

**Les sondes à neutrons
et à rayons gamma:
leurs applications en agronomie**

Deuxième édition

Pour tout renseignement complémentaire s'adresser à la:
Section de la gestion des sols et de l'eau et de la nutrition des plantes
Agence internationale de l'énergie atomique
Wagramer Strasse 5
BP 100
A-1400 Vienne (Autriche)

LES SONDES À NEUTRONS ET À RAYONS GAMMA:
LEURS APPLICATIONS EN AGRONOMIE
AIEA, VIENNE, 2003
IAEA-TCS-16/F/02
ISSN 1018-5518

© AIEA, 2003

Imprimé par l'AIEA en Autriche
Février 2003

AVANT-PROPOS

L'eau est indispensable à la vie sur la planète. C'est souvent le principal facteur limitant de la production agricole et de l'élevage. L'eau est une ressource rare dans beaucoup d'environnements ruraux et urbains. Selon la FAO, la demande globale d'eau douce double tous les 21 ans. De plus, la qualité des réserves d'eau est menacée constamment par la pollution, qu'elle soit d'origine domestique, industrielle ou agricole.

La plupart des cultures utilisent la pluie comme ressource en eau. Actuellement 20% des terres arables du monde sont irriguées et assurent 35–40% de la totalité de la production agricole. Une mauvaise gestion de l'irrigation, en provoquant la salinisation des sols et la contamination des nappes phréatiques, est une menace sérieuse pour l'environnement. Il est donc essentiel que l'eau d'irrigation soit utilisée avec efficacité en effectuant un suivi continu du statut hydrique des sols dans la zone non-saturée. Pour cela, les sondes à neutrons, qui utilisent une technique nucléaire, sont utilisées dans le monde entier. La sonde à neutrons après son introduction depuis quelque 40 ans, peut être considérée actuellement comme une méthode de routine pour l'étude de l'eau dans le sol. Depuis lors, plusieurs développements ont eu lieu en particulier les composants électroniques qui ont amélioré significativement sa performance et élargi ses applications. Bien que la méthode de dispersion neutronique par collisions soit utilisée en routine dans un grand nombre de pays développés, son usage est encore limité dans les pays en développement pour plusieurs raisons. Les sondes à neutrons contiennent des sources radioactives qui peuvent présenter des risques pour la santé et l'environnement si la sonde est incorrectement utilisée, entreposée ou mise à la réforme. La législation et les règlements doivent être respectés scrupuleusement.

L'objectif stratégique du sous-programme "Gestion des sols et de l'eau et nutrition des plantes" de la Division mixte FAO/AIEA des techniques nucléaires dans l'alimentation et l'agriculture est de développer et encourager l'adoption des techniques nucléaires pour optimiser une gestion intégrée du sol, de l'eau et des nutriments au niveau des systèmes agricoles. Dans ce contexte, les sondes à neutrons, en combinaison avec des techniques isotopiques, sont utilisées pour déterminer la dynamique de l'eau et des nutriments dans le système sol-plante.

Le Centre d'études nucléaires en agriculture (CENA) de l'Université de Sao Paulo, Piracicaba (Brésil) est un institut établi avec l'aide de l'AIEA; il dispose d'un personnel compétent et expérimenté et d'installations pour l'utilisation des techniques nucléaires en agronomie et pour des recherches connexes sur l'environnement. Plusieurs stages de formation universitaire et post-universitaire intégrant l'utilisation de sondes à neutrons ont été organisés par le CENA. Le concept de "manuel de formation" date de l'Atelier régional sur l'usage de la sonde à neutrons pour le bilan d'eau et de nutriments, organisé en 1997 dans le cadre d'un projet régional de coopération technique de l'AIEA en Amérique Latine intitulé: "Nutrition des plantes, gestion de l'eau et des sols" (RLA/5/036-ARCAL XXII), pour lequel l'approche intégrée fut adoptée. La version originale du document (en espagnol) était un manuel complet couvrant à la fois les aspects théoriques et pratiques nécessaires à la bonne utilisation de cet équipement. La contribution de critiques scientifiques, éditeurs et traducteurs techniques des trois versions en anglais, français et espagnol ont grandement amélioré le contenu et la qualité du manuel. Leur support et dévouement sont hautement appréciés.

On espère que ce manuel sera très utile à de futures sessions de formation et servira de source de référence aux scientifiques du sol et des eaux dans le domaine de la gestion durable du déficit de ressources en eau, à la fois en agriculture pluviale et cultures irriguées.

NOTE ÉDITORIALE

L'emploi d'appellations particulières pour désigner des pays ou de territoires n'implique de la part de l'éditeur — l'AIEA — aucune prise de position quant au statut juridique de ces pays ou territoires ou de leurs autorités et institutions, ni quant au tracé de leurs frontières.

La mention du nom de sociétés ou de produits déterminés (que l'on indique ou non s'il est déposé) ne vaut pas approbation ou recommandation de la part de l'AIEA.

TABLE DES MATIÈRES

1. Introduction	1
1.1. Teneur en eau et densité apparente des sols	2
2. Sondes à neutrons de profondeur.....	4
2.1. Description de l'instrument et principe de fonctionnement	4
2.1.1. La sonde et son blindage	4
2.1.2. Système électronique de comptage.....	5
2.2. Protection contre les rayonnements et sûreté des sondes à neutrons et à rayons gamma	7
2.2.1. Exposition dans un cadre professionnel	7
2.2.2. Notions de base.....	8
2.2.3. Normes de protection contre les rayonnements et de sûreté des sources	10
2.2.4. Sûreté radiologique opérationnelle	11
2.2.5. Risques d'exposition	11
2.3. Les tubes d'accès et leur installation	13
2.4. Étalonnage	14
2.4.1. Étalonnage au laboratoire	17
2.4.2. Étalonnage sur le terrain	17
2.4.3. Étalonnage rapide sur le terrain	17
2.4.4. Modèles théoriques.....	18
2.4.5. Étalonnage pour les couches superficielles	19
2.5. Sphère d'influence.....	19
2.6. Analyse d'erreur sur la détermination de la teneur en eau et du stock	21
2.6.1. Erreurs d'étalonnage et instrumentales.....	22
2.6.2. Erreur locale	29
2.6.3. Erreurs sur la détermination du stock d'eau	32
3. Sonde à neutrons/gamma pour des mesures simultanées d'humidité et de densité.....	39
3.1. Caractéristiques générales	39
3.2. Principe de mesure de la masse volumique	40
3.2.1. Rétro-diffusion	41
3.2.2. Atténuation	42
3.3. Étalonnage	42
4. Applications.....	45
4.1. Stock d'eau dans le sol	45
4.2. Courbes de rétention d'eau dans le profil	47
4.3. Conductivité hydraulique des sols	48
4.3.1. Méthode de Richards et al. (1956).....	50
4.3.2. Méthode de Libardi et al. (1980).....	53
4.3.3. Méthode de Sisson et al. (1980)	54
4.4. Bilan hydrique	55
4.4.1. Estimation des composantes du bilan hydrique.....	57
4.5. Variabilité spatiale des sols	59
4.6. Extraction racinaire.....	59
4.7. Contrôle de l'irrigation	60
4.7.1. Estimation des lames d'irrigation.....	61
4.7.2. Fréquence d'irrigation	63

4.7.3. Évaluation des systèmes d'irrigation	64
4.8. Contrôle de la compaction des sols cultivés.....	66
Références bibliographiques	69
Personnes ayant contribué à la rédaction et à l'examen	71

1. INTRODUCTION

Les activités agricoles ne concernent qu'une mince pellicule de sol comparée aux dimensions de l'atmosphère ou de la géosphère. Malgré sa faible épaisseur, le sol est indispensable à la vie car il est le substrat où poussent les plantes servant de nourriture à l'homme et aux animaux. Sans le sol, notre planète serait tout sauf verte et la vie réduite aux océans!

Les sols constituent un important réservoir d'eau douce. Ils transforment les précipitations, par essence discontinues dans l'espace et dans le temps, en des flux continus tels les débits des rivières et des fleuves. Ils permettent également d'alimenter en eau de façon continue les racines des plantes. Leur capacité de rétention des eaux de pluie est approximativement égale au tiers de celle de l'ensemble des lacs (réservoirs artificiels compris) et elle est dépassée celle de l'ensemble des lits de toutes les rivières. Enfin, la somme des quantités d'eau souterraines contenues dans les sols et les nappes phréatiques est de deux ordres de grandeur supérieure à la totalité des eaux de surface.

In fine, toutes les études portant sur l'hydrologie des sols ont pour objectif une meilleure compréhension et une description plus complète des processus. Les processus élémentaires d'infiltration, de redistribution, de drainage, d'évaporation et d'évapotranspiration sont tout d'abord analysés en tant que tels puis combinés pour rendre compte d'une séquence particulière d'événements pluvieux ou d'une saison. Le transport des solutés est aussi considéré comme une partie intégrante de ces processus. Une compréhension physique complète de ces processus exige plusieurs niveaux d'investigation et d'approximation. Un de ces niveaux concerne la caractérisation et la quantification des processus rencontrés sur le terrain à une échelle dite "ponctuelle" (Kutilek et Nielsen, 1994). De telles études requièrent une caractérisation détaillée des trois composants principaux du sol considéré comme un système poreux: les phases solide, liquide et gazeuse.

La phase solide est constituée de particules dont la composition, la taille et l'arrangement varient considérablement d'un sol à l'autre. Pour ce qui est de la composition, les particules sont divisées en deux groupes: les éléments organiques et minéraux. La matière organique peut être fraîche, partiellement décomposée ou totalement décomposée: humus. La composition de la partie minérale dépend de celle de la roche mère à partir de laquelle le sol s'est formé. Les composés majeurs sont SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , CaO , MgO , K_2O , P_2O_5 . Beaucoup de ceux-ci fournissent des éléments essentiels à la croissance et au développement des plantes et la plupart des 92 éléments naturels peuvent être rencontrés dans un sol.

La dimension des particules est évaluée par des analyses mécaniques du sol. Trois principales fractions sont identifiées: sable (de 0,05 mm à 2 mm), limon (de 0,002 à 0,05 mm) et argile (<0,002 mm). La texture du sol (par exemple limono-argileux, argilo-sableux...), définie par la proportion relative de chacune de ces fractions, est utilisée dans les classifications pédologiques. L'arrangement des particules définit la structure du sol, tandis que le compactage de la phase solide définit l'espace vide ou poral, occupé aussi bien par l'eau que par l'air. L'un des principaux attributs d'un sol est sa densité apparente qui correspond à la masse de matière solide contenue par unité de volume de sol. La densité apparente, inversement proportionnelle à la porosité du sol, est élevée lorsque ce dernier est compacté et peu aéré.

La phase liquide est une solution aqueuse diluée qui contient une grande variété d'ions, de sels et de molécules, dont des composés organiques. Elle représente un réservoir d'éléments nutritifs essentiels pour la croissance et le développement des plantes dont la

composition est continuellement renouvelée sous l'effet des interactions physico-chimiques entre les particules du sol, l'eau et les gaz. La phase liquide est quantifiée par la teneur en eau qui correspond à la masse, ou au volume, d'eau par unité de masse de sol sec, ou par unité de volume de sol, respectivement. Sur un profil vertical de sol, la teneur en eau intégrée en fonction de la profondeur représente le stock d'eau dans la couche correspondante

Les stocks d'eau dans les sols varient largement d'une situation à l'autre. Le sol assimilé à un réservoir se remplit par les précipitations, l'irrigation ou la fonte des neiges et se vide par évaporation, transpiration ou percolation vers les couches plus profondes. En agronomie, l'eau disponible est définie comme étant la quantité qui peut être utilisée par les plantes, ce qui est d'extrême importance pour la production agricole. En cas de faible disponibilité en eau, l'irrigation peut compléter les besoins des plantes et, en cas d'excès, des systèmes de drainage peuvent éliminer les surplus.

Les organismes vivants dans le sol – dont les racines des plantes – ont besoin d'une alimentation en oxygène. L'aération du sol dépend de son espace poral et de la proportion occupée par l'eau. Le cas "idéal" serait un sol avec 50% de son volume occupé par la phase solide, 25% par la solution du sol et 25% par la phase gazeuse.

L'intention des auteurs n'étant pas ici de couvrir l'étude exhaustive des processus qui ont lieu dans les sols, ils renvoient le lecteur aux ouvrages détaillés et articles complémentaires disponibles sur le sujet. Ce document se restreint à la description de deux techniques nucléaires adaptées aux études parcellaires à l'échelle locale: la thermalisation neutronique et l'atténuation gammamétrique pour la mesure de la teneur en eau et de la masse volumique des sols.

1.1. Teneur en eau et densité apparente des sols

Bien que la teneur en eau se présente comme un concept simple en physique des sols, elle est difficile à évaluer sur le terrain. Les valeurs d'humidité des sols, obtenues par différentes méthodes, montrent fréquemment des écarts considérables par rapport à une valeur "vraie" qui, en réalité, n'est jamais connue. Le principal problème réside dans la procédure d'échantillonnage. L'humidité d'un échantillon prélevé au champ peut être déterminée avec un degré élevé de précision et d'exactitude, mais le problème est de savoir dans quelle mesure cet échantillon représente réellement le sol à la profondeur souhaitée, principalement à cause de la variabilité locale et de l'incertitude résultant de la procédure d'échantillonnage retenue.

L'humidité du sol peut être exprimée sur une base massique ou volumique. Dans ce document les symboles et définitions suivants seront utilisés:

- Teneur massique en eau w [(g H₂O)(g de sol sec)⁻¹]:

$$w = \frac{\text{masse d'eau}}{\text{masse de sol sec}} = \frac{m_{sh} - m_{ss}}{m_{ss}} \quad (1)$$

où m_{sh} est la masse du sol humide et m_{ss} la masse de sol sec, respectivement.

- Teneur en eau volumique θ [(cm³ H₂O)(cm³ de sol)⁻¹]:

$$\theta = \frac{\text{volume d'eau}}{\text{volume de sol}} = \frac{m_{sh} - m_{ss}}{\rho_e V} \quad (2)$$

où V est le volume de l'échantillon de sol et ρ_e la masse volumique de l'eau qui vaut normalement 1 g.cm^{-3} . On peut montrer que:

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

où d_a est la densité apparente du sol sec, définie par:

$$d_a = \frac{m_{ss}}{\rho_e V} = \frac{\rho_a}{\rho_e} \quad (4)$$

avec ρ_a : masse volumique apparente du sol [(g sol sec)(cm³ de sol)⁻¹].

Exemple: Dans un profil de sol, un échantillon de sol a été prélevé à 20 cm de profondeur avec un cylindre de 200 cm³ dont la masse est de 105,3 g. Après avoir éliminé le sol en excès et vérifié qu'il occupe bien tout le volume V du cylindre, le cylindre et le sol sont pesés, donnant une masse de 395,6 g. Ensuite le cylindre contenant le sol est mis à l'étuve à 105°C jusqu'à obtention d'une masse constante de 335,7 g. Dans ce cas, l'équation (1) donne:

$$w = \frac{395,6 - 335,7}{335,7 - 105,3} = 0,260 \text{ g.g}^{-1} \text{ ou } 26\% \text{ en masse}$$

l'équation (2):

$$\theta = \frac{395,6 - 335,7}{1 \times 200} = 0,300 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \text{ ou } 30\% \text{ en volume}$$

et l'équation (4):

$$d_a = \frac{335,7 - 105,3}{1 \times 200} = 1,152, \rho_a = 1,152 \text{ g.cm}^{-3}$$

et on peut vérifier que, selon l'équation (3), on a bien: $0,30 = 1,152 \times 0,26$.

Les différentes méthodes de détermination la teneur en eau et de la densité des sols diffèrent essentiellement par leurs modes de prélèvement des échantillons. Cependant, les équations (1) et (4) restent toujours valables et applicables dès lors que les informations sont disponibles. La difficulté majeure réside dans la détermination précise du volume V de l'échantillon. En effet, l'utilisation d'une tarière provoque la destruction de la structure du sol. Dans ce document, les méthodes classiques de détermination de l'humidité du sol ne seront pas discutées. On pourra trouver plus de détails sur ce sujet dans les ouvrages de base consacrés à la physique des sols, par exemple, *Methods of Soil Analysis* (Klute, 1986).

Un inconvénient des méthodes classiques est leur caractère destructif. À chaque prélèvement, le profil de sol est perturbé. Même avec une simple tarière, après plusieurs répétitions, une petite parcelle sera définitivement endommagée. Un autre problème est la variabilité du sol. Lors de chaque échantillonnage, même en prélevant l'échantillon à la "même" profondeur, chaque prise correspond à un nouveau point. Un troisième problème, quoique plus mineur, est le temps requis pour sécher les échantillons à l'étuve qui est au minimum de 24 heures.

Avec la sonde à neutrons, dont l'utilisation sera discutée en détail dans la suite, la structure du sol est faiblement perturbée et ceci n'intervient qu'en une seule occasion: lors de la mise en place du tube d'accès jusqu'à la profondeur désirée. Ensuite, les mesures peuvent être faites rapidement et de manière répétitive, quelle que soit la profondeur et à des intervalles de temps quelconques. Bien sûr, la sonde à neutrons présente aussi des désavantages qui seront également discutés.

2. SONDES À NEUTRONS DE PROFONDEUR

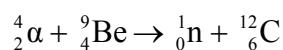
2.1. Description de l'instrument et principe de fonctionnement

La sonde à neutrons est constituée essentiellement de deux parties séparées ou non selon les modèles: (1) la sonde avec son blindage, d'une part, et (2) le système électronique de comptage, d'autre part.

2.1.1. La sonde et son blindage

La sonde se présente sous forme d'un cylindre métallique scellé de 3 à 5 cm de diamètre et de 20 à 30 cm de long. Celui-ci contient une source radioactive émettrice de neutrons rapides, un détecteur de neutrons lents et un pré-amplificateur. Le signal de sortie de ce dernier est transmis au système électronique de comptage par l'intermédiaire d'un câble de 5 à 20 m de longueur.

La géométrie de la sonde, le type et l'activité de la source de neutrons, les types de détecteur et d'amplificateur varient considérablement selon les constructeurs. Les sources de neutrons sont constituées d'un mélange intime d'un émetteur de particules alpha (^{241}Am , ^{226}Ra) et d'une fine poudre de béryllium. En bombardant les noyaux de béryllium, les particules alpha (α) (noyaux d'hélium) donnent lieu à la réaction nucléaire suivante:



Les neutrons ainsi produits ont des énergies pouvant atteindre 14 MeV ($1 \text{ eV} = 1,6 \times 10^{-19} \text{ J}$) avec une valeur moyenne d'environ 4,5 MeV (neutrons rapides).

L'activité de la source est en général donnée par celle de l'émetteur alpha et elle est exprimée en becquerels (Bq). La plupart des sources présentent une activité entre 370 et 1850 MBq (ou 10 à 50 mCi pour employer une ancienne unité: le "curie", Ci, voir définitions au paragraphe 2.2.2.2). Parce que les émetteurs α émettent généralement aussi des rayons gamma (γ) et des neutrons rapides, la protection contre les rayonnements et la sûreté des utilisateurs de sondes à neutrons revêt une grande importance. Le blindage, qui constitue l'emballage de la sonde, doit donc être conçu de telle façon qu'il garantisse la protection de l'opérateur. Les sondes actuellement commercialisées par les fabricants présentent un blindage élaboré de manière à garantir une exposition dans des limites admissibles quand la source se trouve à l'intérieur de celui-ci.

Quand la source est hors du blindage de protection, l'opérateur est exposé aux rayons gamma et aux neutrons rapides. Ceci doit être absolument évité. Les sondes sont construites de façon à permettre que la source quitte son blindage et pénètre directement et rapidement dans le tube d'accès implanté dans le profil de sol, évitant ainsi une exposition excessive aux rayonnements lors de cette opération.

La protection la plus efficace contre les rayons γ est assurée par un blindage en plomb, alors que, contre les neutrons, il faut utiliser des matériaux à forte teneur en hydrogène comme la paraffine ou le polyéthylène.

Pour effectuer des mesures, la sonde est descendue à la profondeur désirée à l'intérieur d'un tube d'accès en aluminium qui est "transparent" aux neutrons rapides. Une fois dans le sol, jusqu'à une distance de 30–50 cm de la source, les neutrons rapides émis par celle-ci sont

dispersés: ils subissent, par choc avec les atomes d'hydrogène de l'eau et avec certains composants du sol une série de chocs élastiques qui les amènent à un état énergétique voisin de celui des atomes du milieu ambiant (neutrons thermiques). Cette interaction, détaillée plus loin, est à la base du principe de la sonde à neutrons pour mesurer la teneur en eau. En effet, le détecteur de la sonde n'étant sensible qu'aux neutrons thermiques, on a ainsi un moyen de caractériser à partir du nombre de neutrons thermiques détectés la quantité d'atomes d'hydrogène, donc l'humidité du sol au voisinage de la sonde.

Divers détecteurs de neutrons thermiques sont disponibles, tels que ceux au trifluorure de bore-10, ceux à hélium-3 et ceux à scintillations, chacun présentant des avantages et des inconvénients. Les impulsions électroniques qui sortent du détecteur sont d'abord préamplifiées dans la sonde elle-même puis envoyées par le câble jusqu'au système de comptage externe.

