quad (74)$$

donde ET_a es el promedio del uso consuntivo diario durante el periodo seleccionado (mm).

Ejemplo: Determinar la frecuencia de irrigación para el cultivo de frejol cuya tasa de uso consuntivo diario de agua durante la floración es de $4 mm d^{-1}$, y durante este periodo la lámina neta de irrigación aplicada es de 40 mm.

De acuerdo con la ec. (74),

$$FI = (40 mm)/(4 mm d^{-1}) = 10 d$$

Por lo tanto, la irrigación debe ser aplicada con intervalos de 10 días.

4.7.2.2. Método práctico

Este método se basa en mediciones diarias de campo. Este método, a diferencia del método empírico toma en cuenta la distribución natural de las lluvias en el campo, como también las variaciones asociadas con el suelo y condiciones de cultivo. Para estimar el agua almacenada en el suelo, dentro de la profundidad de enraizamiento, se realizan determinaciones diarias del contenido de agua del suelo con la sonda de neutrones a varias profundidades. Así mismo, tensiómetros y otros equipos de medición son frecuentemente usados para evaluar las condiciones locales dentro del campo.

Una vez aplicado el primer riego, las lecturas de la sonda de neutrones son colectadas diariamente para determinar el momento de la próxima irrigación, por ejemplo, cuando el contenido de agua del suelo alcanza un valor crítico, definido por la ec. (71), representando la cantidad mínima de agua en el perfil que el cultivo puede usar sin estrés o alteración de algún proceso fisiológico que podría afectar la producción del cultivo. Si la cantidad promedio de agua medida es cercana al contenido de la humedad crítica se decide de regar con las láminas de riego neta y bruta dadas por las ecuaciones (70) y (72) respectivamente (Doorembos y Kassam, 1986; Calvache y Reichardt, 1996).

4.7.3. Evaluación de sistemas de riego

Los parámetros usados para evaluar la buena operación de los sistemas de irrigación están basados en la uniformidad de aplicación del riego y en las cantidades de agua que se pierden por drenaje profundo, escorrentía superficial y evaporación. Los parámetros más usados para evaluar los sistemas de irrigación son: a) eficiencia de aplicación, EI , b) eficiencia de uso del agua de riego, $EUAI$, c) uniformidad de la distribución, UD , y d) eficiencia de almacenamiento del agua del suelo. La evaluación de todos estos parámetros pueden ser realizada mediante el uso de la sonda de neutrones.

4.7.3.1. Eficiencia de riego

La eficiencia de la irrigación, EI , es la relación entre la lámina neta de irrigación promedio y almacenada en la zona radicular como resultado del riego, y la lámina bruta de irrigación promedio o el agua total aplicada. Este parámetro es calculado por la siguiente ecuación:

$$EI = \frac{I_N}{I_B} \quad (75)$$

donde EI es < 1 y usualmente expresada como %.

Ejemplo: En un campo irrigado después de aplicar 100 mm de lámina bruta de riego, el suelo almacenó apenas 80 mm, calcular usando la ec. (75) la eficiencia de la irrigación.

$$EI = (80 \text{ mm}) / (100 \text{ mm}) = 0.8 \text{ o } 80\%.$$

4.7.3.2. Eficiencia de uso del agua de irrigación

La eficiencia de uso del agua de riego, $EUAI$, está dada por la relación entre la lámina de agua evapotranspirada durante todo el ciclo de crecimiento del cultivo y la lámina neta total de

irrigación aplicada en ese periodo. Por lo tanto, la eficiencia de uso del agua de irrigación es definida como:

$$EUAI = \frac{ET_a}{I_N} \quad (76)$$

donde $EUAI$ es < 1 y generalmente expresada como %.

Ejemplo: En un ciclo de producción de un cultivo de frejol se aplicaron 700 mm de lámina neta de irrigación, y la evapotranspiración alcanzó 500 mm. De acuerdo con la ecuación (76), la eficiencia de uso del agua de riego fue:

$$EUAI = (500 \text{ mm}) / (700 \text{ mm}) = 0.71 \text{ o } 71\%.$$

4.7.3.3. Uniformidad de distribución del agua de riego

Existen diferentes formas de expresar cuán uniforme es la distribución del agua de riego en el campo. Las relaciones más comunes para expresar este parámetro son: a) la uniformidad de distribución de agua durante el riego por surcos, b) el coeficiente de uniformidad de Christiansen, y c) la eficiencia de almacenamiento del agua de riego.