2.1.2. Système électronique de comptage

Bien que les systèmes électroniques de comptage varient beaucoup d'une sonde à une autre, ils comprennent toujours: un amplificateur, une source de haute tension, un compteur d'impulsions, une horloge, un dispositif d'alimentation par batteries rechargeables et un microprocesseur. Etant donné que l'émission neutronique est un processus aléatoire (de type "loi de Poisson"), le temps de comptage a une grande influence sur la précision des résultats et la plupart des sondes offrent à l'utilisateur le choix entre plusieurs temps de comptage différents. Chaque impulsion détectée correspondant à un neutron lent atteignant le détecteur, le microprocesseur convertit finalement les comptages bruts en coups par minute (cpm) ou par seconde (cps).

Les sondes actuelles ont des microprocesseurs incorporant des équations d'étalonnage fournies par le constructeur – ou développées par l'utilisateur – pour différents sols et, ainsi, les résultats peuvent être exprimés directement en teneur en eau ($\%$, g.g^{-1} , $\text{cm}^3.\text{cm}^{-3}$...) pour chaque profondeur, ou en termes de lames d'eau stockée dans une couche donnée de sol $[(\text{mm H}_2\text{O})/(\text{10 cm})]$ ou dans tout le profil.

Chaque fabricant donnant des instructions de mise en œuvre spécifiques de ses matériels, celles-ci ne seront pas discutées ici. La figure 1 montre une représentation schématique d'une sonde à neutrons de profondeur mise en place dans un tube d'accès pour effectuer une mesure.

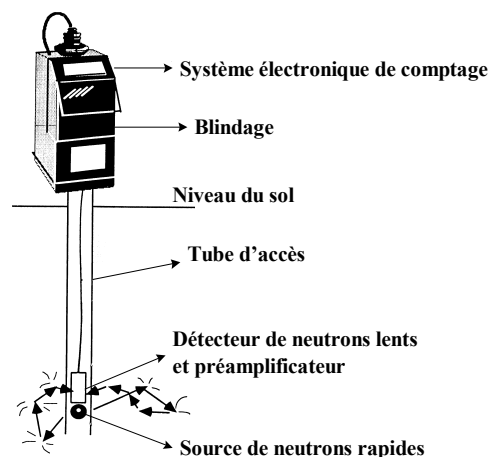
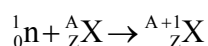


FIG. 1. Sonde à neutrons de profondeur.
(Source: Campbell Pacific Nuclear (CPN®), 503 DR Hydroprobe – Notice d'utilisation.)

Le principe de fonctionnement des sondes à neutrons est très simple. La source de neutrons émet des neutrons rapides qui interagissent avec les particules et l'eau autour de la sonde. Les neutrons ne possédant pas de charge, les champs électriques n'altèrent pas leurs mouvements. Trois types d'interactions peuvent se produire: absorption par les noyaux atomiques, dispersion par collisions, et désintégration.

L'absorption des neutrons par les noyaux dépend de leur énergie et du type de noyau cible. La "probabilité" d'un tel processus est mesurée par la section efficace d'absorption de l'élément considéré; pour la plupart des éléments présents dans le sol, elle est très faible. Si une telle réaction se produit, un neutron est absorbé par un noyau A_ZX selon l'équation:



où ${}^{A+1}_ZX$ est un nouveau noyau.

Dans certains cas, le nouveau noyau est instable et se désintègre en émettant des rayonnements. C'est le même principe que l'activation neutronique et cela ne se produit qu'avec quelques éléments présents en faible concentration dans le sol, par exemple: Ag, Au, In, Fe, Al, Mn. De plus, le flux de neutrons émis par la source étant de très faible intensité, la probabilité de capture d'un neutron est extrêmement faible. Dans beaucoup de cas, toutefois, ${}^{A+1}_ZX$ est stable (par exemple: ${}_0^1n + {}^{12}_6C \rightarrow {}^{13}_6C$; ${}_0^1n + {}^{14}_7N \rightarrow {}^{15}_7N$). Dans les cas où il est radioactif, sa vie moyenne est en général très courte, par exemple: ${}_0^1n + {}^{23}_{13}Al \rightarrow {}^{24}_{13}Al$ – vie moyenne de 2,3 minutes. Par conséquent, on peut affirmer qu'il n'y a virtuellement pas d'activation des matériaux du sol par la sonde à neutrons. De même, même si l'aluminium du tube d'accès devient légèrement radioactif pendant la mesure, il se désactive ensuite en seulement quelques minutes.

La dispersion des neutrons par des collisions (élastiques ou inélastiques) est un processus très important sur lequel est fondé le principe de fonctionnement de la sonde à neutrons. Dans ces collisions, les neutrons rapides (d'énergie élevée >2 MeV) perdent de l'énergie (modération) et deviennent lents ou "thermiques" (de basse énergie <0,025 eV). Si les collisions sont élastiques, plus le noyau cible est massif, plus faible est l'énergie perdue par le neutron (tableau I).

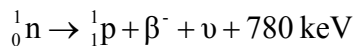
TABLEAU I. NOMBRE DE COLLISIONS NÉCESSAIRES POUR RÉDUIRE L'ÉNERGIE D'UN NEUTRON DE 2 MeV À 0,025 eV

Isotope cible	Nombre de collisions
1H	18
2H	25
4He	43
7Li	68
${}^{12}C$	115
${}^{16}O$	152
${}^{238}U$	2172

Sur ce tableau, on peut vérifier que 1H est l'isotope le plus efficace pour réduire l'énergie d'un neutron rapide. On dit que l'hydrogène est un bon "modérateur" (ralentisseur) de neutrons. À cause de son contenu en hydrogène, l'eau est aussi un bon modérateur de neutrons. Donc, plus un sol est humide, plus grande sera la quantité de neutrons lents présents

autour de la source de neutrons rapides. D'autres constituants du sol possèdent également de l'hydrogène dans leur composition, mais dans ce cas, ces constituants ne varient pas en concentration – à l'exception de la matière organique qui peut évoluer dans le temps – et ils sont implicitement pris en compte lors de l'étalonnage de l'appareil.

Les neutrons, quand ils sont libres, sont instables et ont une demi-vie de 13 minutes; un neutron qui n'est pas capturé se désintègre selon la réaction suivante:



où ${}^1_1\text{p}$ est un proton, β^- une particule bêta et ν est un neutrino.

Quand la sonde est descendue dans le tube d'accès, un "nuage" stable de neutrons lents se forme rapidement autour de la source. Il présente une forme sensiblement sphérique avec un diamètre (de l'ordre de 30 cm) d'autant plus grand que le sol est plus sec. Le nombre de neutrons lents par unité de volume, constant en chaque point du nuage, est proportionnel à la quantité d'eau dans le sol traversé par le tube. Du fait que le détecteur de neutrons lents se situe dans le volume de ce nuage, le comptage (cpm ou cps) est proportionnel à la teneur en eau (θ) pour ce même volume de sol. La correspondance entre teneur en eau et comptage résulte d'un étalonnage à partir d'échantillons de sol prélevés dans le volume occupé par le nuage de neutrons et pour lesquels sont effectuées des mesures de θ par la méthode gravimétrique. Plus de détails sur l'étalonnage seront donnés au paragraphe 2.4. Des informations supplémentaires sur la théorie de la mesure neutronique de la teneur en eau peuvent être trouvés dans AIEA (1970) et Greacen (1981).

2.2. Protection contre les rayonnements et sûreté des sondes à neutrons et à rayons gamma

2.2.1. Exposition dans un cadre professionnel

Une exposition aux rayonnements peut survenir dans l'exercice de nombreuses activités entraînant la manipulation de sources radioactives dans l'industrie, l'agriculture, la médecine et beaucoup de secteurs de recherche et de métiers impliquant la manipulation de matériaux comportant des concentrations enrichies en radionucléides naturels.

En 1996, l'Agence internationale de l'énergie atomique a publié deux références en matière de sûreté: *Radiation Protection and the Safety of Radiation Sources* (AIEA, collection Sécurité n° 120) et *Normes fondamentales internationales de protection contre les rayonnements ionisants et de sûreté des sources de rayonnements* (AIEA, collection Sécurité n° 115), en abrégé *Normes fondamentales internationales* ou **NFI**. Ces deux publications ont été coparrainées par l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO), l'AIEA, l'Organisation internationale du Travail (OIT), l'Agence de l'OCDE pour l'énergie nucléaire, l'Organisation panaméricaine de la santé et l'Organisation mondiale de la santé. Elles établissent les objectifs et présentent les principes de sûreté radiologique ainsi que les impératifs à respecter pour les mettre en œuvre et atteindre ainsi ces objectifs (FAO et al., 1996a; FAO et al., 1996b).

On peut trouver des indications sur la façon de respecter les exigences définies par les NFI dans les guides de sûreté de l'AIEA publiés conjointement par l'AIEA et l'OIT. Le guide de sûreté RS-G-1.1 donne des instructions générales sur la mise en place d'un programme de radioprotection dans un contexte professionnel (AIEA et OIT, 1999). Les normes de sûreté

définies par l'AIEA ne sont pas automatiquement adoptées par ses États Membres qui peuvent toutefois les intégrer, s'ils le désirent, dans leur législation nationale dans le respect de leurs propres activités dans le domaine. Néanmoins, les gouvernements ont la responsabilité de les faire respecter ce qu'ils assurent en général par la mise en place d'un système national de protection et de sûreté radiologiques. De telles infrastructures nationales comprennent: un ensemble de lois et de règlements; une autorité habilitée à délivrer des autorisations, à effectuer des inspections de ce type d'activités contrôlées et à faire respecter les textes; des ressources suffisantes et un personnel compétent suffisamment nombreux (AIEA et OIT, 1999).

Dans le paragraphe 2.2.2, on se contente de rappeler les notions de base liées à la protection et à la sûreté radiologiques. En complément, l'utilisateur devra toujours prendre en compte les spécificités des législations et règlements nationaux applicables.

2.2.2. Notions de base

2.2.2.1. Réactions nucléaires et radioactivité

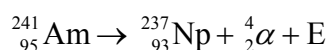
Le noyau des atomes est composé de particules positives – les protons – et de particules neutres – les neutrons – qui interagissent entre elles sous l'effet de différentes forces de nature électrique, gravitationnelle et nucléaire. L'équilibre de celles-ci dépend du nombre de protons (Z : numéro atomique) et de neutrons (N) présents dans le noyau. Z et N conditionnent également la stabilité ou l'instabilité nucléaire. La proportion entre le nombre de protons et de neutrons qui confère la stabilité au noyau n'est pas identique pour tous les atomes. Elle peut être reliée au nombre de masse A ($A = Z + N$) par la relation empirique suivante:

$$Z = \frac{A}{2 + 0,0146 \cdot A^{2/3}}$$

Ainsi, un atome donné peut être instable ou radioactif par excès de protons (Z largement supérieur à N) ou par excès de neutrons (N très supérieur à Z), présentant une tendance naturelle pour que l'équilibre s'établisse selon différentes transformations. Deux exemples en relation avec les sondes à neutrons et à rayons γ en sont donnés ci-dessous à titre d'illustration.

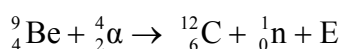
a) Mélange d'isotopes d'américium ${}^{241}_{95}\text{Am}$ et de béryllium ${}^9_4\text{Be}$ (source de neutrons):

L'isotope d'américium est instable par excès de protons ($Z/N = 95/146 = 0,65$) et une première transformation se produit, visant à rétablir l'équilibre par émission d'une particule α de 5,48 MeV et d'un rayonnement γ de 60 keV selon la réaction:



Comparé à l'américium de départ, l'isotope de neptunium (Np) formé présente un excès moindre de protons et un rapport Z/N plus faible de 0,64. Néanmoins, il reste instable et une série de transformations successives ont lieu jusqu'à ce qu'un équilibre soit finalement atteint.

L'autre composant du mélange, l'isotope de béryllium, contient, lui, un excès de neutrons ($Z/N = 0,8$) et il réagit avec la particule α issue de la réaction ci-dessus:



L'isotope de carbone formé ne présente plus d'excès de neutrons avec un rapport Z/N de 1.

b) Isotope de césium $^{137}_{55}\text{Cs}$, source de rayonnement γ :

L'isotope $^{137}_{55}\text{Cs}$, instable par excès de neutrons ($Z/N = 0,67$), se transforme comme suit:



Dans cette réaction un isotope stable du baryum (Ba) est produit, soit directement par l'émission d'une particule β^- de 1176 keV, soit par l'émission d'une particule β^- de 514 keV suivie de celle d'un photon γ de 661,6 keV.

Au travers des deux exemples ci-dessus, il est aisé de comprendre que, pour les sondes contenant à la fois une source de neutrons et une source de rayons gamma, quatre types de rayonnements sont émis: α , β , γ et neutrons.

2.2.2.2. Définitions et unités

Les deux grandeurs physiques principales liées à la radioactivité sont l'**activité** – taux de transformation nucléaire des radionucléides – et la **dose absorbée** par unité de masse de la substance soumise au rayonnement.

L'activité a la dimension de l'inverse d'un temps (s^{-1}). Elle représente le nombre de transformations-désintégrations par seconde et s'exprime légalement en **becquerels**: 1 becquerel = 1 désintégration/seconde. Auparavant, on utilisait comme unité d'activité le curie (Ci), basé sur l'activité d'un gramme de radium, équivalent à $3,7 \cdot 10^{10}$ Bq.

La dose absorbée est une énergie par unité de masse (J/kg). Elle s'exprime en **grays** (Gy). Elle constitue la quantité dosimétrique de base dans les NFI (c.f. paragraphe 2.2.1). Néanmoins, son usage à des fins de sûreté n'est pas totalement satisfaisant car tous les rayonnements ionisants n'ont pas le même effet destructeur sur les tissus humains. En conséquence, on est amené à multiplier les doses moyennes absorbées par les tissus et les organes par des facteurs de pondération w_r , qui, eux, prennent en compte le risque que présente un rayonnement donné pour la santé. La quantité qui en résulte est appelée **dose équivalente**. Cette dose équivalente est utilisée quand un tissu ou un organe est irradié individuellement. Par contre, il est clair que la probabilité qu'une dose donnée provoque aléatoirement des dommages diffère selon la nature de ces tissus ou organes. Pour traduire cela, on multiplie de nouveau la dose équivalente reçue par chaque organe ou tissu par un facteur supplémentaire qui traduit sa sensibilité particulière au rayonnement considéré. La somme de toutes les doses ainsi pondérées pour tous les tissus et organes exposés d'un individu définit la **dose effective** à laquelle il est soumis. L'unité de dose équivalente, et de dose effective, est a priori la même que pour la dose absorbée (joule par kilogramme) mais on les exprime en **sievert** (Sv) pour éviter toute confusion avec cette dernière (FAO et al., 1996a).

2.2.2.3. Effets biologiques des rayonnements

L'exposition à des rayonnements comprenant des doses élevées de neutrons peut provoquer divers effets comme des nausées, des rougeurs de la peau ou, dans les cas sévères, des syndromes plus aigus qui apparaissent cliniquement chez les individus exposés au bout d'un certain laps de temps suivant leur exposition. De tels effets sont désignés comme "déterministes" car ils se produisent systématiquement lorsque la dose reçue dépasse un

certain seuil. L'exposition aux rayonnements peut aussi induire d'autres effets somatiques comme des maladies qui surviennent après une période de latence et qu'une étude épidémiologique au sein de la population concernée permet de détecter. Ce type d'effets est considéré comme pouvant apparaître quelle que soit la dose sans effet de seuil. Enfin, des effets héréditaires imputables aux rayonnements ont été mis en évidence statistiquement chez certaines populations de mammifères et ils sont présumés se produire aussi chez l'homme. On qualifie tous ces effets épidémiologiquement détectables – maladies et conséquences héréditaires – de "stochastiques" à cause de leur caractère aléatoire.

Les effets déterministes résultent de divers processus biologiques – essentiellement la mort des cellules et une division cellulaire retardée – causés par l'exposition à des niveaux élevés de rayonnements. La gravité d'un effet déterministe particulier chez un individu exposé augmente avec la dose reçue au-delà du seuil d'apparition de l'effet considéré.

Des effets stochastiques peuvent apparaître si des cellules irradiées sont modifiées au lieu d'être tuées. Au terme de processus longs, ces cellules modifiées peuvent évoluer en cancer. Si les cellules endommagées par l'exposition aux rayonnements sont des cellules sexuelles dont la fonction est de transmettre un patrimoine génétique, différents effets héréditaires peuvent se développer chez les descendants de l'individu exposé. La probabilité d'apparition d'effets stochastiques est supposée proportionnelle à la dose reçue sans seuil. La probabilité croît si la dose reçue est plus importante mais la gravité des pathologies qui en résultent le cas échéant sera indépendante de cette dose (FAO et al., 1996a).

2.2.3. Normes de protection contre les rayonnements et de sûreté des sources

Les activités humaines qui ajoutent des rayonnements à l'exposition naturelle à laquelle les gens sont normalement soumis – ou qui augmentent la probabilité de l'exposition qu'ils encourent – sont regroupées sous le terme de "pratiques" dans les NFI. C'est notamment le cas de l'usage des sondes à neutrons et à rayons gamma. Inversement, toutes les interventions visant à réduire une exposition aux rayonnements existante – ou la probabilité d'apparition de celle-ci en dehors d'une pratique contrôlée – sont appelées "interventions" dans les NFI (FAO et al., 1996a).

Pour maintenir les doses inhérentes à des pratiques en dessous des limites légales et aussi faibles que raisonnablement possible ("principe ALARA"), il faut respecter une série d'exigences de base en matière de sûreté. Par commodité, on les regroupe en critères administratifs (autorisation, responsabilités des organismes d'enregistrement et des titulaires de licences), protection contre les rayonnements (justification des pratiques, limitation des doses, optimisation de la protection et de la sûreté, contraintes de doses), critères de gestion (culture de sûreté, assurance de la qualité, contrôles des facteurs humains), spécifications techniques (sûreté des sources, défense en profondeur, bonnes pratiques d'usinage) et contrôle de la sûreté (évaluation de la sûreté, suivi et vérification de la conformité, registres) (FAO et al., 1996a; AIEA et OIT, 1999; Oresgun, 2000).

Une autorité nationale de réglementation est responsable de tous les aspects de la protection et de la sûreté radiologiques dans un pays. D'une manière générale: elle évalue les demandes de permission de conduire des pratiques entraînant – ou pouvant entraîner – une exposition aux rayonnements; elle délivre des autorisations pour ces pratiques et la détention des sources correspondantes, soumises à certaines conditions; elle mène des inspections périodiques pour vérifier le respect de ces conditions; elle met à exécution toute action nécessaire pour assurer la conformité aux normes et règlements (FAO et al., 1996a; AIEA et OIT, 1999).

2.2.4. *Sûreté radiologique opérationnelle*

Pour atteindre un niveau opérationnel de sûreté radiologique, il faut être en conformité avec les critères de sûreté indiqués par les NFI de l'AIEA, d'une part, et, d'autre part, avec les spécifications de l'autorité nationale de réglementation du pays. Pratiquement, concernant l'utilisation des sondes à neutrons et à rayons gamma, cela signifie que les points suivants doivent être examinés: conception et fabrication de la sonde; formation; manuel d'utilisation; règles applicables localement; sûreté pendant le transport; suivi du personnel et dosimétrie; sûreté de l'entreposage et de la récupération; plans d'urgence; inventaire, responsabilité et maintien des registres. Concernant ce dernier point, les registres suivants doivent être tenus à jour: 1) inventaire des sources et responsables; 2) suivi des doses reçues par le personnel; 3) formations initiale et continue des travailleurs; 4) maintenance et réparation des matériels; 5) résultats des tests de fuite; 6) cahier de suivi de l'étalonnage des appareils de contrôle de débit de dose et résultats de mesure; 7) cahier de suivi des sites extérieurs; 8) documentation pour le transport; 9) rapports d'audit et d'examen du programme de sûreté; 10) rapport d'enquête suite à incidents ou accidents (FAO et al., 1996a; AIEA et OIT, 1999; Oresegun, 2000).

2.2.5. *Risques d'exposition*

Comme il a été dit précédemment (paragraphe 2.2.2.2), en matière de rayonnements il est nécessaire de considérer des facteurs de pondération de la dose absorbée qui varient selon la nature du rayonnement pour prendre en compte le risque correspondant pour la santé. On a regroupé dans le tableau II les valeurs de ces coefficients pour les rayonnements mis en jeu dans le cadre de l'utilisation des sondes à neutrons et à rayons gamma. Bien sûr, lorsque l'on manipule de telles sondes, il est clair que ce sont les neutrons et les γ qui présentent le risque le plus important car les particules α et β sont, elles, suffisamment atténuées par le blindage métallique des sources (FAO et al., 1996a).

Les neutrons n'ayant pas de charge électrique, leur capacité de pénétration est élevée. Ils peuvent traverser complètement le corps humain en perdant tout ou partie de leur énergie cinétique provoquant ainsi des lésions aux tissus et organes. La gravité de ces lésions dépend de l'énergie des neutrons et, pour traduire cela, on est amené à considérer des coefficients de pondération variant de 5 à 20 selon la gamme d'énergie mise en jeu: voir tableau II. Pour une même dose absorbée, cela signifie un risque de 5 à 20 fois supérieur par rapport aux γ qui, eux, ont un facteur de 1. Le blindage des sondes à neutrons est réalisé en matériaux synthétiques à forte teneur en hydrogène qui atténuent efficacement les neutrons maintenant ainsi les doses reçues par le manipulateur à des niveaux acceptables. Pour les sondes γ , le plomb est utilisé pour confiner le rayonnement ce qui ne va pas sans poser quelques problèmes pour la fabrication de matériels portables.

En fait, quand on considère l'utilisation des sondes à neutrons et γ en agronomie, le problème principal provient des rayonnements qui peuvent s'échapper du sol pendant les mesures. Ce problème est d'autant plus grave que le sol est plus sec car alors la sphère d'influence est plus grande: voir paragraphe 2.5 plus loin. Dans l'industrie, partout où l'on a respecté les "bonnes pratiques" mentionnées plus haut et utilisé des sondes bien conçues et correctement construites, les doses enregistrées sont restées bien en dessous des doses limites annuelles. En appliquant le principe ALARA – par exemple, placer des réflecteurs en Téflon à la surface du sol – des doses aussi faibles que 0,2 mSv/an (1% de la dose limite annuelle) ont pu être enregistrées que ce soit pour les sondes à neutrons ou γ (Guzmán, 1989).

TABLEAU II. FACTEURS DE PONDÉRATION BIOLOGIQUE
POUR CHACUN DES QUATRE RAYONNEMENTS

Particule	Masse	Charge	Facteur de pondération
α	4	+2	20
β	0,0006	-1	1
Neutrons	1	0	
<10 keV			5
10 à 100 keV			10
100 keV à 2 MeV			20
2 à 20 MeV			10
>20 MeV			5
γ	0	0	1

2.2.5.1. Doses limites professionnelles

Au sens des NFI une **dose limite** est définie comme "la valeur de dose effective ou de dose équivalente reçue par un individu dans le cadre de l'exercice de pratiques contrôlées qui ne doit pas être dépassée" (FAO et al., 1996a).

L'exposition à titre professionnel de n'importe quel travailleur doit être contrôlée de telle manière que les doses limites suivantes ne soient pas dépassées:

- a) une dose effective de 20 mSv par an en moyenne sur 5 années consécutives.
- b) une dose effective de 50 mSv sur une seule année.
- c) une dose équivalente au niveau du cristallin de l'œil de 150 mSv en une année.
- d) une dose équivalente sur les pieds, les mains ou la peau de 500 mSv en une année.

Pour les jeunes de 16 à 18 ans, les seuils ci-dessus sont réduits à:

- a) une dose effective de 6 mSv en une année.
- b) une dose équivalente au niveau du cristallin de l'œil de 50 mSv en une année.
- c) une dose équivalente sur les pieds, les mains ou la peau de 150 mSv en une année.

Enfin, pour le public, les doses moyennes estimées ont pour limites:

- a) une dose effective de 1 mSv en une année.
- b) dans certaines circonstances, une dose effective jusqu'à 5 mSv en une seule année à condition que la dose moyenne sur 5 années consécutives reste inférieure à 1 mSv.
- c) une dose équivalente au niveau du cristallin de l'œil de 15 mSv en une année.
- d) une dose équivalente sur les pieds, les mains ou la peau de 50 mSv en une année.

L'AIEA a le projet de publier un guide de sûreté consacré aux sondes nucléaires qui couvrirait à la fois les risques d'exposition normaux et potentiels.

Pour conclure ce paragraphe consacré à la sûreté, on peut non seulement dire que les sondes à neutrons et à rayons gamma ne présentent que des risques acceptables pour la santé mais, qu'en fait, ces risques restent négligeables. En conséquence, l'usage de ces sondes n'est – et ne doit – pas être classé comme une pratique à risque élevé pour la santé humaine.

2.3. Les tubes d'accès et leur installation

La taille et le type des tubes d'accès dépendent du diamètre de la sonde utilisée, du coût et de la disponibilité des matériaux sur le marché. Malheureusement, le diamètre des sondes n'a pas été standardisé au niveau international.

Le meilleur matériau pour les tubes est l'aluminium qui est transparent aux neutrons et résiste bien à la corrosion sauf dans des sols très acides. D'autres matériaux peuvent également être utilisés comme l'acier, le fer, le laiton, le polyéthylène ou d'autres plastiques. Chaque matériau présente un comportement différent vis à vis des neutrons. Une fois choisi un tube particulier (matériau, diamètres intérieur et extérieur), l'étalonnage et tout le travail expérimental doivent donc être réalisés avec celui-ci. L'acier et le laiton affectent légèrement la sensibilité de la sonde du fait de l'absorption des neutrons par ces métaux. Les taux de comptage sont plus élevés dans le polyéthylène et autres matières plastiques en raison de leur fortes teneurs en hydrogène.

Normalement, les constructeurs préconisent un diamètre intérieur et extérieur pour le tube en fonction du diamètre de leur sondes. Il faut veiller à utiliser des tubes dont les spécifications sont les plus proches de celles recommandées, principalement pour les diamètres. La sonde doit coulisser dans le tube au plus juste car un trop large espace d'air entre la source et les parois du tube réduit la sensibilité. Il est fortement recommandé d'effectuer un essai préalable avec une sonde factice (en bois ou en PVC) de même diamètre pour s'assurer qu'elle se déplace librement sans blocage.

La longueur des tubes dépend de la profondeur de travail souhaitée. Les tubes doivent descendre de 10 à 20 cm plus bas que la profondeur maximale à laquelle on désire faire des mesures puisque le centre actif de la sonde se situe généralement au milieu du détecteur. Il faut également prévoir de 20 à 40 cm de tube au dessus de la surface du sol pour éviter l'entrée accidentelle de sol ou de boue dans celui-ci et faciliter la mise en place de la partie blindée de la sonde sur le tube (cf. figure 1). L'extrémité supérieure du tube doit être fermée (par un bouchon en caoutchouc ou par une boîte en aluminium renversée) afin d'éviter l'entrée d'eau lorsqu'il n'est pas utilisé. Enfin, l'extrémité inférieure du tube doit aussi être bouchée hermétiquement pour empêcher une arrivée d'eau, par exemple liée à la présence d'une nappe.

Il y a plusieurs manières d'installer les tubes d'accès (Greacen, 1981) mais, d'une manière générale, cela implique de faire un trou jusqu'à la profondeur désirée. Le principal impératif est d'éviter la formation de poches d'air entre le sol et le tube. Ceci peut être réalisé en utilisant une tarière d'un diamètre légèrement plus petit que le diamètre externe du tube. Le tube est ensuite introduit dans l'avant-trou ainsi réalisé, souvent avec difficulté. De plus, si le tube est ouvert vers le bas, du sol peut pénétrer à l'intérieur lors de sa mise en place. Il faut ensuite le retirer en utilisant une deuxième tarière de diamètre cette fois inférieur au diamètre interne du tube. On peut aussi introduire directement en force le tube dans le sol sans forage préliminaire à la tarière. On procède alors par incréments successifs de 20 cm environ à l'issue desquels on retire soigneusement tout le sol qui a pénétré dans le tube comme dans la technique décrite précédemment. Enfin, une troisième technique consiste à introduire un tube guide de même diamètre que le tube d'accès jusqu'à la profondeur désirée et à le retirer ensuite pour faire place au tube définitif.

Dans certaines conditions (sols pierreux, gonflants, stratifiés...) l'installation de tubes d'accès peut s'avérer extrêmement pénible. Au cas par cas, le chercheur doit alors s'en remettre à son expérience et faire preuve d'imagination! Il faut avoir conscience que

l'installation d'un tube d'accès n'a lieu généralement qu'une seule fois par expérimentation et qu'elle doit donc être réalisée minutieusement, même si plusieurs heures d'efforts sont nécessaires pour cela. En effet, un tube d'accès mal installé compromettra irrémédiablement toutes les mesures qui y seront faites ultérieurement. Il faut aussi souligner qu'un avantage de la sonde à neutrons est de ne perturber le sol qu'au moment de la mise en place du tube d'accès. Ensuite les mesures peuvent être faites rapidement, toujours sur ce même endroit et sur de longues périodes de temps. Plus de détails sur l'installation des tubes d'accès sont disponibles dans (AIEA, 1976).

2.4. Étalonnage

Étalonner une sonde à neutrons consiste à établir, pour un système sonde-tube-sol donné, la relation entre l'humidité volumique du sol (θ) et la lecture de l'appareil (cpm). Pour établir cette relation, on prélève des échantillons de sol – pour lesquels on dispose de données de comptage – dans une large gamme de teneurs en eau déterminées par la méthode gravimétrique classique: voir la première partie de ce manuel. C'est un procédé relativement simple en apparence mais qui peut conduire à des difficultés selon le protocole expérimental retenu et les propriétés du profil de sol considéré.

En matière d'étalonnage d'une sonde à neutrons, l'échantillonnage est le principal problème. En effet, en théorie, le même volume de sol doit être exposé à la sonde et servir à la mesure gravimétrique. Dans la pratique, ceci est difficilement réalisable dans la mesure où le volume vu par la sonde n'est pas très bien défini (une sphère d'environ 30 cm de diamètre et variable avec l'humidité: cf. paragraphe 2.5) et qu'il est, en général, largement supérieur à celui des échantillons de sols prélevés. Pour atténuer ce problème, on peut prendre, pour chaque profondeur de mesure, plusieurs échantillons de sol autour du tube d'accès (à une distance de 15 cm environ du tube) qui serviront à déterminer une valeur moyenne de θ probablement plus représentative du volume exploré par la sonde. Malgré cela, on n'a jamais la certitude que les volumes échantillonnés par les deux approches (neutronique et gravimétrique) soient identiques. Cet aspect devient crucial en cas de milieux hétérogènes tels que les sols stratifiés ou caillouteux.

Obtenir in situ une large gamme de teneurs en eau constitue aussi un problème d'ordre pratique à part entière. Des états d'humidité contrastés peuvent être obtenus par humidification (irrigation, pluie) ou par dessiccation (évaporation, drainage) du profil de sol. mais cela suppose des interventions pénibles sur de longues périodes et en plusieurs points. À chaque mesure neutronique, doivent correspondre de nouveaux prélèvements de sols effectués à la tarière dans le voisinage immédiat du tube mais en dehors de la zone d'influence de la sonde. L'interprétation des mesures suppose donc l'homogénéité du sol dans son extension horizontale et une répartition uniforme de l'humidité, ce qui n'est pas toujours le cas d'où une incertitude supplémentaire.

Une fois obtenu le "meilleur" jeu de données [teneurs en eau, comptages neutroniques] possible, il reste à établir la relation d'étalonnage. Pour éliminer la dérive de l'électronique due aux effets de la température et d'autres problèmes pouvant affecter la sonde, on commence par transformer les comptages relevés en **comptages relatifs** CR définis par:

$$CR = \frac{\text{taux de comptage dans le sol}}{\text{taux de comptage dans le standard}} = \frac{N}{N_s} = \frac{C \times T^{-1}}{C_s \times T_s^{-1}} \quad (5)$$

où C est le comptage relevé dans le sol pour un temps de comptage T donné, C_S celui mesuré dans un milieu standard pendant un temps T_S , N et N_S les taux de comptage respectifs correspondants exprimés en cpm si T est en minutes.

Toutes les fois qu'une sonde est utilisée, on doit vérifier sa stabilité en effectuant des comptages dans un standard qui, la plupart du temps, est placé à l'intérieur même du blindage de la sonde. Pour travailler dans des conditions reproductibles, on pose alors la sonde sur le couvercle de sa valise de transport à l'emplacement prévu à cet effet. Mieux, on peut utiliser l'eau comme standard. Pour cela, il faut plonger un tube étanche à sa base au centre d'un récipient d'au moins 60 cm de diamètre et 1 m de haut plein d'eau. Le comptage C_S dans le standard doit rester constant pour un long intervalle de temps dans les limites statistiques d'une bande d'incertitude de largeur $\pm \sqrt{C_S}$ correspondant à la distribution de Poisson caractérisant l'émission neutronique. Chaque fabricant fournit les détails de cette procédure pour ses matériels. À titre d'exemple, le tableau III rassemble des données de terrain obtenues pour l'étalonnage d'une sonde à 20 cm de profondeur dans un sol. La figure 2 présente le graphique correspondant. La droite de corrélation $\theta = a + b \times CR$ qui y figure a été obtenue par une régression linéaire classique. Dans ce cas, le coefficient de corrélation R était de 0,966.

Comme on le verra par la suite, les variances de a et de b , et la covariance de a et b contribuent à l'erreur d'étalonnage. Celles-ci constituent l'une des principales sources d'incertitude sur l'estimation de θ par une sonde à neutrons. Elles doivent donc être minimisées autant que possible. D'une manière générale plus le coefficient de corrélation R est proche de 1, plus ces variances seront réduites. Ceci peut être obtenu en augmentant le nombre n de points d'étalonnage et en élargissant la gamme des valeurs de θ , en considérant des points très humides (proches de la saturation) et très secs.

L'ordonnée à l'origine a de la droite d'étalonnage varie avec le type de sol, d'une sonde à l'autre et en fonction du matériau du tube d'accès. Il n'y a pas de raison théorique particulière pour que cette valeur soit nulle ou, même, proche de zéro: elle correspond en fait à une extrapolation en dehors de la zone de mesure. Néanmoins, elle sera d'autant plus élevée que la teneur en hydrogène du sol sec est grande.

TABLEAU III. EXEMPLE DE DONNÉES POUR LA CONSTRUCTION D'UNE COURBE D'ÉTALONNAGE (SONDE À NEUTRONS Am/Be 1480 MBq (40 mCi), ALFISOL, PIRACICABA (BRÉSIL))

Point	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)	N (cpm)	CR
1	0,424	79650	0,507
2	0,413	75541	0,481
3	0,393	76169	0,485
4	0,387	71143	0,453
5	0,378	67846	0,432
6	0,375	69259	0,441
7	0,306	59208	0,377
8	0,287	57637	0,367
9	0,291	62035	0,395
10	0,283	58109	0,370

N_S : taux de comptage du standard (eau) = 157050 cpm.

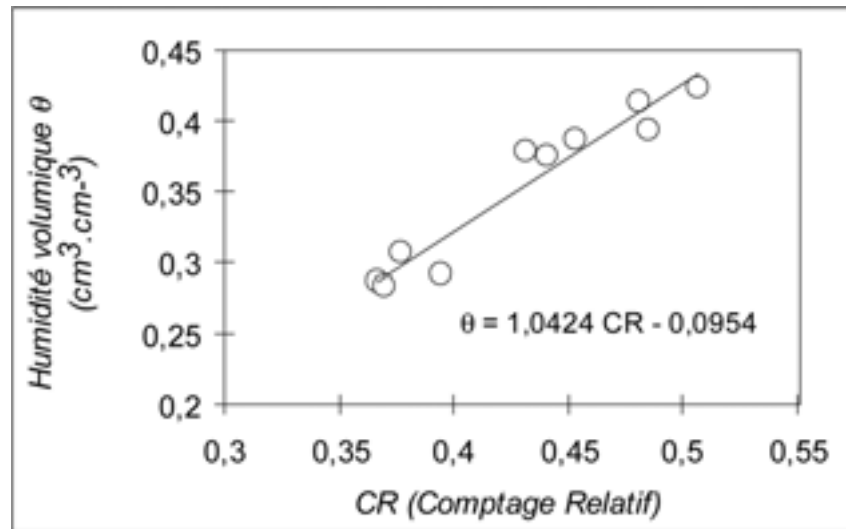


FIG 2. Courbe d'étalonnage obtenue à partir des données du tableau III.

La pente varie également en fonction du type de sonde et de sol. Dérivée de la courbe d'étalonnage (variation de teneur en eau $d\theta$ par unité de comptage relatif dCR), elle définit la **sensibilité** de la sonde. Plus cette valeur est petite, meilleure est la sensibilité. En d'autres termes, plus une sonde est sensible, plus un petit changement dans la teneur en eau entraînera une grande variation dans la variable mesurée: le taux de comptage.

Chaque type de sol fournit une courbe d'étalonnage spécifique pour chaque sonde à neutrons, du fait du processus d'interaction des neutrons avec les composants du sol, de la géométrie de la sonde, du type de détecteur, de l'électronique, etc. Les caractéristiques du sol – principalement la composition chimique et la densité apparente – affectent également l'étalonnage (Grimaldi et al., 1994). Ainsi pour un sol donné, des courbes d'étalonnage différentes seront obtenues en fonction de la densité apparente du sol, comme cela est schématisé dans la figure 3.

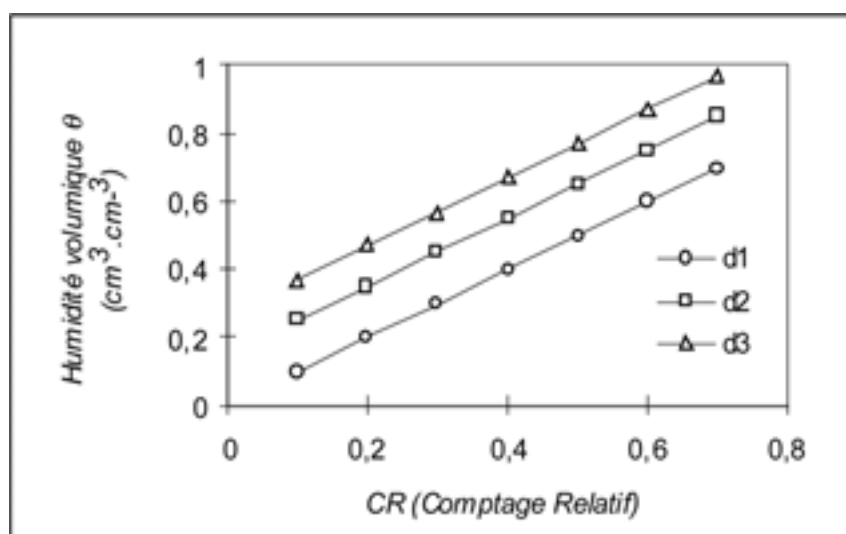


FIG 3. Courbes d'étalonnage selon la densité apparente du sol ($d1 > d2 > d3$).

En général, les courbes d'étalonnage d'un même sol, pour des densités différentes, ont tendance à être parallèles avec des pentes b similaires. Pour une même humidité, les sols les plus denses montrent une atténuation plus forte, et donc une valeur de CR plus élevée. Pour les sols stratifiés, avec des couches de différentes compositions, comme les sols alluviaux, les pentes peuvent être différentes d'une couche à l'autre.

Les sols pierreux posent des problèmes particuliers. Outre la difficulté d'installer des tubes d'accès, la définition même de θ devient problématique. Certains auteurs prennent en compte le volume total en incluant les cailloux. D'autres excluent le volume des cailloux du volume total considérant que c'est un volume mort non accessible à l'eau. Chaque cas doit être analysé spécifiquement avec pour objectif l'obtention de la meilleure courbe d'étalonnage possible. La nécessité d'obtenir différentes courbes d'étalonnage pour des sols légèrement différents ou pour de petites variations de densité apparente va dépendre des objectifs de chaque expérimentation. La précision nécessaire à la détermination de θ sera le critère le plus important pour la prise de décision.

2.4.1. Étalonnage au laboratoire

Un tel étalonnage implique la réalisation d'une série d'échantillons de sol maintenus dans des récipients à des valeurs connues de densité apparente et de teneur en eau. De grandes quantités de sol sont placées dans des fûts de 80 à 120 cm de diamètre et de 100 à 150 cm de hauteur. La mise en place du sol et l'humidification doivent être conduites avec soin afin d'obtenir un système homogène par rapport à la densité apparente et à la teneur en eau. Ceci n'est pas une opération facile. Le tube d'accès de la sonde est installé au centre du fût où seront faites les mesures.

De nombreux fabricants possèdent un jeu de fûts scellés qui sont utilisés lors de l'étalonnage de chaque nouvelle sonde. Ces données sont fournies à l'utilisateur et, en général, sont appelées "courbes d'étalonnage constructeur". Leur utilisation est quelque peu limitée puisqu'elles sont réalisées dans un type de sol spécifique. Néanmoins, elles peuvent utilement être comparées par l'utilisateur avec ses propres données. Couramment, lorsque l'on veut seulement déterminer des variations relatives d'humidité $\Delta\theta$ et non des valeurs absolues, on utilise l'étalonnage constructeur car les pentes des courbes d'étalonnage sont peu variables.

2.4.2. Étalonnage sur le terrain

Étalonner in situ suppose: 1) d'installer des tubes d'accès directement sur le terrain; 2) de relever des comptages dans différentes conditions d'humidité atteintes naturellement ou obtenues artificiellement; 3) de recueillir immédiatement après et aux mêmes cotes des échantillons aux alentours des tubes dont on déterminera la teneur en eau par la méthode gravimétrique. On répète ces mesures sur plusieurs tubes en même temps jusqu'à ce que l'on ait obtenu un jeu de données représentatif de tout le profil et couvrant une gamme de teneurs en eau suffisamment large. Dans des conditions normales de terrain, il est rare de trouver un sol avec des valeurs d'humidité très différentes au même moment. En arrosant, on peut obtenir facilement des points d'humidité élevée. Par contre, les points de faible humidité peuvent être plus difficiles à obtenir selon le climat de la région dans laquelle on se trouve et la saison. On peut, par exemple, attendre que le sol sèche en le couvrant avec des bâches pour empêcher l'entrée d'eau. Néanmoins, il faut avoir conscience qu'un profil hydrique en séchage est non-uniforme – surtout si il y a une stratification – et que cela peut entraîner des incertitudes sur l'étalonnage.

2.4.3. Étalonnage rapide sur le terrain

Une méthode plus rapide pour obtenir une courbe d'étalonnage sur le terrain a été développée par Carneiro et De Jong (1985). Elle consiste à mesurer avec la sonde à neutrons

les variations des comptages relatifs CR dans un profil de sol avant et après l'application sur la surface de celui-ci d'une lame d'eau connue. La pente b peut être alors calculée par:

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

où S_f est le stock d'eau final (voir l'équation 35 du paragraphe 2.6.3) jusqu'à la profondeur z de pénétration de l'eau dans le profil, S_i le stock initial, avant l'application d'eau, CR_f et CR_i les comptages relatifs finaux et initiaux correspondants, respectivement.