La uniformidad de distribución de agua durante el riego por surcos o por bordos, **UD** , es expresada por la relación entre el promedio de la lámina de agua de riego infiltrada y almacenada en la zona radicular de la cuarta parte más baja del campo, y el promedio general de la lámina de agua de irrigación aplicada en el campo entero.

$$UD = \frac{\text{promedio de la lámina de riego infiltrada en la cuarta parte más baja del campo}}{\text{promedio de la lámina de riego aplicada en toda el área}} \quad (77)$$

Por ejemplo, si el promedio de la lámina de agua infiltrada en la cuarta parte menos regada del surco fue de 30 mm, y el promedio del campo total fue de 40 mm, luego,

$$UD = (30 \text{ mm}) / (40 \text{ mm}) = 0.75 \text{ o } 75\%.$$

- **El coeficiente de uniformidad de Christiansen, CU** , expresa la variabilidad de la cantidad de agua almacenada por el suelo dentro del campo, como resultado de una irrigación. Se obtiene a partir de la desviación estándar y del promedio de \bar{S}_L de diferentes láminas de agua almacenadas S_{L_i} (ec. 55); calculadas en N puntos de la parcela a la profundidad L . Es definida por la ecuación,

$$CU = 1 - \left(N \times \bar{S}_L \right)^{-1} \sum_{i=1}^N |S_{L_i} - \bar{S}_L| \quad (78)$$

donde S_{L_i} es definida por la ec. (55) como el agua del suelo almacenada en el punto i en la profundidad L (mm), y \bar{S}_L el promedio de todos los puntos N evaluados.

Ejemplo: Si la suma de los valores absolutos de las desviaciones de diez mediciones del agua de riego almacenada es 5 mm, y el promedio del agua almacenada en el campo es 50 mm, el valor del CU , de acuerdo a la ec. (78), es $1 - (10 \times 50 \text{ mm})^{-1} (5 \text{ mm}) = 0.999$ o 99.9%.

- **La eficiencia relativa de almacenamiento del agua de riego, RA .** Este parámetro es definido por:

$$RA = \frac{\bar{S}_L}{\bar{\theta}_{FC} \times L} = \frac{\bar{S}_L}{(\bar{S}_L)_{\max}} \quad (79)$$

donde \bar{S}_L and $(\bar{S}_L)_{\max}$ son el promedio de la lámina de agua almacenada (mm), y el promedio máximo posible de lámina de agua de ser almacenada, respectivamente.

RA es un indicador de la eficacia de la irrigación, porque expresa la cantidad de agua de irrigación que ingresó dentro y fue efectivamente almacenada por el suelo, en relación a la cantidad máxima que se puede esperaa almacenar.

Ejemplo : Si en un campo irrigado el promedio de la lámina de agua almacenada fue 60 mm y el promedio máximo posible de almacenamiento es 70 mm, luego, de acuerdo con la ecuación (79),

$$RA = (60 \text{ mm})/(70 \text{ mm}) = 0.86 \text{ o } 86\%.$$

Debemos resaltar que todos estos índices de evaluación de los sistemas de riego descritos aquí son útiles para evaluar y mejorar un sistema de irrigación. En las definiciones (ecuaciones 75 a 79) se ha visto que hay que utilizar constantemente los almacenamientos de agua y/o contenidos de agua. La sonda de neutrones siendo un sistema no destructivo de medición de los perfiles hídricos en el suelo es muy adecuada para su determinación y seguimiento de manera rápida y confiable bajo condiciones de campo.