Étant donné que la variation de stock $S_f - S_i$ doit correspondre à la quantité d'eau appliquée sur le sol, le coefficient b est connu par l'équation (6) et on peut ensuite calculer l'ordonnée à l'origine a par:

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

où la valeur de θ est déterminée au laboratoire par gravimétrie sur un échantillon prélevé sur le terrain lorsque la valeur correspondante de CR a été mesurée.

Exemple d'application: Avant et après l'apport de 150 mm (15 cm) d'eau sur un profil de sol les comptages relatifs suivants ont été obtenus pour différentes profondeurs:

Profondeur (cm)	CR_i	$CR_i \times \Delta z$	CR_f	$CR_f \times \Delta z$
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
	$\sum_0^{120} CR_i \cdot \Delta z$	35,7	$\sum_0^{120} CR_f \cdot \Delta z$	54,9

$$\text{Soit, d'après (6): } b = \frac{S_f - S_i}{\left[\sum_0^{120} CR_f \times \Delta z - \sum_0^{120} CR_i \times \Delta z \right]} = \frac{15}{54,9 - 35,7} = 0,781$$

À un autre endroit, on a prélevé un échantillon de sol à 30 cm de profondeur sur lequel une teneur en eau $\theta = 0,434 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ a été déterminée gravimétriquement. Avec la sonde à neutrons, il a été mesuré à la même profondeur une valeur de comptage relatif $CR = 0,45$. D'après (7), on a donc:

$$a = \theta - b \times CR = 0,434 - 0,781 \times 0,45 = 0,0824$$

Et, finalement, la courbe d'étalonnage recherchée est donc: $\theta = 0,0824 + 0,781 \times CR$

2.4.4. Modèles théoriques

Ces modèles théoriques sont fondés sur la théorie de la diffusion des neutrons. L'un de ceux-ci (Couchat et al., 1975) repose sur la mesure des sections efficaces d'absorption et de diffusion des neutrons dans une pile de graphite. Une étude systématique de comparaison entre étalonnage gravimétrique et théorique est donnée par Vachaud et al. (1977).

2.4.5. *Étalonnage pour les couches superficielles*

L'établissement de courbes d'étalonnage pour les couches superficielles du sol constitue également une source supplémentaire de difficultés. Beaucoup d'auteurs conseillent de ne pas utiliser les sondes de profondeur pour effectuer des mesures proches de la surface. En effet, comme on le verra au chapitre 3, il existe effectivement des sondes spécifiques pour cet usage.

Néanmoins, il est possible d'obtenir des courbes d'étalonnage spécifiques prenant en compte la fuite de neutrons dans l'atmosphère (Greacen, 1981). D'autres auteurs conseillent l'utilisation de réflecteurs/absorbants (Arslan et al., 1997). Ce sont des blocs de paraffine ou de polyéthylène en forme de disque épais percé d'un orifice central. Ils sont placés sur le sol et le tube d'accès est introduit dans l'orifice central. L'étalonnage est alors fait avec le réflecteur qui intercepte les neutrons qui, autrement, s'échapperaient vers l'atmosphère. Bien que théoriquement satisfaisante car les conditions de mesure en surface se rapprochent des conditions en profondeur, d'un point de vue pratique, cette méthode n'est pas toujours évidente à mettre en œuvre sur le terrain. Enfin, certains pensent qu'il est possible d'obtenir directement un étalonnage spécifique de la couche de surface (0–15 cm), par corrélation entre les comptages obtenus avec la source à 10 cm de profondeur et la teneur en eau d'un échantillon 0–15 cm (Haverkamp et al., 1984).

2.5. **Sphère d'influence**

Le nuage de neutrons lents qui se forme immédiatement après l'introduction de la sonde à la profondeur voulue définit une sphère – appelée “sphère d'influence” – qui correspond au volume du sol vu par la sonde. Des travaux théoriques (AIEA, 1970) ont montré que son rayon dépend du contenu en atomes d'hydrogène (qui font partie des molécules d'eau) du milieu. Lorsque celui-ci est important, comme dans l'eau pure, le rayon est de l'ordre de 5 à 8 cm. Dans les sols secs, pour lesquels le contenu en eau est très faible, le rayon peut atteindre 20 cm ou plus. Le modèle théorique de Olgaard (1969) suggère que, pour des valeurs de $\theta = 0,1 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ (ce qui est extrêmement sec pour des conditions agronomiques), le rayon de la sphère d'influence reste néanmoins toujours inférieur à 45 cm.

Cela pose donc le problème de l'échantillonnage, tant lors de l'étalonnage que pendant les mesures de routine. Cela signifie aussi que pour chaque valeur d'humidité, la sonde échantillonne des volumes différents de sol. C'est un problème permanent auquel il faut faire attention, principalement pour les mesures effectuées à de faibles profondeurs. Il est donc important de connaître le diamètre de la sphère d'influence en fonction de θ afin de placer la sonde à une profondeur suffisante pour éviter la fuite de neutrons vers l'atmosphère.

Pour estimer le rayon R de la sphère d'influence, le milieu doit être homogène. Pour cela, l'utilisation de sol remanié dans des fûts est recommandée, sauf si le terrain est naturellement très homogène. La procédure est relativement simple: 1) la sonde est d'abord abaissée jusqu'à une profondeur maximale correspond à plus grande valeur plausible de R soit 45–50 cm; 2) elle est ensuite remontée par incréments successifs de 5 cm au maximum et, à chaque cote, on réalise plusieurs comptages. Lorsque la sonde est située en profondeur, la sphère d'influence échantillonne un milieu homogène et les comptages C doivent être constants, variant au plus dans les limites des écarts statistiques possibles ($\pm\sqrt{C}$). À mesure que le centre actif de la sonde s'approche de la surface, des neutrons commencent à s'échapper vers l'atmosphère et le comptage diminue d'abord lentement puis exponentiellement jusqu'à atteindre des valeurs très faibles au voisinage de la surface quand la plus grande partie de la sphère se trouve dans l'air: voir exemple des données du tableau IV représentées graphiquement sur la figure 4.

TABLEAU IV. TAUX DE COMPTAGE EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR DEUX MILIEUX HOMOGENES: EAU ET SOL AVEC $\theta = 0,35 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$

Profondeur (cm)	N (eau)	N (sol)
100	157230	67100
90	157110	67030
80	157130	66880
70	157020	66950
60	156890	67230
50	157150	67310
40	156970	68910
30	157080	68370
20	157160	67250
15	157020	68630
12,5	157240	66870
10	157000	64150
7,5	156540	59800
5	145230	54360
2,5	125810	42550
0	75440	29120
-5 (air)	30770	26670
-10 (air)	15300	14590
-20 (air)	5110	5670

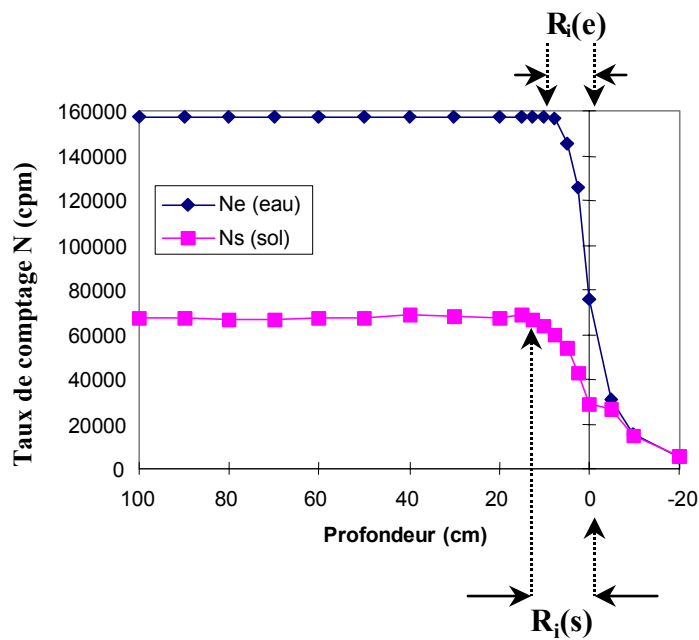


FIG. 4. Rayons des sphères d'influence pour un sol $R(s)$ et l'eau $R(e)$.

La procédure que nous venons de décrire entraîne forcément une fuite de neutrons depuis la surface. Le manipulateur doit donc se protéger en se plaçant le plus loin possible de la sonde.

Pour déterminer le rayon de la sphère d'influence à partir d'un graphique tel que celui de la figure 4, on considère que lorsque le taux de comptage commence à diminuer la sphère d'influence est tangente à la surface du sol. La profondeur correspondante définit donc le rayon de la sphère. Dans l'exemple considéré ici, on a des rayons d'influence de l'ordre de 10 cm dans l'eau et 15 cm dans le sol.

Falleiros (1994) a récemment étendu cette méthodologie aux sols hétérogènes ou ayant des teneurs en eau variables. En utilisant deux séries de mesures (une avec l'utilisation de réflecteurs/absorbeurs de neutrons, l'autre sans), il est capable de définir aisément le rayon de la sphère d'influence.

2.6. Analyse d'erreur sur la détermination de la teneur en eau et du stock

Aux paragraphes 2.1 et 2.2.2.1, nous avons vu que la technique de mesure de la teneur en eau du sol par ralentissement de neutrons met en jeu une série de processus physiques allant de la production de neutrons jusqu'à leur comptage, en passant par la détection, la photo-multiplication, la discrimination, etc. L'enchaînement de tous ces processus détermine la performance finale de l'appareillage en terme de précision sur la détermination de la teneur en eau. L'ensemble des erreurs correspondantes sera regroupé ici sous le terme d'**erreur instrumentale**.

Le comptage de neutrons ralentis par leur interaction avec l'eau du sol, peut être physiquement considéré comme proportionnel à l'humidité du sol. Ces comptages sont ensuite transformés en teneurs en eau θ par l'intermédiaire de courbes d'étalonnage obtenues en mettant en oeuvre une méthode indépendante de mesure de θ . cf. paragraphe 2.4. Néanmoins, dans cette procédure d'étalonnage, d'autres erreurs sont de nouveau introduites. Elles sont principalement liées aux erreurs de régression qui dépendent à leur tour de la représentativité des mesures dans la zone de la sphère d'influence de la sonde. Comme indiqué précédemment, le volume de la sphère d'influence varie en fonction de: l'humidité du sol, l'activité de la source, la variabilité spatiale du sol (stratification et homogénéité horizontale), le mode d'installation des tubes d'accès, etc. Nous dénommerons cette autre classe d'erreurs introduites par le biais de la relation d'étalonnage: **erreur d'étalonnage**. Elles doivent être minimisées en utilisant des procédures améliorant la représentativité des valeurs d'humidité gravimétrique vis-à-vis des comptages effectués dans la sphère d'influence.

Enfin, une fois étalonnée, une sonde à neutrons peut être utilisée pour mesurer l'humidité du sol sur un nombre quelconque de tubes d'accès qui sont installés sur une parcelle. Compte-tenu de la variabilité spatiale naturelle du terrain, il peut alors s'avérer nécessaire d'utiliser une relation d'étalonnage différente pour chaque tube. Si, par commodité, on utilise une courbe unique pour tous les tubes, on introduit encore un troisième type d'erreurs que l'on peut appeler: **erreur locale**.

Comme on le verra par la suite, chacune de ces erreurs ("instrumentale", "d'étalonnage" et "locale") peut se décomposer à son tour en d'autres erreurs dont certaines sont facilement identifiables et quantifiables avec des modèles connus alors que d'autres restent difficiles à estimer. Dans les paragraphes 2.6.1 et 2.6.2, nous présentons les méthodes statistiques qui

permettent d'appréhender l'étude de ces diverses composantes. Ensuite, le paragraphe 2.6.3 est consacré à la quantification de l'erreur que l'on est susceptible de commettre sur l'estimation du stock d'eau dans un profil de sol. Deux aspects sont abordés: d'une part, la répercussion sur l'estimation du stock des erreurs commises sur la mesure des teneurs en eau et, d'autre part, l'influence de la technique d'intégration (méthodes "des trapèzes" et "de Simpson") retenue pour calculer le stock.

2.6.1. Erreurs d'étalonnage et instrumentales

2.6.1.1. Régression linéaire

Nous avons dit au paragraphe 2.4 que, pour déterminer la relation d'étalonnage $\theta = a + b \times CR$, on effectue une régression linéaire sur les données $[CR, \theta]$. Pour cela on utilise les relations statistiques (8) à (12) ci-dessous:

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

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

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

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

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

où n est nombre total de points (paires de mesures), et σ est écart-type.

La pente b peut être calculée directement par (10). L'ordonnée à l'origine peut en être déduite par (9) ou calculée directement par (10). Enfin, (11) permet de calculer le **coefficient de corrélation** R lié à la notion de **covariance** notée dans ce cas: $Cov(CR, \theta)$.

Pour illustrer la mise en œuvre de ces équations, reprenons les données du tableau III. Les calculs intermédiaires que l'on doit effectuer sont reportés dans le tableau V ci-après. Dans ce tableau, \overline{CR} et $\overline{\theta}$ dénotent les valeurs moyennes des comptages relatifs et des teneurs en eau, respectivement, soit $\overline{CR} = \frac{1}{n} \sum_1^n CR$ et $\overline{\theta} = \frac{1}{n} \sum_1^n \theta$.

TABLEAU V. VALEURS DE θ , CR ET TABLEAU DES CALCULS POUR DÉTERMINER LA COURBE D'ÉTALONNAGE

N°	θ	CR	$\theta \times CR$	CR^2	θ^2	$(CR - \overline{CR})^2$	$(\theta - \overline{\theta})^2$
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
Moy.	0,354	0,431					

$N_s = 157050$ cpm (taux de comptage dans l'eau).

Tous calculs faits (par exemple, à l'aide de tableurs comme "Lotus®" ou "Excel®"), avec ces données, on obtient finalement la courbe d'étalonnage suivante:

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

où les notations $\hat{\theta}$ et \hat{CR} sont utilisées ici pour distinguer les **valeurs estimées** de θ et CR , respectivement, de ces variables elles-mêmes. Le tableau VI rassemble l'ensemble des paramètres qui sont usuellement déterminés lors d'une telle régression linéaire. Notons que la plupart des tableurs modernes – dont ceux mentionnés ci-dessus à titre indicatif – possèdent un jeu de macro-commandes et de fonctions statistiques permettant d'obtenir directement ces paramètres (et d'autres qui seront utilisés dans la suite) sans que l'on ait à expliciter les calculs intermédiaires du tableau V.

TABLEAU VI. RÉSULTATS DE LA RÉGRESSION LINÉAIRE BASÉE SUR LES CALCULS DU TABLEAU V

Coefficients	Valeurs
Ordonnée à l'origine (a)	-0,095356
Pente (b)	1,042377
Erreur-type* sur θ	0,0156
Erreur-type* sur a	0,0438
Erreur-type* sur b	0,101
Carré du coefficient de corrélation (R^2)	0,930 ($R = 0,96444$)
Nombre d'observations (n)	10
Degrés de liberté ($n-2$)	8

*Ces paramètres seront explicités plus loin.

Remarquons également avec Greacen (1981) que, si l'on effectue plutôt la régression inverse – c'est-à-dire, si l'on détermine d'abord la droite $\hat{CR} = a' + b' \times \hat{\theta}$ – pour la

transformer ensuite en relation d'étalonnage $\hat{\theta} = a + b \times CR$, on diminue généralement l'erreur sur θ .

2.6.1.2. Analyse de variance

Pour effectuer l'analyse de variance de la régression précédente, on manipule cette fois les quantités mathématiques suivantes:

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

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

$$SC_{résidus} = SC_{total} - SC_{régression} \quad (15)$$

Il s'agit de sommes de carrés (d'où la notation SC) et de leurs différences à partir desquelles on calcule des moyennes que nous noterons ici \overline{SC} . Les résultats sont reportés dans le tableau VII.

TABLEAU VII. RÉSULTATS DE L'ANALYSE DE VARIANCE DE LA RÉGRESSION

Sources de variation	Degrés de liberté	SC	\overline{SC}	F
Total	9	0,027810		
Régression	1	0,025866	0,025866	106,44
Résidus	8	0,001944	0,000243	

$\sqrt{SC_{résidus}}$ définit l'erreur-type sur l'estimation de la teneur en eau par la courbe d'étalonnage soit, ici, $\sqrt{0,000243} \approx 0,0156$: voir 3^{ème} ligne du tableau VI.

Pour savoir si la régression que l'on a opérée est statistiquement significative, on peut effectuer un certain nombre de tests, parmi lesquels:

– le test "t" de Student:

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

Avec, dans ce cas, $R = 0,9644$ et $n = 10$, (16) donne $t = 3,71$. Dans une table de probabilités de la distribution en t avec $(n - 2) = 8$ degrés de libertés, on relève les correspondances suivantes entre la valeur de t et le niveau de probabilité:

$t = 5,50$	0,1% (99,9% probabilité)
$t = 3,36$	1,0% (99,0% probabilité)
$t = 2,31$	5,0% (95,0% probabilité)

Comme $3,71 > 3,36$, on en déduit que la corrélation est significative à mieux que 99%

– *le test de Fisher:*

Il consiste à calculer:

$$F = \frac{\overline{SC}_{régression}}{\overline{SC}_{résidus}} \quad (17)$$

ce qui donne ici:

$$F = \frac{0,025866}{0,000243} \approx 106,44$$

très supérieur à la valeur de 11,3 correspondant à 1,0 %.

Donc, dans ce cas, à la fois le test de Student et celui de Fisher indiquent que le coefficient de corrélation R calculée par (11) ou (12) sur les données du tableau V est statistiquement significatif avec une probabilité supérieure à 99%.

2.6.1.3. Variance et covariance des paramètres de la relation d'étalonnage

Les variances sur les valeurs estimées \hat{a} et \hat{b} de l'ordonnée à l'origine a et de la pente b de la relation d'étalonnage peuvent être calculées par:

$$\sigma^2(\hat{a}) = \left\{ \frac{1}{n} + \frac{(\overline{CR})^2}{\sum (CR - \overline{CR})^2} \right\} \times \overline{SC}_{résidus} \approx 0,00192$$

$$\sigma^2(\hat{b}) = \frac{\overline{SC}_{résidus}}{\sum (CR - \overline{CR})^2} = \frac{0,000243}{0,0238} \approx 0,0102$$

$\sigma(\hat{a}) = \sqrt{0,00192} \approx 0,0438$ et $\sigma(\hat{b}) = \sqrt{0,0102} \approx 0,101$ définissent les **erreurs-type** sur \hat{a} et \hat{b} , respectivement, qui sont reportées sur le tableau VI. Enfin, la covariance de \hat{a} avec \hat{b} est, elle, donnée par:

$$Cov(\hat{a}, \hat{b}) = \sigma(\hat{a}, \hat{b}) = \frac{\overline{CR} \times \overline{SC}_{résidus}}{\sum (CR - \overline{CR})^2} \approx 0,004398$$

2.6.1.4. Variance totale sur la teneur en eau (Haverkamp et al., 1984)

La véritable relation d'étalonnage recherchée s'écrit:

$$\theta = a + b \times CR \quad (18)$$

et, en fait, par régression linéaire, on n'obtient que

$$\hat{\theta} = \hat{a} + \hat{b} \times \overline{CR} + \varepsilon_0 \quad (19)$$

où $\hat{\theta}$, \widehat{CR} , \hat{a} et \hat{b} sont des estimateurs de θ , CR , a et b , respectivement, dont les espérances mathématiques E doivent vérifier: $E\{\hat{\theta}\} = \theta$, $E\{\widehat{CR}\} = CR$, $E\{\hat{a}\} = a$ et $E\{\hat{b}\} = b$. ε_0 est l'erreur d'estimation de la régression.

L'écart entre valeurs estimée et vraie de θ peut donc s'écrire:

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

ou, sous une autre forme:

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

L'espérance mathématique du carré de cette différence est donnée par:

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

(22) peut se ré-écrire:

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

où σ_0^2 est la variance de ε_0 .

La variance $\sigma^2(\widehat{CR})$ peut être estimée par:

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

où N et N_s sont les taux de comptage dans le sol et avec le standard, mesurés durant les temps de comptage T et T_s respectivement.

Parce que l'émission de neutrons suit une loi de Poisson, les variances associées à N et N_s sont données par:

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

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

où p et q sont les nombres de répétitions des comptages dans le sol et dans le standard, respectivement.

En reportant (25) et (26) dans l'équation (24), on obtient:

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

puis, en substituant l'équation (27) dans (23):

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

qui établit l'expression générale de la variance d'estimation de la teneur en eau par la sonde à neutrons. Cette expression est clairement composée de deux termes:

– Variance due à l'erreur d'étalonnage:

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

où $\sigma_0^2 = \overline{SC}_{résidus}$ (cf. tableau VII).

– Variance due à l'erreur instrumentale:

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

Exemple: Pour calculer $\sigma_c^2(\hat{\theta})$ et $\sigma_i^2(\hat{\theta})$, on doit connaître les paramètres \hat{a} et \hat{b} , leurs variances et leur covariance. Il faut aussi disposer de données de comptages réalisés à plusieurs reprises sur un même tube à une profondeur donnée. Pour passer en comptages relatifs et calculer CR , il faut évidemment aussi faire des comptages avec le standard. Le tableau VIII présente un exemple d'un tel jeu complet de données.

TABLEAU VIII. DONNÉES RECUEILLIES AVEC UNE SONDE A NEUTRONS EN 5 RÉPÉTITIONS DANS UN MÊME TUBE D'ACCÈS À UNE PROFONDEUR DE -60 cm DANS LE SOL. TEMPS DE COMPTAGE: 2 MINUTES

Répétitions	Comptage C	T (min)	N (cpm)	CR
1	140800	2	70400	0,444
2	138200	2	69100	0,436
3	140500	2	70250	0,443
4	139900	2	69950	0,441
5	139100	2	69550	0,439
Moyenne	139700	2	69850	0,440
Standard (eau)	317000	2	158500	

Sur ces données, les équations (25) et (26) fournissent:

$$\sigma^2(\hat{N}) = \frac{69850}{5 \times 2} = 6985$$

$$\sigma^2(\hat{N}_s) = \frac{158500}{1 \times 2} = 79250$$

et l'équation (24):

$$\sigma^2(CR) = \left(\frac{69850}{158500} \right)^2 \left(\frac{6985}{69850^2} + \frac{79250}{158500^2} \right) \approx 8,9 \times 10^{-7}$$

Il est important de remarquer que l'équation (27) montre que si l'on augmente le nombre de répétitions p et q , ou les temps de comptage T et T_s , les variances ci-dessus diminuent. De plus, augmenter le temps de comptage a le même effet que de multiplier les répétitions. Certaines sondes récentes n'affichent que des taux de comptage N et non pas les comptages cumulés. Néanmoins, les considérations précédentes restent valables: la variance du comptage relatif diminue avec l'augmentation du nombre de répétitions et/ou du temps de comptage.

Calculons maintenant les variances dues à l'étalonnage et à l'instrument sur les teneurs en eau mesurées. Si l'on considère la relation d'étalonnage déterminée précédemment (tableau VI), au taux de comptage relatif moyen de 0,440 figurant dans le tableau VIII correspond une teneur en eau:

$$\hat{\theta} = -0,09536 + 1,042377 \times 0,440 \approx 0,364$$

L'équation (29) permet de calculer la variance due à l'erreur d'étalonnage. Avec $\sigma^2(\hat{a}) = 0,00192$, $\sigma^2(\hat{b}) = 0,0102$, $Cov(\hat{a}, \hat{b}) = 0,004398$ (paragraphe 2.6.1.1) et $\overline{SC}_{résidus} = 0,000243$ (tableau VII), on obtient dans ce cas:

$$\sigma_c^2(\hat{\theta}) = 0,00192 + 0,0102 \times 0,440^2 - 2 \times 0,440 \times 0,004398 + 0,000243 \approx 2,68 \times 10^{-4}$$

d'où l'écart-type: $\sigma_c(\hat{\theta}) = \sqrt{2,68 \times 10^{-4}} \approx 1,64 \times 10^{-2}$ et le coefficient de variation correspondant:

$$CV [\%] = \frac{100 \times \sigma_c(\hat{\theta})}{\hat{\theta}} = \frac{100 \times 1,64 \times 10^{-2}}{0,364} \approx 4,5\%$$

Pour estimer la variance imputable à l'erreur instrumentale, cette fois, on utilise l'équation (30) qui donne ici:

$$\sigma_i^2(\hat{\theta}) = \left(\frac{1,042^2 - 0,102}{158500} \right) \times \left(\frac{0,440}{5 \times 2} + \frac{0,440^2}{1 \times 2} \right) \approx 9,58 \times 10^{-7}$$

ce qui correspond à un écart-type $\sigma_i(\hat{\theta}) = \sqrt{9,58 \times 10^{-7}} \approx 9,79 \times 10^{-4}$ et à un coefficient de variation:

$$CV [\%] = \frac{100 \times 9,79 \times 10^{-4}}{0,364} \approx 0,27\%$$

Globalement, la variance totale est donc:

$$\sigma^2(\hat{\theta}) = \sigma_c^2(\hat{\theta}) + \sigma_i^2(\hat{\theta}) = 2,68 \times 10^{-4} + 9,58 \times 10^{-7} \approx 2,69 \times 10^{-4}$$

L'écart type total:

$$\sigma(\hat{\theta}) = \sqrt{2,69 \times 10^{-4}} \approx 1,64 \times 10^{-2}$$

Le coefficient de variation total:

$$CV[\%] = \frac{100 \times 1,64 \times 10^{-2}}{0,364} \approx 4,5\%$$

Sur l'exemple que nous venons de traiter, on constate que l'erreur instrumentale est négligeable par rapport à l'erreur d'étalonnage. Toute tentative pour diminuer la variance totale sur la teneur en eau doit donc porter en priorité sur l'amélioration de la qualité de l'étalonnage.

Les outils mathématiques présentés dans ce paragraphe 2.6.1 permettent de quantifier la qualité d'une mesure effectuée à la sonde à neutrons en un seul point sur un tube unique et à une profondeur donnée. Dans le paragraphe suivant, nous allons analyser la variance d'un ensemble de mesures effectuées à la même profondeur sur plusieurs tubes.

2.6.2. Erreur locale

Si l'on répète des mesures sur plusieurs tubes d'accès répartis aléatoirement sur une parcelle, on accède à une valeur moyenne de la teneur en eau $\langle \hat{\theta} \rangle$ qui possède une composante supplémentaire d'erreur due à la variabilité spatiale du sol. Cette variance dite "locale" – et que nous noterons donc σ_L – peut s'exprimer de la manière suivante (Vauclin et al., 1984):

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

où k est le nombre de points de mesure de θ et $\sigma^2(L)$ la variance liée à la variabilité spatiale du sol. Ce dernier paramètre étant difficile à quantifier, les mêmes auteurs ont suggéré d'évaluer $\sigma_L^2(\langle \hat{\theta} \rangle)$ par différence, ce qui s'écrit avec les mêmes notations que dans le paragraphe précédent:

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

Par analogie avec l'équation (23), on peut écrire:

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

mais, cette fois, $\sigma_0^2 = \overline{SC}_{résidus} = 0$ car il s'agit de la variance d'une moyenne.

Dans cette équation, le terme $\sigma^2(\langle \hat{CR} \rangle)$ – variance du comptage relatif moyen – prend en compte la variabilité locale. Il s'écrit:

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

Il représente la moyenne de k mesures de CR effectuées sur k tubes à la même profondeur.

Exemple: Le tableau IX donne un exemple de 30 mesures effectuées à -20 cm, sans répétition ($p = 1$), sur 30 tubes avec la même sonde que celle que nous avons considérée dans l'exemple du paragraphe précédent. De ce tableau, on extrait aléatoirement 5 mesures ($k = 5$) qui sont reportées sur le tableau X.

TABLEAU IX. CR MESURES DANS 30 TUBES DIFFÉRENTS À 20 cm DE PROFONDEUR, ALFISOL, PIRACICABA (BRÉSIL)

Tube N°	$\hat{C}\hat{R}$	Tube N°	$\hat{C}\hat{R}$
1	0,476	16	0,464
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
			$\langle \hat{C}\hat{R} \rangle = 0,491$

$T = 1'$, $T_s = 1'$, $p = 1$, $q = 1$, $N_s = 157050$ cpm (eau).

TABLEAU X. 5 MESURES DE CR PRISES AU HASARD DANS LE TABLEAU IX

Tube	$\hat{C}\hat{R}$	$(\hat{C}\hat{R} - \hat{\hat{C}}\hat{\hat{R}})^2$
6	0,535	$2,46 \times 10^{-3}$
14	0,487	$2,56 \times 10^{-6}$
26	0,452	$1,12 \times 10^{-3}$
29	0,478	$5,48 \times 10^{-5}$
30	0,475	$1,08 \times 10^{-4}$
		$\Sigma = 3,74 \times 10^{-3}$

$$\sigma^2(\hat{C}\hat{R}) = \frac{\sum (\hat{C}\hat{R} - \hat{\hat{C}}\hat{\hat{R}})^2}{k} = \frac{3,74 \times 10^{-3}}{5} \approx 7,48 \times 10^{-4}$$

$$\sigma^2(\langle \hat{C}\hat{R} \rangle) = \frac{7,48 \times 10^{-4}}{5} \approx 1,5 \times 10^{-4}$$

La variance totale $\sigma^2(\langle \hat{\theta} \rangle)$ peut être calculée par l'équation (33), la variance instrumentale $\sigma_I^2(\langle \hat{\theta} \rangle)$ par (30) et la variance d'étalonnage $\sigma_C^2(\langle \hat{\theta} \rangle)$ par (29). Avec les valeurs numériques de \hat{b} , $\sigma^2(\hat{b})$, $\sigma^2(\hat{a})$ et $Cov(\hat{a}, \hat{b})$ déterminées au paragraphe 2.6.1, on trouve:

$$\sigma^2(\langle \hat{\theta} \rangle) \approx 2,16 \times 10^{-4}, \quad \sigma_I^2(\langle \hat{\theta} \rangle) \approx 2,28 \times 10^{-6} \quad \text{et} \quad \sigma_C^2(\langle \hat{\theta} \rangle) \approx 5,47 \times 10^{-5}$$

Par différence, on en déduit la variance locale $\sigma_L^2(\langle \hat{\theta} \rangle)$:

$$\sigma_L^2(\langle \hat{\theta} \rangle) = 2,16 \times 10^{-4} - 2,28 \times 10^{-6} - 5,47 \times 10^{-5} \approx 1,6 \times 10^{-4}$$

Si on réitère ces calculs en faisant varier le nombre k de tubes pris au hasard (tableau XI), on constate que la variance instrumentale est toujours très petite par rapport à toutes les autres composantes et que la variance due à l'étalonnage est sensiblement indépendante du nombre k de tubes: voir fig. 5. Sur cette figure, on observe aussi que la variance locale – et, par conséquent, la variance totale – décroissent d'abord très rapidement avec le nombre de tubes et qu'elles se maintiennent ensuite à des valeurs pratiquement constantes. Cet effet de seuil permet de définir le nombre optimal de tubes permettant d'atteindre un niveau donné de coefficient de variation sur la teneur en eau.

TABLEAU XI. COMPOSANTES DE LA VARIANCE DE $\hat{\theta}$ EN FONCTION DU NOMBRE K DE TUBES D'ACCÈS (DONNÉES DU TABLEAU IX)

k	Tubes d'accès	$\sigma^2(<\widehat{CR}>)$ ($\times 10^{-4}$)	$\sigma^2(<\widehat{\theta}>)$ ($\times 10^{-4}$)	$\sigma_I^2(<\widehat{\theta}>)$ ($\times 10^{-6}$)	$\sigma_C^2(<\widehat{\theta}>)$ ($\times 10^{-5}$)	$\sigma_L^2(<\widehat{\theta}>)$ ($\times 10^{-4}$)
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	Tous sauf: 1, 3, 13, 15, 28	0,156	0,800	2,38	6,31	0,166
30	Tous	0,118	0,745	2,37	6,18	0,125

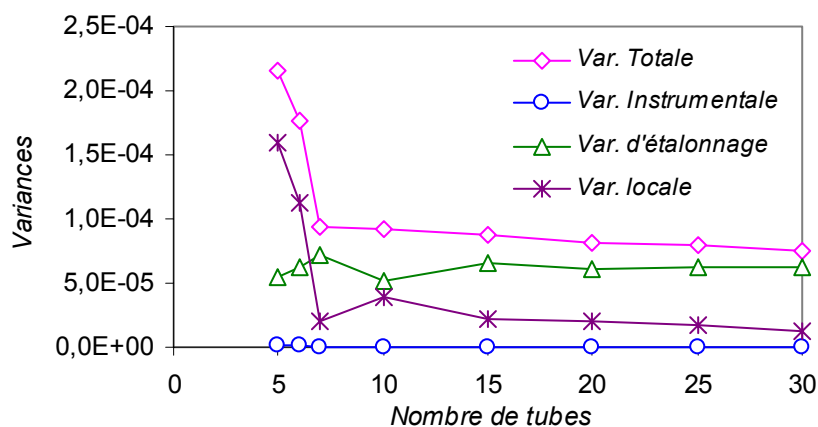


FIG. 5. Comportement des variances en fonction du nombre de tubes (données du tableau IX, résultats du tableau XI).

Par exemple, avec les 30 données du tableau IX, on a $\langle \hat{CR} \rangle = 0,4914$ ce qui correspond à une teneur en eau $\langle \hat{\theta} \rangle \approx 0,417$ d'après la relation d'étalonnage. Comme 30 constitue un nombre passablement élevé, on peut considérer cette valeur de 0,417 comme étant la "vraie" mesure de la teneur en eau. Quel est le nombre minimum de tubes garantissant que l'on reste dans une marge de variation de 3% par rapport à cette valeur? :

$$CV [\%] = \frac{100 \times \sigma(\langle \hat{\theta} \rangle)}{\langle \hat{\theta} \rangle} \Rightarrow \sigma(\langle \hat{\theta} \rangle) = \frac{\langle \hat{\theta} \rangle \times CV}{100}$$

Si on veut $CV < 3\%$, il faut donc que :

$$\sigma(\langle \hat{\theta} \rangle) \leq \frac{0,417 \times 3}{100} = 1,25 \times 10^{-2} \Rightarrow \sigma^2(\langle \hat{\theta} \rangle) \leq 1,56 \times 10^{-4}$$

D'après les résultats du tableau XI, il faut au moins 6 tubes pour tomber en dessous d'un tel niveau de variance totale.

2.6.3. Erreurs sur la détermination du stock d'eau

Pour évaluer la quantité d'eau stockée dans un profil de sol, on intègre le profil de teneur en eau $\theta(z)$ jusqu'à la profondeur z d'intérêt. L'incertitude sur la valeur du **stock d'eau** ainsi calculée aura donc deux origines principales: d'une part, les erreurs commises sur les mesures de teneur en eau discutées au paragraphe précédent et, d'autre part, celles inhérentes à la méthode d'intégration utilisée. D'une manière générale, le stock d'eau est obtenu par :

$$S = \int_0^z \theta(z) dz \quad (35)$$

Comme il n'y a aucune raison particulière pour que le profil $\theta(z)$ corresponde à une forme analytique connue, l'intégration ci-dessus doit être effectuée numériquement. Pour cela, on utilise des algorithmes classiques comme la méthode "des trapèzes" ou celle "de Simpson" que nous considérerons ici.

Compte-tenu de ce nous venons dire, la variance totale sur le stock estimé $\sigma^2(\hat{S})$ comportera donc une composante $\sigma_1^2(\hat{S})$ liée à l'erreur sur la teneur en eau et une autre $\sigma_2^2(\hat{S})$ inhérente à la procédure d'intégration utilisée, soit :

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

2.6.3.1. Méthode des trapèzes

La figure 6 donne un exemple de profil de teneur en eau à partir duquel on se propose de calculer un stock d'eau par la **méthode des trapèzes**.

Dans la méthode des trapèzes, on commence par interpoler linéairement entre les points ce qui, dans ce cas, revient à tracer le profil en ligne brisée de la figure 6. Pour évaluer la quantité d'eau contenue dans chaque tranche de sol $[z_i, z_{i+1}]$ d'épaisseur Δz , on est ensuite amené à calculer la surface d'un trapèze (soit, ici: $(\theta_i + \theta_{i+1}) \times \Delta z / 2$) d'où le nom de la méthode. Si l'on somme ces contributions élémentaires sur un profil constitué de n tranches de même épaisseur Δz , on obtient la formule générale suivante :

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

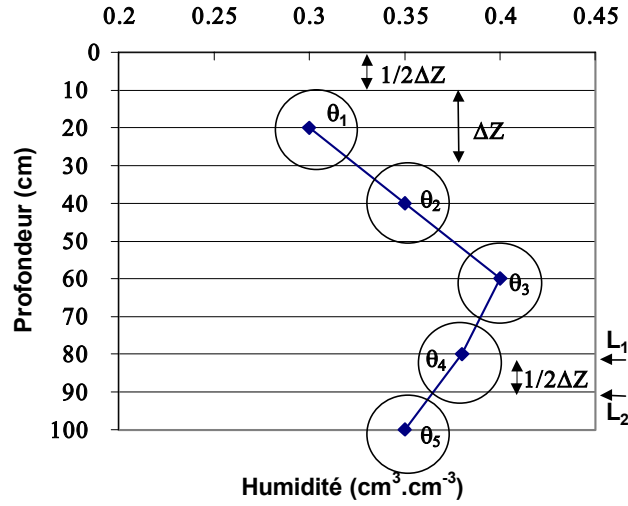


FIG. 6. Exemple de profil de teneur en eau mesuré tous les 20 cm jusqu'à une profondeur d'1 m dans un sol avec une sonde à neutrons.

Sur l'exemple de la figure 6, si l'on intègre jusqu'à $L_1 = -80$ cm (centre de la sphère d'influence) et que la teneur en eau à la surface θ_0 est supposée égale à θ_1 mesurée à -20 cm, on obtient:

$$\widehat{S}_{L_1} = (1,5\theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + 0,5\theta_4) \times \Delta z \quad (38)$$

Si l'on prolonge jusqu'à $L_2 = -90$ cm en considérant que θ_4 se maintient jusqu'à cette cote (même sphère d'influence), on trouve cette fois:

$$\widehat{S}_{L_2} = (1,5\theta_1 + \theta_2 + \theta_3 + \theta_4) \times \Delta z \quad (39)$$

Si on applique les règles suivantes:

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

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

on peut calculer les variances liées aux erreurs de mesure de teneur en eau sur ces deux stocks. On trouve:

$$\sigma_1^2(\widehat{S}_{L_1}) = [1,5^2\sigma^2(\theta_1) + \sigma^2(\theta_2) + \sigma^2(\theta_3) + 0,5^2\sigma^2(\theta_4)](\Delta z)^2 \quad (42)$$

$$\sigma_2^2(\widehat{S}_{L_2}) = [1,5^2\sigma^2(\theta_1) + \sigma^2(\theta_2) + \sigma^2(\theta_3) + \sigma^2(\theta_4)](\Delta z)^2 \quad (43)$$

La variance $\sigma_2^2(\widehat{S})$ du stock due à la méthode d'intégration est imputable à l'erreur d'interpolation. On peut montrer que, pour la méthode des trapèzes, elle est majorée par (Carnahan et al., 1969):

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

où $\theta''(z)$ la dérivée seconde du profil $\theta(z)$. La valeur de cette dérivée doit donc être calculée pour chaque profondeur où il est possible de le faire (il faut au moins un point de mesure au-dessus et dessous du point considéré) et l'on attribuera finalement à $\sigma_2^2(\hat{S})$ la valeur calculée avec la plus grande valeur de $\theta''(z)$ trouvée.

2.6.3.2. Méthode de Simpson

Dans la **méthode de Simpson**, on interpole cette fois le profil par des morceaux de paraboles ajustés, segment après segment, sur trois points. L'analogie de la formule (37) pour la méthode de Simpson s'écrit (Carnahan et al., 1969):

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

avec un nombre $2n$ de couches de sol d'épaisseur Δz ($n \geq 2$) nécessairement pair et, donc, $2n+1$ points de mesures. Si l'on reprend le même exemple qu'au paragraphe précédent, sur l'horizon $[0, -80 \text{ cm}]$ avec la même hypothèse $\theta_0 = \theta_1$, (45) donne:

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

D'après (45), la variance sur le stock due à l'erreur de mesure sur les teneurs en eau sera:

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

L'erreur due à la méthode d'intégration de Simpson est majorée par:

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

En élevant au carré les deux membres de cette relation et en introduisant la hauteur totale du profil $L = 2n\Delta z$, on obtient pour expression de la variance du stock due à la méthode d'intégration de Simpson:

$$\sigma_2^2(\hat{S}) = \left[\frac{2n\Delta z (\Delta z)^4 \theta''''(z)}{2 \times 90} \right]^2 = \frac{L^2 (\Delta z)^8}{180^2} [\theta''''(z)]^2 = \frac{L^2 (\Delta z)^8}{32400} [\theta''''(z)]^2 \quad (49)$$

où $\theta''''(z)$ est la dérivée d'ordre 4 du profil $\theta(z)$. Pour l'estimer numériquement, on utilise l'approximation suivante:

$$\theta''''(z) \approx \frac{\Delta^4 \theta}{4! (\Delta z)^4} \quad (50)$$

où $\Delta^4 \theta$ est la différence d'ordre 4 sur θ . Pour la calculer, on utilise des coefficients que l'on peut obtenir par le triangle de Pascal: voir tableau XII.

TABLEAU XII. TRIANGLE DE PASCAL

Nombre de points de Mesure	$\Delta\theta$ d'ordre n $\Delta^n\theta$				Ordre de $\Delta\theta$
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
Et ainsi de suite					

TABLEAU XIII. TENEURS EN EAU MESURÉES AVEC LA SONDÉ JUSQU'À 150 cm DE PROFONDEUR, PAR INTERVALLES DE 25 cm SUR 25 TUBES D'ACCÈS

Tubes	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	0,33	0,319	0,298	0,287	0,297
Moyenne	0,336	0,347	0,325	0,300	0,296	0,297
Variance	0,00086	0,00106	0,00031	0,00019	0,00030	0,00028

2.6.3.3. Exemple de calculs

Le tableau XIII rassemble des données de teneur en eau mesurées avec la même sonde que précédemment jusqu'à -150 cm de profondeur, par intervalles de 25 cm, sur 25 tubes d'accès. Sur ces données, nous allons effectuer l'ensemble des calculs que nous venons de présenter.