4.8. Control de la compactación de suelos cultivados

Los agricultores, investigadores agrícolas e ingenieros desde hace mucho tiempo han reconocido el efecto detrimental de la compactación de los suelos en la producción agrícola, especialmente en suelos de textura fina y con intenso uso de maquinaria pesada. La compactación del suelo incrementa los costos de producción debido a la necesidad de nuevas y más costosas prácticas de manejo, incluyendo el subsolado. La producción de caña de azúcar en Brasil proporciona un excelente ejemplo de degradación de los suelos y pérdidas de rendimiento del cultivo debido a la compactación. El uso de maquinarias grandes y pesadas como las cosechadoras mecánicas y numerosos camiones para el transporte de la cosecha han reemplazado los tradicionales no compactantes procedimientos de cosecha. El efecto dañino de la compactación del suelo es frecuentemente observado no sólo a través de la disminución de la productividad sino también disminuyendo el número de soqueras económicamente viables. Eventualmente, áreas severamente compactadas pueden ser descompactadas con rastra subsoladora tiradas por maquinarias o tractores pesados, de alto costo operacional.

Por mucho tiempo, uno de los mayores desafíos para los investigadores agrícolas, principalmente para los de física y mecánica del suelo e ingeniería agrícola, ha sido el de

encontrar técnicas eficientes que permitan evaluar a menudo el estado de compactación del suelo, a fin de controlar este problema en varios sistemas de cultivo. De todas ellas, las sondas de neutrones/gamma han demostrado ser de gran valor para las medidas simultáneas del contenido de agua del suelo y la densidad aparente tanto para investigación como para utilización de rutina en grandes explotaciones agrícolas.

Ensayos preliminares realizados con una sonda neutrones/gamma de superficie en un campo de caña de azúcar de Brasil (Fig. 18) han demostrado que este equipo es suficientemente sensible para evaluar los cambios de densidad aparente del suelo causado por las cosechadoras mecánicas y vehículos pesados de transporte (ver datos de Tabla XX).



FIG. 18. Evaluación de la compactación del suelo en un campo de caña de azúcar, usando una sonda de neutrones/gamma.

TABLA XX. EFECTO DE LA COSECHA Y EL TRANSPORTE MECANIZADO DE CAÑA DE AZÚCAR EN LA COMPACTACIÓN DEL SUELO

Capa de suelo (cm)	Densidad aparente del suelo (g cm^{-3})			
	Bosque primario	Campo de caña de azúcar		
		Antes cosecha	Después cosecha	Después transporte
0-2.5	0.943	1.247	1.384	1.481
0-5.0	0.995	1.355	1.441	1.528
0-7.5	1.070	1.436	1.450	1.558
0-10	1.130	1.463	1.496	1.552
0-12.5	1.132	1.477	1.503	1.560

En el cultivo de la caña de azúcar, una de las utilidades prácticas de la sonda de neutrones y gamma es la medición de la humedad del suelo y densidad aparente antes de las operaciones de cosecha con el objetivo de disminuir al máximo la compactación del suelo por las cosechadoras y camiones de transporte. Otra aplicación consiste en el seguimiento del estado de compactación del suelo a fin de determinar el mejor momento de realizar las