2.6.3.3.1. Méthode des trapèzes

– Stock jusqu'à -150 cm (calcul sur les valeurs moyennes): [cf. eq. (37)]

$$\hat{S}_{150} = (1,5 \times 0,336 + 0,347 + 0,325 + 0,300 + 0,296 + 0,5 \times 0,297) \times 25$$

$$\hat{S}_{150} = 47,99 \text{ cm} = 479,9 \text{ mm}$$

– Variance due à l'erreur de mesure: [cf. eq. (42)]

$$\sigma_1^2(\hat{S}_{150}) = (1,5^2 \times 0,00086 + 0,00106 + 0,00031 + 0,00019 + 0,00030 + 0,5^2 \times 0,00028) \times 25^2 \approx 2,41 \text{ cm}$$

$$\sigma_1(\hat{S}_{150}) = \sqrt{2,41} \approx 1,55 \text{ cm ou } 15,5 \text{ mm, écart-type sur le stock.}$$

– Variance due à la méthode d'intégration: [cf. eq. (44)]

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

Calculs des dérivées secondes:

$$50 \text{ cm: } \theta_{50}'' = \frac{0,325 - 2 \times 0,347 + 0,336}{25^2} \approx -5,3 \times 10^{-5}$$

$$75 \text{ cm: } \theta_{75}'' = \frac{0,300 - 2 \times 0,325 + 0,347}{25^2} \approx -4,7 \times 10^{-6}$$

$$100 \text{ cm: } \theta_{100}'' = \frac{0,296 - 2 \times 0,300 + 0,325}{25^2} \approx +3,3 \times 10^{-5}$$

$$150 \text{ cm: } \theta_{150}'' = \frac{0,297 - 2 \times 0,296 + 0,300}{25^2} \approx +8,0 \times 10^{-6}$$

La plus grande valeur de $|\theta''(z)|$, $5,3 \times 10^{-5}$, correspond à la profondeur de 50 cm, on retient donc cette valeur et l'on a:

$$\sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = \frac{150^2 \times 25^4}{144} [-5,3 \times 10^{-5}]^2 \approx 0,17$$

$$\sigma_2(\hat{S}_{150}) = \sqrt{0,17} = 0,4123 \text{ cm} = 4,12 \text{ mm}$$

– Variance totale du stock:

$$\sigma^2(\hat{S}_{150}) = \sigma_1^2(\hat{S}_{150}) + \sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = 2,41 + 0,17 = 2,58, \quad \sigma(\hat{S}_{150}) = \sqrt{2,58} \approx 1,61 \text{ cm} = 16,1 \text{ mm}$$

2.6.3.3.2. Méthode de Simpson

Pour utiliser la méthode d'intégration de Simpson, le nombre de couches de sol $2n$ jusqu'à la profondeur maximale d'intégration doit être un nombre pair et, donc, le nombre de points de mesure dans le profil doit être impair. Etant donné que dans l'exemple du tableau XIII nous avons 6 points de mesures de θ jusqu'à la profondeur de -150 cm, il est nécessaire de considérer un point de mesure supplémentaire θ_0 à la surface sera supposé égal à θ_1 mesuré à -25 cm. Dans ces conditions, le calcul du stock par la méthode de Simpson s'écrit [cf. eq. (45)]:

– Stock jusqu'à -150 cm: [cf. eq. (45)]

$$\hat{S}_{150} = \frac{25}{3} \times [0,336 + 4 \times 0,336 + 2 \times 0,347 + 4 \times 0,325 + 2 \times 0,300 + 4 \times 0,296 + 0,297]$$

$$\hat{S}_{150} \approx 47,93 \text{ cm} = 479,3 \text{ mm}$$

– Variance due à l'erreur de mesure: [cf. eq. (47)]

$$\sigma_1^2(\hat{S}_{150}) = \left[\frac{25}{3}\right]^2 \times (0,00086 + 4^2 \times 0,00086 + 2^2 \times 0,00106 + 4^2 \times 0,00031 + 2^2 \times 0,00019 + 4^2 \times 0,00030 + 0,00028) \approx 2,06$$

$$\sigma_1(\hat{S}_{150}) = \sqrt{2,06} = 1,435 \text{ cm} = 14,35 \text{ mm}$$

– Variance due à la méthode d'intégration: [cf. eq. (49)]

$$\sigma_2^2(\hat{S}) = \frac{150^2 \times 25^8}{32400} [\theta'''(z)]^2$$

Calculs des dérivées quatrièmes:

Dans cet exemple, comme nous avons 7 points de mesure de θ et qu'il faut 5 points pour le calcul de la dérivée du 4^{ème} ordre, il n'est possible de calculer que 3 valeurs seulement de la dérivée pour les profondeurs de 50, 75 et 100 cm. On utilise pour cela les coefficients donnés par le triangle de Pascal et, en l'occurrence, ceux reportés dans la dernière ligne du tableau XII:

$$50 \text{ cm: } \theta_{50}''' = \frac{(\theta_4 - 4\theta_3 + 6\theta_2 - 4\theta_1 + \theta_0)}{4! \cdot \Delta z^4}$$

$$75 \text{ cm: } \theta_{75}''' = \frac{(\theta_5 - 4\theta_4 + 6\theta_3 - 4\theta_2 + \theta_1)}{4! \cdot \Delta z^4}$$

$$100 \text{ cm: } \theta_{100}''' = \frac{(\theta_6 - 4\theta_5 + 6\theta_4 - 4\theta_3 + \theta_2)}{4! \cdot \Delta z^4}$$

La plus grande valeur de ces dérivées du 4^{ème} ordre est obtenue pour $z = 50$ cm et elle vaut:

$$\theta_{50}''' = \frac{0,300 - 4 \times 0,325 + 6 \times 0,347 - 4 \times 0,336 + 0,336}{4 \times 25^4} \approx 7,89 \times 10^{-9}$$

$$\text{D'où: } \sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = \frac{150^2 \times 25^8}{32400} \times (7,89 \times 10^{-9})^2 \approx 6,59 \times 10^{-6}$$

$$\sigma_2(\hat{S}_{150}) = \sqrt{6,59 \times 10^{-6}} = 2,57 \times 10^{-3} = 0,026 \text{ mm}$$

– *Variance totale du stock:*

$$\sigma^2(\hat{S}_{150}) = \sigma_1^2(\hat{S}_{150}) + \sigma_2^2(\hat{S}_{150}) = 2,06 + 2,57 \times 10^{-3} \approx 2,06$$

$$\sigma(\hat{S}_{150}) = \sqrt{2,06} \approx 1,43 \text{ cm} = 14,3 \text{ mm}$$

Le tableau ci-dessous rassemble les résultats ses calculs que nous venons d'effectuer.

SYNTHÈSE DES ESTIMATIONS DE STOCKS, VARIANCES
ET ÉCARTS TYPES CORRESPONDANTS (cm)

Méthode d'intégration	\hat{S}_{150}	$\sigma_1^2(\hat{S}_{150})$	$\sigma_2^2(\hat{S}_{150})$	$\sigma^2(\hat{S}_{150})$	$\sigma(\hat{S}_{150})$
Trapèzes	47,99	2,41	0,170	2,58	1,61
Simpson	47,93	2,06	$6,59 \times 10^{-6}$	2,06	1,43

Globalement, sur cet exemple, on constate que la variance due à l'erreur de mesure de teneur en eau est très supérieure à celle due à la méthode d'intégration. Les deux méthodes d'intégration donnent des résultats très voisins en termes de stocks avec, toutefois, une variance un peu plus faible pour la méthode de Simpson.

3. SONDE À NEUTRONS/GAMMA POUR DES MESURES SIMULTANÉES D'HUMIDITÉ ET DE DENSITÉ

3.1. Caractéristiques générales

En plus des sondes à neutrons décrites au chapitre précédent, il en existe aussi qui permettent de faire simultanément des mesures de teneur en eau et de masse volumique du sol. Pour que cela soit possible, elles comportent à la fois une source de neutrons rapides (en général $^{241}\text{Am} + ^9\text{Be}$) associée à un détecteur de neutrons lents (chambre à ^3He) et une source de rayonnement gamma (généralement ^{137}Cs) avec le détecteur correspondant, généralement de type "Geiger-Mueller". Elles peuvent être conçues pour fonctionner en profondeur – cela nécessite alors l'installation de tubes d'accès – ou en surface. Dans ce dernier cas, elles permettent des mesures de teneur en eau dans la couche superficielle de sol (0–15 cm) et de masse volumique sur une profondeur pouvant aller de 2,5 à 30 cm d'épaisseur, selon les modèles. Le principe des mesures de teneur en eau avec des sondes de surface et l'étalonnage correspondant ne diffèrent pas fondamentalement de ce qui a été décrit au chapitre 2 pour les sondes de profondeur, si ce n'est, évidemment, qu'on ne peut pas faire varier à volonté la profondeur de mesure car la source de neutrons rapides et le détecteur de neutrons lents sont fixés à demeure à la base du blindage. En ce qui concerne la mesure de masse volumique, le principe de fonctionnement des sondes mixtes neutrons/gammas de profondeur repose sur le phénomène de rétro-diffusion du rayonnement gamma alors que celui des sondes mixtes de surface tire parti à la fois de la rétro-diffusion et de l'atténuation de celui-ci.

Dans ce chapitre 3, nous traitons essentiellement des sondes de surface et plus spécifiquement des aspects liés à la détermination de la masse volumique aussi bien par rétro-diffusion que par atténuation du rayonnement gamma. Néanmoins, avec quelques petites modifications, les aspects qui sont traités ici sont également applicables aux sondes à neutrons/gammas de profondeur.

Les figures 7a et 7b ci-après montrent une sonde à neutrons/gammas de surface dans deux configurations:

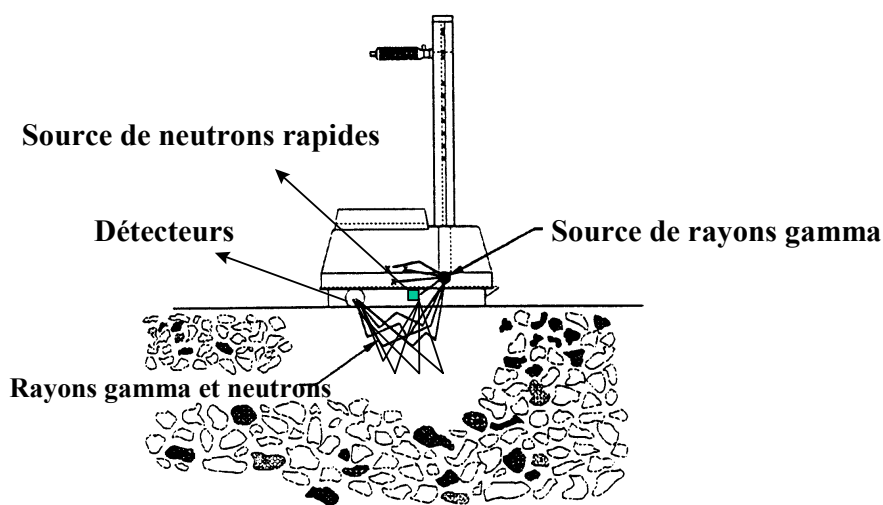


FIG. 7a. Sonde en position de mesure de la teneur en eau et de la densité de la couche superficielle du sol. (Source: CPN MC-3 Portaprobe – Notice d'utilisation.)

Dans le protocole de mesure illustré fig. 7a, la source de γ n'est pas descendue dans le sol et elle peut être située légèrement au-dessus de la surface (mode "BS": *back-scattering*) ou au contact de celle-ci (mode "AC": *asphalt, concrete*). Dans ces deux cas, les mesures sont faites uniquement par rétro-diffusion et elles concernent la couche superficielle.

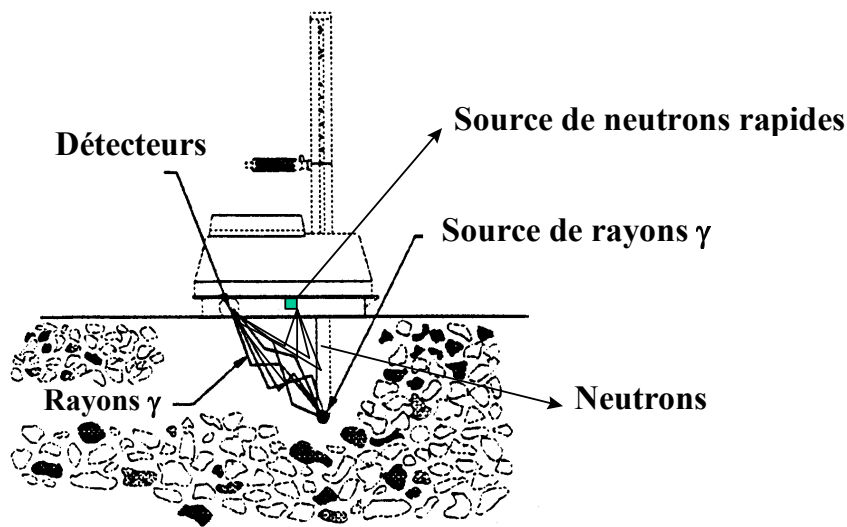


FIG. 7b. Sonde en position de mesure de la teneur en eau de la couche superficielle et de la masse volumique dans l'horizon allant de la surface du sol jusqu'à une profondeur réglable en déplaçant la source γ . (Source: CPN MC-3 Portaprobe – Notice d'utilisation.)

Par contre, dans le mode opératoire de la fig. 7b, la source γ est, cette fois, introduite dans le sol à la profondeur désirée (de 5 à 30 cm par intervalles de 2,5 cm) et la densité est mesurée en exploitant les deux processus de rétro-diffusion et d'atténuation du rayonnement gamma. Pour cela, la source γ est placée à l'extrémité inférieure d'une tige en acier inoxydable amovible. Elle est descendue jusqu'à la profondeur désirée dans un trou fait préalablement dans le sol avec la petite tarière fournie avec l'appareil. La source de neutrons et les deux détecteurs sont fixés ensemble à la base du blindage de la sonde. Ils se retrouvent donc positionnés à l'interface sonde/sol lorsque celle-ci est posée sur le sol.

Quel que soit leur mode de fonctionnement par rapport à la mesure de masse volumique, dans une sonde mixte neutrons/gamma la teneur en eau moyenne de la couche superficielle de sol (typiquement: 0 à -15 cm) est déterminée en mesurant le taux de thermalisation des neutrons émis par la source placée à la surface. Il s'agit donc du même principe que pour les sondes à neutrons de profondeur, si ce n'est que le volume de mesure est hémisphérique pour une sonde de surface avec un rayon de l'ordre de 15 cm. Nous ne reviendrons donc pas ici sur la théorie exposée au chapitre 2 pour nous consacrer plutôt à la présentation du principe de la mesure de masse volumique.

3.2. Principe de mesure de la masse volumique

Nous l'avons dit plus haut, deux phénomènes physiques distincts peuvent être mis en jeu pour mesurer la masse volumique: la rétro-diffusion (*backscattering*) du rayonnement gamma et son atténuation. Nous allons maintenant décrire ces deux phénomènes.

3.2.1. Rétro-diffusion

Dans une mesure de surface de la masse volumique d'un sol – ou d'autres matériaux comme: un revêtement bitumineux ou une chape de béton –, le détecteur de rayonnement gamma comptabilise le nombre de photons qui retournent vers la surface après leur interaction avec les atomes constituant la phase solide. Ce nombre est donc relié à la densité du milieu mais avec un comportement non-linéaire comme le montre la figure 8.

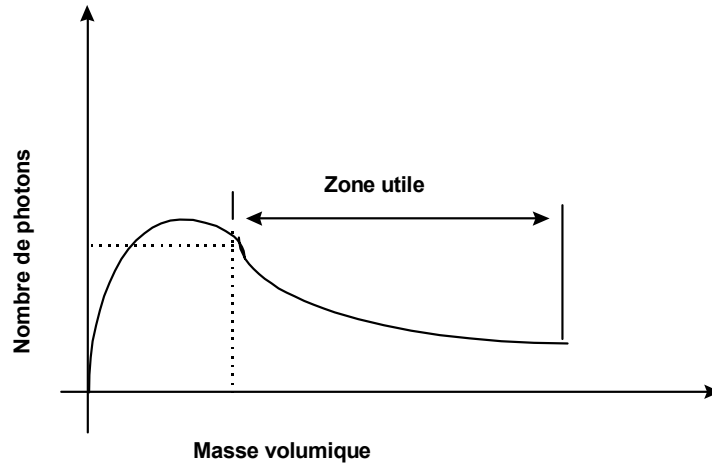


FIG. 8. Effet de la densité du milieu sur le nombre de photons réfléchis.

Dans la zone utile pour les mesures de masse volumique schématisée sur la figure 8, la relation entre la masse volumique totale du milieu ρ_h et le taux de comptage relatif de photons rétro-diffusés CR est bien représentée par le modèle suivant:

$$\rho_h = B \times \text{Ln} \left[\frac{A}{CR - C} \right] \quad (51)$$

où A, B et C sont trois coefficients qu'il faut déterminer expérimentalement en effectuant des mesures dans des milieux de masse volumique connue: voir exemple du tableau XIV et figure 9, paragraphe 3.3 plus loin.

Dans un sol humide, une partie des photons rétro-diffusés comptabilisés par le détecteur est due à l'eau du sol. Il est facile de montrer que, pour une teneur en eau θ , la masse volumique apparente ρ_a du sol sec peut être déduite de la masse volumique humide mesurée ρ_h par:

$$\rho_a = \rho_h - \rho_e \times \theta \quad (52)$$

avec ρ_e : masse volumique de l'eau. Si l'on exprime les masses volumiques en g.cm^{-3} , comme $\rho_e \approx 1 \text{ g.cm}^{-3}$, (52) se simplifie formellement et devient:

$$\rho_a = \rho_h - \theta \equiv d_a \quad (53)$$

où d_a est, cette fois, la densité apparente du sol sec qui s'exprime par le même nombre que la masse volumique apparente sèche ρ_a en $[\text{g.cm}^{-3}]$.

Puisqu'une sonde mixte neutrons/gamma détermine aussi θ par thermalisation des neutrons, la valeur de la masse volumique sèche ρ_a [g.cm^{-3}] – ou de la densité sèche d_a – est donc accessible par (53) à partir de la mesure de la masse volumique totale ρ [g.cm^{-3}].

3.2.2. Atténuation

Lorsque les mesures de densité sont effectuées en profondeur comme illustré figure 7b, le détecteur de rayonnement gamma compte, en plus des photons rétro-diffusés, un certain nombre d'autres photons ayant traversés directement une épaisseur Δz de sol comprise entre la source de rayonnement gamma et le détecteur. Ces derniers ont subi une atténuation qui suit la loi de Beer-Lambert:

$$I = I_0 \times \exp[-(\mu_e \theta + \mu_s \rho_a) \times \Delta z] \quad (54)$$

avec:

I : nombre de photons qui arrivent au détecteur par unité de temps après avoir traversé l'épaisseur Δz de sol.

I_0 : nombre de photons qui arriveraient au détecteur, par unité de temps, en l'absence de sol, pour la même distance Δz entre la source et le détecteur.

μ_e , μ_s : coefficients d'atténuation du rayonnement gamma par l'eau et le sol, respectivement. Les valeurs de μ_e et μ_s sont spécifique de l'énergie du rayonnement gamma émis par la source utilisée.

Puisque seulement une partie des interactions est décrite par l'équation (54), les courbes d'étalonnage pour le traitement utilisant l'atténuation sont établies expérimentalement sur la base du même modèle (51) que pour la retro-diffusion mais, dans ce cas, le comptage relatif CR des photons correspond à la fois aux photons réfléchis et à ceux qui sont atténués. Les paramètres A, B et C sont déterminés avec des mesures faites en utilisant des matériaux ayant des densités et des épaisseurs connues: voir données du tableau XIV et figure 10 dans le paragraphe suivant.

Comme pour la rétro-diffusion, si le sol est humide, des photons sont aussi atténués par l'eau du sol et comptés par le détecteur. On corrigera donc la densité humide mesurée par (53) pour obtenir finalement la densité sèche apparente d_a du sol.

3.3. Étalonnage

En raison de la relative complexité de l'étalonnage des sondes gamma/neutrons pour la mesure des densités, elles sont généralement livrées avec un jeu de réglages stockés dans leur mémoire interne. Cet étalonnage est complexe parce qu'il faut disposer de milieux étalons de densités variées et que le traitement mathématique permettant d'estimer les coefficients A, B et C n'est pas à la portée d'un non-spécialiste. C'est seulement dans un environnement où l'on dispose de telles facilités que l'on peut envisager de modifier un étalonnage existant ou d'en construire un nouveau. Néanmoins, certaines sondes possèdent un processeur mathématique programmé pour permettre à l'utilisateur d'effectuer un étalonnage sur des blocs standard. Il faut alors utiliser, au moins, trois masses volumiques différentes (faible, intermédiaire et élevée) et deux **teneurs en eau équivalentes**¹ faible et élevée. Il est quelquefois aussi possible

¹ Teneur en eau équivalente: fait référence à des matériaux avec des teneurs en hydrogène connues équivalentes à des teneurs en eau provoquant le même effet vis à vis de la thermalisation des neutrons.

de modifier directement les coefficients d'étalonnage stockés dans l'appareil pour obtenir une meilleure conversion des mesures en valeurs finales de densité.

On peut aussi parfois ajuster l'étalonnage en fonction de conditions de terrain particulières. On a intérêt à faire cela, par exemple, dans des sols présentant une forte teneur en matière organique, en composés calcaires ou en toute autre matière à forte teneur en hydrogène différente de l'eau car on risque alors une surestimation de la teneur en eau. Il suffit de connaître l'écart entre la lecture de la sonde et la valeur réelle (déterminée au laboratoire par gravimétrie) et de la rentrer dans la mémoire du processeur pour de futures corrections automatiques des valeurs de teneurs en eau mesurées dans les mêmes conditions. Un tel procédé de correction peut être vu comme une forme d'adaptation de l'étalonnage constructeur, indépendamment des causes réelles des variations systématiques observées. Par ailleurs, on peut toujours modifier la droite d'étalonnage pour la mesure neutronique de la teneur en eau indépendamment de l'étalonnage en densité ce qui permet de toujours travailler dans les conditions recommandées antérieurement pour les sondes de profondeur.

Le tableau XIV ci-dessous reproduit le contenu de la mémoire du microprocesseur d'une sonde à neutrons/gamma de surface en rapport avec l'étalonnage de mesure de densité. Ces données sont essentiellement: a) des comptages de photons γ pour diverses profondeurs de positionnement de la source dans trois milieux standards différents de masses volumiques connues; b) un comptage standard pour la masse volumique (comptage de photons en position standard sur un bloc standard qui fait partie de l'équipement); c) les valeurs correspondant aux différentes profondeurs des coefficients A, B et C de l'équation (51).

TABLEAU XIV. CONTENU DE LA MÉMOIRE INTERNE D'UNE SONDE CPN MC-3 ET COEFFICIENTS D'ÉTALONNAGE CORRESPONDANTS

Profondeur (cm)	Comptage standard: 37426; date: 23/09/96					
	Comptages pour densité (g.cm ⁻³)			Coefficients d'étalonnage		
	1,72	2,14	2,63	A	B	C
BS	27159	20136	14882	2,96	1,03	0,169
AC	54791	40970	29425	4,88	1,38	0,0681
5,0	137842	102072	70641	12,1	1,63	-0,493
7,5	136354	98474	65574	12,9	1,56	-0,625
10,0	127121	88344	57156	14,4	1,23	-0,177
12,5	113500	75368	46739	16,0	1,04	-0,0158
15,0	97338	62090	36633	16,0	0,954	-0,0304
17,5	80888	49047	27488	16,7	0,840	0,0108
20,0	65356	37486	20262	18,4	0,718	0,0741
22,5	51567	28224	14730	18,5	0,649	0,0761
22,5	51567	28224	14730	18,5	0,649	0,0761
25,0	40144	21170	10764	17,4	0,603	0,0674
27,5	30940	15776	8083	17,6	0,546	0,0758
30,0	23728	11953	6165	15,0	0,526	0,0648

Les figures 9 et 10 illustrent graphiquement la mise en œuvre des relations d'étalonnage correspondant aux coefficients du tableau XIV à la fois pour les mesures par rétro-diffusion (modes BS et AC: fig. 9) et par atténuation/rétro-diffusion (fig. 10).

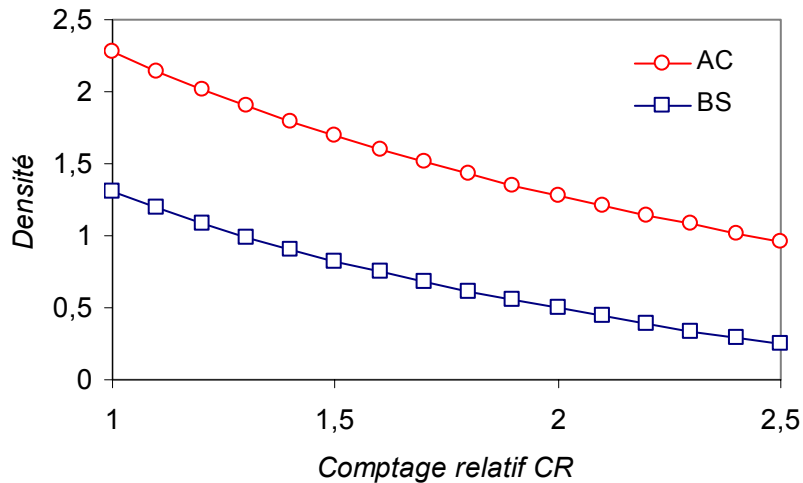


FIG. 9. Courbes d'étalonnage d'une sonde CPN model MC-3 pour les options de mesure BS et AC qui n'utilisent que le principe de rétro-diffusion du rayonnement gamma.

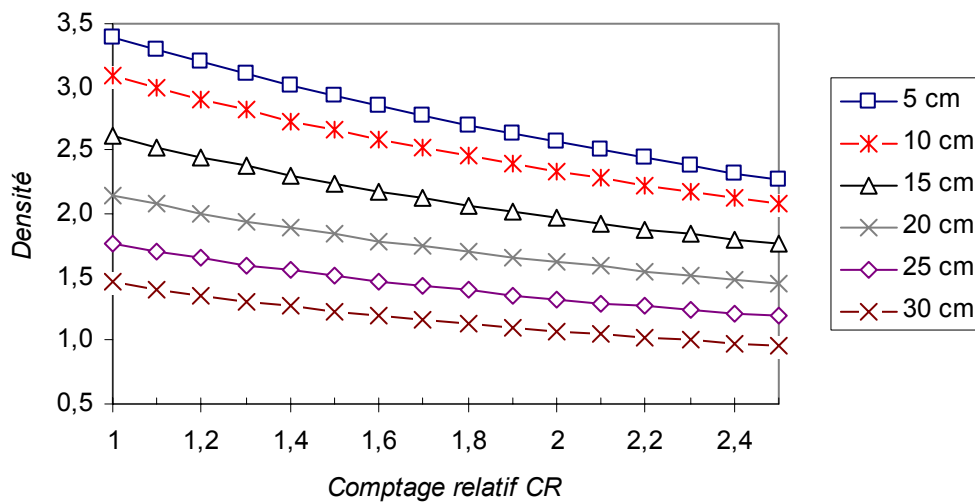


FIG. 10. Courbes d'étalonnage de la sonde de la fig. 9 pour le traitement utilisant aussi l'atténuation du rayonnement gamma pour différentes profondeurs de la source gamma.

Le tableau XV, quant à lui, reproduit les données concernant l'étalonnage de la mesure neutronique de la teneur en eau. Il s'agit principalement: a) du comptage standard pour la mesure de la teneur en eau (comptage des neutrons lents en position standard sur un bloc standard qui accompagne l'équipement); b) de comptages de neutrons lents pour deux blocs standards ayant chacun une teneur en eau équivalente connue; c) des valeurs des coefficients a et b de la droite d'étalonnage $\theta = a + b \times CR$ permettant de convertir les comptages relatifs CR mesurés en teneurs en eau, comme pour les sondes de profondeur.

TABLEAU XV. PARAMÈTRES DE LA SONDE CPN MODEL MC-3 POUR L'HUMIDIMÉTRIE NEUTRONIQUE

Comptage standard: 8344; Date: 23/09/96			
Comptage pour		Coefficients de la droite d'étalonnage	
$\theta = 0$	$\theta = 0,53 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$	A	B
337	5263	-0,03627	0,90265

4. APPLICATIONS

4.1. Stock d'eau dans le sol

Le calcul du stock a déjà été abordé sur un plan théorique au paragraphe 2.6.3. Nous allons maintenant en donner un exemple d'application pratique. La quantité d'eau stockée dans un horizon de sol compris entre deux profondeurs z_1 et z_2 , à un instant t donné, se calcule par:

$$S_{z_2-z_1}(t) = \int_{z_1}^{z_2} \theta(z,t) dz \quad (55)$$

où θ est l'humidité volumique définie par (2) et z la coordonnée de position verticale avec une orientation positive vers le bas.

Si on exprime θ en cm^3 d'eau par cm^3 de sol et z en cm, alors le stock S est équivalent à une hauteur d'eau en cm. Pour fixer les idées, on peut retenir qu'à chaque centimètre d'eau stocké dans la couche de sol considérée correspond un volume de 10 litres d'eau par m^2 de surface de sol. Dans le cas le plus courant, on effectue l'intégration (55) entre $z_1 = 0$ (surface du sol) jusqu'à la profondeur totale du profil z_2 .

Nous avons montré au paragraphe 2.6.3.3 que la méthode numérique adoptée pour évaluer l'intégrale (55) avait peu d'influence sur la valeur estimée pour le stock. On peut donc encore penser simplifier l'équation (37) de la méthode des trapèzes en supposant que le profil hydrique est une suite d'échelons ce qui revient à supposer $\theta [z, z + \Delta z] = \theta [z + \Delta z]$ si l'on effectue des mesures tous les Δz . Avec cette hypothèse simplificatrice, (37) devient:

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

ou:

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

si $\bar{\theta}$ représente la teneur en eau moyenne sur n mesures effectuées tous les Δz à partir de la profondeur Δz sur le profil $[0, z_2]$. Le tableau XVI ci-dessous présente un exemple de données recueillies sur le terrain à partir desquelles nous allons estimer des stocks par (57).

TABLEAU XVI. COMPTAGES RELATIFS ET TENEURS EN EAU CORRESPONDANTES EN FONCTION DE LA PROFONDEUR POUR UN CHAMP DE MAÏS, ALFISOL, PIRACICABA (BRÉSIL)

Profondeur (cm)	Comptage relatif CR	θ ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$)
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

Tout le profil: $\bar{\theta} = 0,407$, $S_{0-150} = 0,407 \times (150 - 0) \approx 61,1$ cm

Horizon [0, 75 cm]: $\bar{\theta} = 0,420$, $S_{0-75} = 0,420 \times (75 - 0) \approx 31,5$ cm

Horizon [50, 100 cm]: $\bar{\theta} = 0,412$, $S_{50-100} = 0,412 \times (100 - 50) \approx 20,6$ cm

Pour information, les mêmes calculs effectués par la méthode des trapèzes et l'équation (37) (le lecteur intéressé pourra les effectuer à titre d'exercice...) donnent des valeurs de stocks qui diffèrent de moins de 3 mm – ou de moins de 1% – par rapport aux valeurs ci-dessus.

Comme nous l'avons déjà souligné au paragraphe 2.5, il est important d'avoir une idée de la sphère d'influence de la sonde. Ceci est particulièrement important pour les mesures proches de la surface du sol. Dans l'exemple du tableau XVI, le rayon de la sphère d'influence est estimé à environ 15 cm. Cela signifie que, lorsque la sonde est placée à 25 cm de profondeur, la mesure porte alors sur la couche allant de 10 à 40 cm de profondeur et que l'humidité de la couche superficielle [0, 10 cm] n'est pas prise en compte. Ceci introduit donc une erreur de calcul dans le stock évalué par (57). On peut essayer de la compenser en prélevant des échantillons depuis la surface pour mesurer leurs teneurs en eau par gravimétrie. D'un autre côté, il faut noter que commencer les mesures à une profondeur de 25 cm est une garantie de précision car on est sûr, alors, de ne plus avoir de fuite de neutrons dans l'atmosphère ce qui aurait aussi constitué une source d'erreurs.

La sonde à neutrons moyenne la distribution des teneurs en eau à l'intérieur de son volume de mesure: la sphère d'influence. La figure 11 ci-dessous illustre ce point important toujours sur l'exemple du tableau XVI. Les bandes apparaissant en grisé sur cette figure correspondent aux zones de chevauchement des sphères d'influence pour deux mesures contiguës. C'est un facteur favorable pour l'estimation du stock par (57) qui fait apparaître aussi une moyenne. Globalement, la détermination du stock d'eau sera d'autant plus précise que les sphères d'influence se recourent.

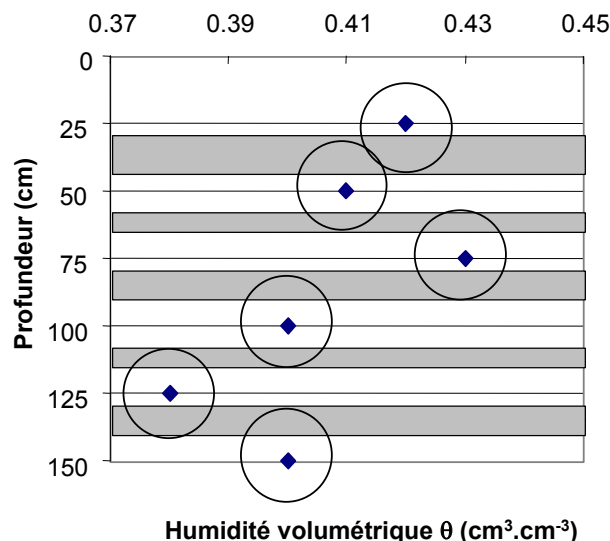


FIG. 11. Schématisation de la prise de mesure par sonde à neutrons dans l'exemple du tableau XVI.

Dans cet exemple, si les mesures avaient été faites tous les 10 cm, l'estimation du stock d'eau aurait été a priori meilleure. Néanmoins, la première mesure à 10 cm de profondeur aurait été probablement biaisée car une partie de la sphère d'influence se serait alors trouvée hors du sol.

Les sondes à neutrons récentes sont équipées de microprocesseurs programmés pour calculer le stock d'eau et l'afficher en mm ou autre unité appropriée. Quelques modèles encore plus sophistiqués peuvent se déplacer automatiquement dans le tube d'accès avec une vitesse constante, effectuant ainsi une excellente intégration du profil hydrique et fournissant finalement un taux de comptage directement proportionnel au stock d'eau dans le profil.

En agronomie, un autre aspect important est de **pouvoir suivre des variations de stock**. En effet, il fluctue en fonction du temps à cause des apports d'eau – pluie ou irrigation – et des pertes occasionnées par l'évapotranspiration ou le drainage interne.

Exemple: Pour le sol sous culture de maïs considéré précédemment, des mesures effectuées avec la sonde à neutrons à différentes dates ont donné les résultats suivants:

$$S_{0-150} (07/09/1998) \approx 611,0 \text{ mm}$$

$$S_{0-150} (14/09/1998) \approx 579,5 \text{ mm}$$

$$S_{0-150} (21/09/1998) \approx 543,8 \text{ mm}$$

$$S_{0-150} (28/09/1998) \approx 575,8 \text{ mm}$$

Du 7/9 au 21/9 il n'y a pas eu d'apport d'eau. Les taux moyens de perte en eau ont été:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_{0-150} (14/9) - S_{0-150} (7/9)}{14 - 7} \approx - 4,5 \text{ mm/jour}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_{0-150} (21/9) - S_{0-150} (14/9)}{21 - 14} \approx - 5,1 \text{ mm/jour}$$

Ces pertes sont potentiellement dues à l'évapotranspiration et au drainage profond en dessous de 150 cm. Avec ces seules données, il n'est pas possible de distinguer l'une de l'autre.

Des pluies ont eu lieu entre le 21 et 28 septembre. Le stock d'eau a alors augmenté de:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{S_{0-150} (28/9) - S_{0-150} (21/9)}{28 - 21} \approx + 4,6 \text{ mm/jour}$$

Cette augmentation correspond au solde net du bilan entre les apports de pluie et les pertes dues au ruissellement de surface, à l'évapotranspiration et au drainage en dessous de 150 cm.

4.2. Courbes de rétention d'eau dans le profil

Des courbes de rétentions (relation teneur en eau/potential de l'eau dans le sol) peuvent être obtenues sur le terrain en associant humidimétrie neutronique et mesures tensiométriques aux mêmes profondeurs. Les tensiomètres doivent être installés le plus près possible des tubes d'accès mais, en aucun cas, dans la sphère d'influence car les cellules des tensiomètres, pleines d'eau, peuvent perturber significativement la mesure neutronique. Une distance de 20–30 cm est généralement bien adaptée.

Toutefois, les propriétés physiques d'un sol peuvent varier significativement sur de courtes distances. Ceci peut entraîner une dispersion importante sur les points de la courbe de rétention déterminée à partir de données de terrain comme ont pu l'observer Greminger et al. (1985) ou Villagra et al. (1988): voir exemple de la fig. 12. L'AIEA (1984) a néanmoins proposé une courbe de rétention construite à partir de mesures effectuées avec des sondes à neutrons et des tensiomètres dans des sols de différents pays: figure 13.

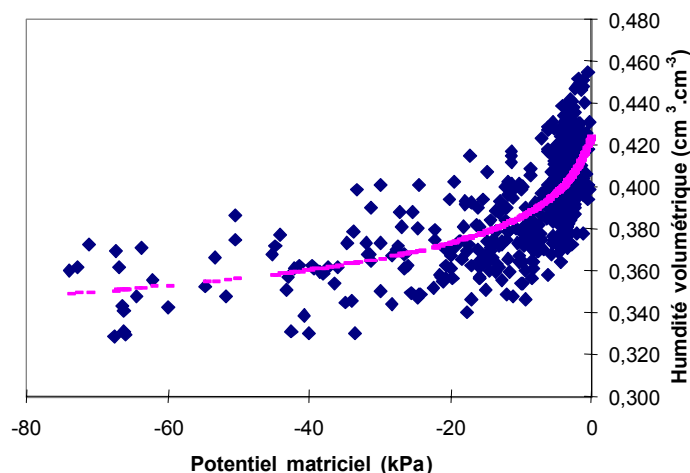


FIG. 12. Courbe de rétention obtenue sur le terrain pour un Alfisol, profondeur de 20 cm, Brésil. (Villagra et al., 1988).

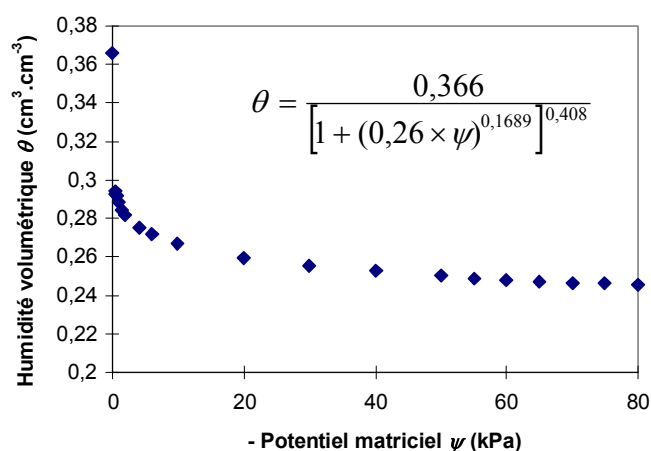


FIG. 13. Courbe de rétention moyenne obtenue pour des sols de différents pays (AIEA, 1984).

4.3. Conductivité hydraulique des sols

La conductivité hydraulique des sols K est un paramètre qui quantifie la capacité des sols à transférer de l'eau. Elle est très fortement dépendante de la teneur en eau θ du sol et chaque milieu poreux est caractérisé par une relation $K(\theta)$ spécifique. Toutes les méthodes de détermination de la conductivité hydraulique nécessitent de mesurer la teneur en eau et, pour cela, l'utilisation d'une sonde à neutrons s'avère particulièrement adaptée notamment dans des conditions de terrain. A titre d'exemples, nous présentons ici les méthodes qui ont été proposées par Richards et al. (1964), Libardi et al. (1980) et Sisson et al. (1980).

Pour déterminer expérimentalement la relation $K(\theta)$, on sélectionne une zone plane et horizontale d'une superficie typiquement comprise entre 9 m^2 ($3 \times 3 \text{ m}$) et 100 m^2 ($10 \times 10 \text{ m}$). On l'équipe de tubes d'accès et de tensiomètres sur la profondeur d'investigation désirée. Ensuite, on verse continûment de l'eau sur cette surface de manière à y maintenir une lame d'eau de faible épaisseur jusqu'à ce que l'on atteigne un régime quasi-permanent d'infiltration. On peut estimer que l'on a atteint cet état lorsque les taux de comptages neutroniques cessent d'évoluer et que les teneurs en eau s'approchent d'un maximum à chacune des profondeurs de mesure dans le profil. Le taux d'infiltration à travers la surface lorsque ce régime est atteint peut être assimilé à la conductivité hydraulique K_0 correspondant à la teneur en eau à saturation de la couche superficielle du sol θ_0 . K_0 fournit l'un des paramètres du modèle exponentiel:

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

couramment utilisé pour représenter $K(\theta)$. γ est un deuxième paramètre qui sera déterminé à partir des mesures effectuées après l'infiltration lors de la redistribution de l'eau et du drainage, en l'absence d'extraction racinaire et d'évaporation.

À la fin de l'infiltration, lorsque toute la lame d'eau à la surface a été absorbée, débute le processus de redistribution de l'eau principalement sous l'effet du potentiel gravitaire. Pendant cette phase, la surface doit être recouverte d'une bâche imperméable pour éviter les pertes par évaporation. Des mesures de teneurs en eau du sol sont ensuite réalisées périodiquement avec une sonde à neutrons à des profondeurs z sélectionnées. Les résultats de ces mesures sont rassemblés sous la forme d'un tableau $\theta(z, t)$ (voir exemple du tableau XVII) en prenant comme origine des temps $t=0$ l'instant où la lame d'eau a disparu. Simultanément, sur les tensiomètres, on effectue des relevés de potentiel matriciel de l'eau dans le sol ψ_m que l'on corrige par les profondeurs z correspondantes (potentiels gravitaires) pour obtenir des valeurs de potentiel total de l'eau le sol $\psi_T(z, t)$. Ces mesures sont finalement réunies dans un deuxième tableau dont le tableau XVIII est un exemple.