operaciones de subsolado. En la actualidad las grandes empresas agrícolas utilizan sondas de neutrones/gamma para la evaluación de rutina de la humedad y la densidad aparente del suelo antes de las operaciones de cosecha a fin de determinar el momento más oportuno cuando los campos deben ser cosechados con mínima compactación del suelo por vehículos pesados. Las sondas de neutrones/gamma también son empleadas para identificar el momento cuando zonas específicas de un campo requieren operaciones de subsolado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARSLAN, A., et al., The performance and radiation exposure of some neutron probes in measuring the water content of the topsoil layer, *Aust. J. Soil Res.* **35** (1997) 1397–1407.
- BACCHI, O.O.S., et al., Balanço hídrico em cultura de aveia forrageira de inverno na região de São Carlos, S.P., *Sci. Agric.* **53** (1996) 172–178.
- CALVACHE, A.M., REICHARDT, K., Efeito de épocas de deficiência hídrica na eficiência do uso de nitrogênio na cultura de feijão cv. Imbabello, *Sci. Agric.* **53** (1996) 343–353.
- CARNAHAN, B., et al., *Applied Numerical Methods*, John Wiley, Nueva York (1969) 604 pp.
- CARNEIRO, C., DE JONG, E., In situ determination of the slope of the calibration curve of a neutron probe using a volumetric technique, *Soil Sci.* **250** (1985) 250–254.
- COUCHAT, P.H., et al., “The measurement of thermal neutron constants of the soil: application to the calibration of neutron moisture and the pedological study of the soil”, *Nuclear Cross Sections Technology* (SCHRACH, R.A., BOWMAN, C.D., Eds.), NBS SP 425, Washington, DC (1975).
- DOOREMBOS, J., KASSAM, A.H., *Yield Response to Water*, FAO Irrigation and Drainage Paper 33, FAO, Roma (1986) 193 pp.
- DOOREMBOS, J., PRUITT, W.O., *Crop Water Requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper 24, FAO, Roma (1992) 144 pp.
- FALLEIROS, M.C., *Medida da Umidade do Solo Com Conda de Neutrons*, PhD Thesis, Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares, Universidade de São Paulo/CNEN (1994).
- GREACEN, E.L., *Soil Water Assessment by the Neutron Method*, CSIRO, Adelaide (1981) 140 pp.
- GREMINGER, P.J., et al., Spatial variability of field measured soil water characteristics, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49** (1985) 1075–1082.
- GRIMALDI, C., et al., The effect of the chemical composition of a ferralitic soil on neutron probe calibration. *Soil Tech.* **7** (1994) 233–247.
- GUZMÁN, J., *Nucleónica Básica, Segunda Edición*, Centro de Documentación e Información Nuclear del Instituto de Asuntos Nucleares, Bogotá (1989) 312 pp.
- HAVERKAMP, R., et al., Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurement: 1. Local standpoint, *Soil Sci.*, **137** (1984) 78–90.
- KIRDA, C., et al., (Eds.), *Crop Yield Response to Deficit Irrigation*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht (1999).
- KLUTE, A., *Methods of Soil Analysis, Part 1, Physical and Mineralogical Methods, Second Edition*, Soil Science Society of America, Madison (1986) 1188 pp.
- KUTILEK, M., NIELSEN, D.R., *Soil Hydrology*, Catena-Verlag, Cremlingen-Destedt (1994) 370 pp.
- LIBARDI, P.L., et al., Simplified field methods for estimating the unsaturated hydraulic conductivity, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44** (1980) 3–6.
- MENDES, M.E.G., et al., Relações hídricas em seringal no município de Piracicaba, *Sci. Agric.* **49** (1992) 103–109.
- NIELSEN, D.R., et al., Water movement through Panoche clay loam soil, *Hilgardia* **35** (1964) 491–506.
- OLGAARD, P.L., *Problems Connected with the Use of Subsurface Neutron Moisture Gauges and their Solution*, Riso-M980 20, Danish Atomic Energy Commission, Copenhagen (1969) 20 pp.
- ORESEGUN, M.O., “Radiation safety of soil neutron moisture probes”, *Comparison of Soil Water Measurement Using the Neutron Scattering, Time Domain Reflectometry and Capacitance Methods*, IAEA TECDOC 1137, OIEA, Viena (2000), 139–146.
- ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, *Neutron Moisture Gauges*, Colección de Informes Técnicos, No. 112, IAEA, Viena (1970).
- ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, *Tracer Manual on Crops and Soils*, Colección de Informes Técnicos, No. 171, IAEA, Viena (1976).

- ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, Field soil-water properties measured through radiation techniques, Colección de Informes Técnicos, N° 312, IAEA, Viena (1984).
- ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, Use of nuclear techniques in studies of soil-plant relationships, Colección de Cursos de Capacitación, N° 2, OIEA, Viena (1990).
- ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, ORGANIZACIÓN INTERNACIONAL DEL TRABAJO, Occupational Radiation Protection, Colección de Normas de Seguridad, No. RS-G-1.1. IAEA, Viena, 1999.
- ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS PARA LA AGRICULTURA Y LA ALIMENTACIÓN, Crop Water Requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper N° 24, FAO, Roma (1992).
- ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS PARA LA AGRICULTURA Y LA ALIMENTACIÓN, ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, ORGANIZACIÓN INTERNACIONAL DEL TRABAJO, AGENCIA PARA LA ENERGÍA NUCLEAR DE LA OECD, ORGANIZACIÓN PANAMERICANA DE LA SALUD, ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE LA SALUD, Normas básicas internacionales de seguridad para la protección contra la radiación ionizante y para la seguridad de las fuentes de radiación, Colección Seguridad, No. 115, IAEA, Viena (1996a).
- ORGANIZACIÓN DE LAS NACIONES UNIDAS PARA LA AGRICULTURA Y LA ALIMENTACIÓN, ORGANISMO INTERNACIONAL DE ENERGÍA ATÓMICA, ORGANIZACIÓN INTERNACIONAL DEL TRABAJO, AGENCIA PARA LA ENERGÍA NUCLEAR DE LA OECD, ORGANIZACIÓN PANAMERICANA DE LA SALUD, ORGANIZACIÓN MUNDIAL DE LA SALUD, Radiation Protection and the Safety of Radiation Sources, Colección Seguridad, No. 120, IAEA (1996b).
- REICHARDT, K., et al., Hydraulic variability in space and time in a dark red latosol of the tropics, *Geoderma* **60** (1993) 159–168.
- REICHARDT, K., et al., Variabilidade diária da chuva em uma escala local (1000 ha) em Piracicaba, S.P., e suas implicações na recarga da água do solo, *Sci. Agric.* **52** (1995) 43–49.
- REICHARDT, K., et al., Correção da calibração de sonda de nêutrons por meio de parâmetros de estabilidade temporal da distribuição de probabilidade do conteúdo de água no solo, *Sci. Agric.* **54** (1997) 17–21.
- RICHARDS, L.A., et al., Physical processes determining water loss from soil, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **20** (1956) 310–314.
- ROSE, C.W., et al., Determination of hydraulic conductivity as a function of depth and water content for soil in situ, *Aust. J. Soil Res.* **3** (1965) 1–9.
- SISSON, J.B., et al., Simple method for predicting drainage from field plots, *Soil Sci. Soc. Am. J.* **44** (1980) 1147–1152.
- VACHAUD, G., et al., Comparison of methods of calibration of a neutron probe by gravimetry or neutron capture model, *J. Hydrol.* **34** (1977) 343–356.
- VAN BAVEL, C.H.M., et al., Hydraulic properties of a clay loam soil and the field measurement of water uptake by roots: 1. Interpretation of water content and pressure profiles, *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* **32** (1968) 310–317.
- VAUCLIN, M., et al., Error analysis in estimating soil water content from neutron probe measurements: 2. Spatial standpoint, *Soil Sci.* **137** (1984) 141–148.
- VILLAGRA, M.M., et al., Tensiometry and spatial variability in Terra Roxa Estruturada, *R. Bras. Ci. Solo*, **12** (1988) 205–210.
- VILLAGRA, M.M., Difficulties of estimating evapotranspiration from the water balance equation, *Agr. Forest Meteorol.* **72** (1995) 317–325.
- WATSON, K.K., An instantaneous profile method for determining the hydraulic conductivity of unsaturated porous materials, *Water Resour. Res.* **2** (1966) 709–715.

LISTA DE PERSONAS QUE HAN CONTRIBUIDO A LA PREPARACIÓN DE ESTE MANUAL

Autores Principales

O.O. Bacchi, Universidad de Sao Paulo, CENA, Piracicaba, SP, Brasil
K. Reichardt, Universidad de Sao Paulo, CENA, Piracicaba, SP, Brasil
M. Calvache, Laboratorio de Suelos, Universidad Central del Ecuador, Quito, Ecuador

Revisores Científicos

D. Nielsen, Universidad de California, Davis, Estados Unidos de América
G. Vachaud, Universidad de Grenoble, LTHE/IMG, Francia

Editores Técnicos/Revisores de las Traducciones

– Versión Inglesa

A. Eaglesham, Manuscript Editing Service, Ithaca, Estados Unidos de América
P.M. Chalk, Organismo Internacional de Energía Atómica

– Versión Española

S. Urquiaga, EMBRAPA, CNPAB, Seropédica, RJ, Brasil
F. Zapata, Organismo Internacional de Energía Atómica

– Versión Francesa

J.-P. Laurent, J.L. Thony y M. Vauclin, Universidad de Grenoble, LTHE/IMG, Francia
P. Moutonnet, Organismo Internacional de Energía Atómica

Coordinador General

F. Zapata, Organismo Internacional de Energía Atómica