TABLEAU XVII. VALEURS DE TENEURS EN EAU MESURÉES AVEC LA SONDE À NEUTRONS LORS DE LA REDISTRIBUTION (T EN JOURS)

Profondeur (cm)	Teneurs en eau mesurées $\theta(\text{cm}^3.\text{cm}^{-3})$				
	$t=0$	$t=1$	$t=3$	$t=7$	$t=15$
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

TABLEAU XVIII. VALEURS DE POTENTIEL TOTAL CALCULÉES A PARTIR DES DONNÉES TENSIO MÉTRIQUES

Profondeur (cm)	Potentiel total de l'eau dans le sol $\psi_T(\text{cm H}_2\text{O})$				
	$t=0$	$t=1$	$t=3$	$t=7$	$t=15$
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

Dans l'exemple considéré sur ces tableaux XVII et XVIII, la conductivité hydraulique à saturation K_0 mesurée une fois le régime permanent établi était de 2,2 cm/jour. Nous allons maintenant estimer K par les trois méthodes que nous avons mentionnées plus haut.

4.3.1. Méthode de Richards et al. (1956)

Cette méthode proposée par Richards et al. (1956) a par la suite été développée par Nielsen et al. (1964), Rose et al. (1965), van Bavel et al. (1968). Elle est actuellement connue sous le nom de **méthode du profil instantané** (Watson, 1966) et est couramment utilisée pour déterminer la conductivité hydraulique de sols bien drainés. Elle est basée sur l'hypothèse que le taux de décroissance du stock d'eau dans un profil $0 \leq z \leq L$ pendant la redistribution en l'absence d'évaporation et d'extraction racinaire est égal au flux q_L drainé par le bas à la profondeur L . Ce flux s'écrit, d'après la loi de Darcy:

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

La variation de stock est donnée par

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

En égalant (59) et (60) comme le suppose la méthode de Richards, on obtient finalement pour expression de la conductivité hydraulique:

$$K[\theta(L)] = \frac{\int_0^L \frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} dz}{\frac{\partial \psi_T}{\partial z}} = \frac{\frac{\partial S(L,t)}{\partial t}}{\frac{\partial \psi_T}{\partial z}} \quad (61)$$

L'intégrale intervenant dans (61) est évaluée en calculant d'abord le stock d'eau $S(L, t)$ par l'équation (57) à chaque date de mesure. Sa dérivée par rapport au temps peut être approximée en utilisant simplement la variation de stock pour la période entre deux mesures. Elle peut aussi être calculée à partir de l'ajustement d'un modèle $S_L = a + b \times \ln t$ sur les données de stock, auquel cas on a: $\partial S/\partial t = q_L = 1/b$. Le gradient de potentiel $\partial \psi_T/\partial z$ est, lui, estimé à partir des différences de potentiels entre deux cotes voisines.

Exemple: Les valeurs de teneurs en eau du tableau XVII sont converties en stocks d'eau S_L en utilisant l'équation (57) pour 4 valeurs de profondeur: $L = 30, 60, 90$ et 120 cm. On obtient:

Profondeur (cm)	Stocks d'eau (mm)				
	$t = 0$	$t = 1$	$t = 3$	$t = 7$	$t = 15$
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

On calcule ensuite leur dérivées par:

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

et on attribue le résultat au temps médian $\frac{t_{i+1} + t_i}{2}$. On trouve ici:

Profondeur (cm)	Variations de stock d'eau (mm/jour)			
	$t = 0,5$	$t = 2$	$t = 5$	$t = 11$
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

En comparant les tableaux XVII et XVIII, on peut remarquer que les profondeurs des tensiomètres sont différentes de celles des mesures de teneurs en eau. Ceci est volontaire car, en fait, ce sont les gradients de potentiel qu'il faudra estimer aux mêmes cotes que les flux ou les variations de stock. Par exemple, pour estimer le gradient de ψ_T en $L = 60$, on utilisera les valeurs fournies par les tensiomètres situés de part et d'autre de cette position, soit à $L = 45$ et $L = 75$ cm. D'une manière générale, le gradient sera estimé par:

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

On a vu aussi plus haut que les flux q_L ou les variations de stock $\partial S/\partial t$ étaient obtenus pour des temps intermédiaires. Il faut donc également calculer les gradients pour ces mêmes temps. Pour cela, on commence par ré-échantillonner les valeurs du tableau XVIII par une simple interpolation:

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

On obtient alors un nouveau tableau:

Profondeur (cm)	Potentiel total de l'eau ψ_T (cm)			
	$t = 0,5$	$t = 2$	$t = 5$	$t = 11$
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

À partir duquel on peut calculer les gradients par (63). On obtient:

Profondeur (cm)	Gradients de potentiel $\partial\psi_T/\partial z$ (cm/cm)			
	$t = 0,5$	$t = 2$	$t = 5$	$t = 11$
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

On peut donc maintenant appliquer (61) pour obtenir des valeurs de $K(L, t)$ en divisant terme à terme les variations de stocks par les gradients de potentiels aux mêmes cotes L et aux mêmes temps t . Cela donne finalement:

Profondeur (cm)	Conductivité hydraulique K (mm/jour)			
	$t = 0,5$	$t = 2$	$t = 5$	$t = 11$
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

Pour construire les fonctions $K(\theta)$, il reste à savoir à quelles valeurs de la teneur en eau il faut attribuer ces valeurs. Les mesures de θ ont été effectuées à $t_i = 0, 1, 3, 7$ et 15 jours (tableau XVII) et nous avons besoin de les estimer aux temps $t_i' = 0,5, 2, 5$ et 11 jours. Comme pour le stock (équation 62), on va procéder par interpolation linéaire et donc calculer des moyennes arithmétiques sur les données du tableau XVII. On obtient:

Profondeur (cm)	Teneurs en eau interpolées θ (cm ³ /cm ³)			
	$t = 0,5$	$t = 2$	$t = 5$	$t = 11$
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

On peut donc maintenant apparier valeurs de K et θ pour chaque valeur de L :

$L = 30$ cm		$L = 60$ cm		$L = 90$ cm		$L = 120$ cm	
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	1,56	0,419	1,92	0,434	2,44

Si $K(\theta)$ suit le modèle (58), son logarithme $\ln K$ doit être linéaire en θ . On effectue donc une série de quatre régressions linéaires sur les données du tableau précédent. On obtient:

L (cm)	Régression: $\ln K = a + b \times \theta$		
	a	b	R ²
30	-14,591	35,112	0,985
60	-8,708	27,748	0,987
90	-24,980	61,123	0,996
120	-28,467	67,731	0,995

Le fait que les coefficients de régression R^2 correspondants soient élevés justifie l'hypothèse sur l'allure exponentielle des relations $K(\theta)$. D'après la forme de (58), il est facile de vérifier que le paramètre b de la droite de régression $\ln K = a + b \times \theta$ est identique à γ alors que K_0 est relié aux paramètres a et γ par $K_0 = \exp [a + \gamma \times \theta_0]$ où les θ_0 sont assimilées aux teneurs en eau à $t = 0$. Finalement, les paramètres estimés pour le modèle (58) ont donc pour valeurs:

L (cm)	Modèle (58): $K = K_0 \exp [\gamma \times (\theta - \theta_0)]$		
	K_0 (mm/jour)	γ	θ_0
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

Il faut souligner que, à cause de l'allure exponentielle de la relation $K(\theta)$, de petites erreurs sur θ peuvent engendrer de grandes variations sur l'estimation de K par cette méthode.

4.3.2. Méthode de Libardi et al. (1980)

Cette méthode est fondée sur l'hypothèse supplémentaire qu'au cours du drainage le gradient du potentiel total est constamment unitaire: $\text{grad } \psi_T = \partial \psi_T / \partial z = 1$. L'équation (61) se simplifie alors et l'on n'a plus besoin des données tensiométriques du tableau XVIII. Combinée avec le modèle (58), l'intégration par rapport au temps de cette forme simplifiée de (61) conduit à:

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

K_0 et γ peuvent donc être évalués, à chacune des profondeurs, L à partir d'une régression linéaire effectuée un graphique $(\theta - \theta_0) = f(\ln t)$.

Exemple: Sur les données du tableau XVII, de telles régressions donnent:

Profondeur L (cm)	Régression: $(\theta - \theta_0) = a + b \times \ln t$			
	θ_0	a	b	R ²
30	0,501	-0,0376	-0,0250	0,989
60	0,458	-0,0485	-0,0355	0,976
90	0,475	-0,0218	-0,0147	0,996
120	0,486	-0,0207	-0,0136	0,990

D'après (65), l'ordonnée à l'origine a est égale à $1/\gamma [\ln(-\gamma K_0/L)]$ et la pente b à $-1/\gamma$. Par la méthode de Libardi et al., on obtient donc finalement comme paramètres du modèle de conductivité hydraulique:

L (cm)	Modèle (58): $K = K_0 \exp [\gamma \times (\theta - \theta_0)]$		
	K_0 (mm/jour)	γ	θ_0
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. Méthode de Sisson et al. (1980)

Comme dans la méthode précédente, ces auteurs supposent aussi $\text{grad} \psi_T = 1$ et, de nouveau, il n'est pas nécessaire de disposer de données tensiométriques. Ils proposent une méthode originale de résolution de (61) qui conduit, pour le modèle (58), à:

$$\ln\left(\frac{z}{t}\right) = \ln(\gamma K_0) + \gamma \times (\theta - \theta_0) \quad (66)$$

qui montre que K_0 et γ peuvent également être obtenus par régression sur un graphique $\ln(z/t)$ fonction de $(\theta - \theta_0)$.

Exemple: Toujours sur l'exemple des données du tableau XVII, les deux tableaux ci-après donnent les résultats des calculs intermédiaires nécessaires à la mise en œuvre de la méthode de Sisson et al. (1980):

t (jours)	$L = 30$ cm		$L = 60$ cm		$L = 90$ cm		$L = 120$ cm	
	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$	$\ln(z/t)$	$(\theta - \theta_0)$
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

Profondeur L (cm)	Régression: $\ln(z/t) = a + b \times (\theta - \theta_0)$			
	θ_0	a	b	R^2
30	0,501	4,8747	39,6139	0,989
60	0,458	5,3961	27,5370	0,976
90	0,475	5,9706	67,6490	0,996
120	0,486	6,2799	72,8095	0,990

Dans ce cas, d'après (66), $a = \ln(\gamma K_0)$ et $b = \gamma$, la méthode de Sisson et al. donne donc finalement:

L (cm)	Modèle (58): $K = K_0 \exp[\gamma \times (\theta - \theta_0)]$		
	K_0 (mm/jour)	γ	θ_0
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

À la fin de ce paragraphe, il est intéressant de comparer les estimations de K_0 et γ fournies par les différentes méthodes. A la profondeur de 90 cm, par exemple, on a trouvé:

Méthodes	γ	K_0 (mm/jour)
Richards et al. (1956)	61,12	57,61
Libardi et al. (1980)	67,95	58,39
Sisson et al. (1980)	67,65	57,91

On constate sur cet exemple que les méthodes de Libardi et Sisson donnent des résultats très voisins ce qui est logique car elles reposent sur les mêmes hypothèses simplificatrices alors que la méthode de Richards fournit une estimation sensiblement différente. On peut penser privilégier cette dernière car elle fait appel à une information plus riche puisqu'elle prend en compte aussi des données tensiométriques. Chaque fois que l'on disposera de telles données de qualité, on aura donc intérêt à l'adopter pour estimer les paramètres de la relation conductivité hydraulique/teneur en eau.

4.4. Bilan hydrique

Faire un bilan hydrique consiste à effectuer un bilan des apports (entrées) et des pertes (sorties) d'eau dans un agrosystème particulier sur une durée Δt donnée et pour une couche de sol d'épaisseur L . Aussi bien le choix de $\Delta t = t_{\text{final}} - t_{\text{initial}}$ que celui de L dépendent des objectifs visés et du type de culture. Les valeurs de Δt peuvent être de l'ordre de quelques jours, une semaine, un mois, une année... Les profondeurs L optimales dépendent du volume du sol exploité par les racines et, en général, on s'attache à considérer une couche de sol incluant au moins 95% du système racinaire. Dans un système donné, le bilan hydrique s'écrit d'une manière générale:

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

où P, I, ET, RO, Q_L et ΔS_L sont les composantes du bilan schématisées sur la fig. 14 avec:

P : Cumul des précipitations sur la période Δt ,

I : Apport d'eau par irrigation sur la période,

ET : Évapotranspiration intégrée sur la période,

RO : Ruissellement ou écoulement superficiel total sur la période,

Q_L : Intégrale du flux d'eau dans le sol à la profondeur L sur la période,

ΔS_L : Variation sur la période du stock d'eau S dans la couche $[0, L]$.

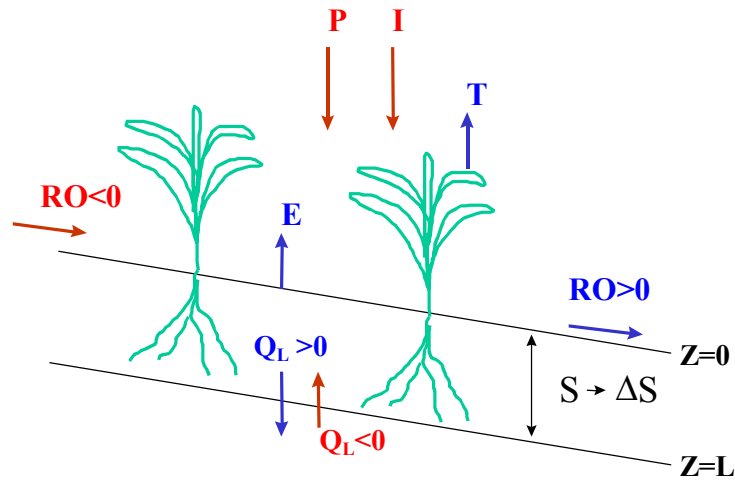


FIG. 14. Composantes du bilan hydrique.

Toutes ces quantités s'expriment en lames d'eau équivalentes comptées, par exemple, en (mm). Leur signes dans l'équation (67) ont été choisis pour qu'elles soient normalement quantifiées par un nombre positif ou nul. Avec cette convention, c'est toujours le cas pour P , I et ET . Par contre, un RO négatif indique un apport d'eau par ruissellement. De même, $Q_L < 0$ indique une remontée d'eau depuis la base du profil alors que $Q_L > 0$ traduit une situation de drainage. Enfin, $\Delta S_L > 0$ indique une augmentation du stock d'eau dans le profil $[0, L]$ (solde positif du bilan) et $\Delta S_L < 0$ une diminution (solde négatif).

Une sonde à neutrons constitue un outil bien adapté au suivi de bilan hydrique car elle fournit des mesures qui permettent d'évaluer relativement facilement le stock d'eau (cf. paragraphe 4.1), d'une part, et, d'autre part, de suivre son évolution. En effet, comme il s'agit d'une méthode non-destructive, les mesures peuvent être réitérées au même endroit autant de fois que nécessaire. Nous allons maintenant donner des exemples de manipulation de l'équation de bilan (67).

Exemple 1: Supposons qu'un sol renferme un stock de 280 mm d'eau à la date t_i . Sur une période Δt , il reçoit ensuite 10 mm de précipitations et 30 mm par arrosage. Si les pertes par évapotranspiration pendant la même période sont de 40 mm et que RO et Q_L sont négligeables, quel est le stock final au temps $t_f = t_i + \Delta t$?

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

Donc, le stock final $S(t_f)$ reste inchangé et égal à 280 mm.

Exemple 2: Dans une autre situation, sans irrigation ni précipitation, en considérant que les pertes par évapotranspiration sont de 35 mm et que le drainage à la limite inférieure de la couche de sol est de 8 mm, quelle est la variation du stock? :

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

Finalement, le stock aura diminué de 43 mm.

Exemple 3: Par un temps nuageux où l'évapotranspiration peut être négligée, un site reçoit 56 mm de pluie. 14 sont perdus par ruissellement à la surface et 5 sont évacués par drainage interne à la base du profil. Quelle est la variation du stock? :

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

Sur cette période, on a donc un solde positif de + 37 mm de stock dans le profil.

Exemple 4: Quelle est la quantité d'eau qui a été reçue par une culture irriguée pendant une période sans précipitations sachant qu'elle a perdu 42 mm par évapotranspiration et que le stock d'eau dans le sol a chuté de 12 mm en l'absence de drainage?:

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L \Rightarrow$$

$$I = \Delta S_L - P + ET + RO + Q_L = -12 - 0 + 42 + 0 + 0 = + 30 \text{ mm}$$

Exemple 5: Finalement, quelle est l'évapotranspiration quotidienne d'une plantation de haricots sachant que, pendant une période de 10 jours, elle a reçu 15 mm de pluie et deux arrosages de 10 mm chacun? Sur la même période, le sol perd 2 mm par drainage et le stock diminue de 5 mm.

$$P + I - ET - RO - Q_L = \Delta S_L \Rightarrow$$

$$ET = P + I - RO - Q_L - \Delta S_L = 15 + (2 \times 10) - 0 - 2 + 5 = +38 \text{ mm}$$

Ainsi, pendant cette période l'évapotranspiration moyenne a été de $38 / 10 = 3,8$ mm par jour.

4.4.1. Estimation des composantes du bilan hydrique

Mesurer directement toutes les composantes du bilan hydrique constitue une opération plutôt fastidieuse!

La pluie P se mesure à l'aide de pluviomètres ou pluviographes (pluviomètres enregistreurs) donnant des résultats en mm/jour qui, intégrés sur une période Δt , fournissent des cumuls en (mm). Les pluviomètres doivent être installés près des sites où l'on veut faire des bilans car les précipitations ne sont jamais uniformes. À ce sujet, on trouvera dans (Reichardt et al., 1995) un exemple d'analyse de la variabilité spatiale et temporelle des précipitations pour une zone de 1000 ha.

Bien que l'instrument de mesure de base soit le même que pour la pluie, mesurer les apports d'eau par irrigation I constitue un défi en soi. En effet, le mode d'aspersion retenu conduit souvent à une structure très hétérogène de ces apports ce qui oblige à multiplier les points de mesure. En ce qui concerne l'irrigation à la raie – ou autres modes d'irrigation de surface –, une façon usuelle de procéder consiste à diviser le volume total d'eau apportée par la surface irriguée, mais il est clair qu'ainsi on ne prend pas en compte la variabilité spatiale.

Le terme de pertes par évapotranspiration ET est souvent traité comme une inconnue dans l'équation du bilan hydrique et il est déduit des autres termes comme dans l'exemple 5 présenté ci-dessus. Néanmoins, l'évapotranspiration peut être évaluée à partir de modèles théoriques et/ou de formules empiriques basées sur des données atmosphériques: méthodes de Thornwaite, Blaney-Criddle, Penmann, etc. On peut aussi estimer ET à partir de mesures effectuées sur lysimètres (FAO, 1992).

Le ruissellement RO est difficile à mesurer. Le principe général consiste à recueillir et à quantifier cet écoulement superficiel à l'aide d'un système mécanique approprié installé sur des parcelles standard (état de surface, pentes...) spécialement aménagées à cet effet. On

extrapole ensuite cette information aux sites réels où l'on suit le bilan. Par exemple, si à la partie inférieure d'une parcelle test pour le ruissellement de 2 m par 22 m on récupère 216 litres d'eau alors qu'il a plu 35 mm, on peut estimer:

$$RO = \frac{216 \times 10^3 \text{ cm}^3}{2 \times 22 \times 10^4 \text{ cm}^2} \approx 0,491 \text{ cm} = 4,91 \text{ mm soit: } \frac{4,91}{35} \approx 14\% \text{ de la pluie}$$

et on extrapolera ces 14% à tous les sites similaires. Il est clair que cette façon simple de procéder ignore la réalité du cheminement de l'eau à la surface de la parcelle et, en particulier, le fait que le ruissellement en provenance des zones les plus hautes peut se retrouver collecté dans les zones les plus basses.

Le flux d'eau Q_L dans le sol à la base du profil se calcule sur un intervalle de temps $[t_i, t_{i+1}]$ par l'intégrale suivante:

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

où q_L est le flux d'eau à la profondeur L donné par la loi de Darcy (59) qui s'écrit, rappelons-le:

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

où ψ_T est le potentiel total de l'eau. $\psi_T = \psi_m - z$ si l'axe des z est orienté positivement vers le bas avec ψ_m : potentiel matriciel. Le gradient $\partial \psi_T / \partial z$ détermine le sens et l'intensité du flux d'eau. S'il est négatif, le flux est positif c'est à dire dirigé vers le bas; l'eau sort du profil: on est en situation de drainage. Si, au contraire, $\partial \psi_T / \partial z$ est positif, le flux est négatif donc dirigé vers le haut; de l'eau entre dans le profil: on est en situation d'imbibition.

Exemple: Dans un sol à la profondeur $z = L = 100$ cm, on suppose que la conductivité hydraulique est donnée par $K(\theta) = 5,68 \exp [85,6 (\theta - 0,441)] \text{ mm.jour}^{-1}$. A la même profondeur, on a mesuré $\theta = 0,398 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ avec une sonde à neutrons. Deux tensiomètres sont placés à 90 et 110 cm de profondeur sur lesquels on relève au même moment $\psi_m = -118 \text{ cm H}_2\text{O}$ et $\psi_m = -135 \text{ cm H}_2\text{O}$, respectivement. Quels sont la direction et l'intensité du flux d'eau à cette profondeur?:

$$K_{100} = 5,68 \times \exp [85,6 \times (0,398 - 0,441)] \approx 0,143 \text{ mm.jour}^{-1}$$

$$\psi_T(90) = \psi_m - z = -118 - 90 = -208 \text{ cm}$$

$$\psi_T(110) = \psi_m - z = -135 - 110 = -245 \text{ cm}$$

$$\left(\frac{\partial \psi_T}{\partial z} \right)_{100} = \frac{-245 - (-208)}{110 - 90} = \frac{-37}{20} \approx -1,85$$

$$q_L = -K_{100} \times (\partial \psi_T / \partial z)_{100} = 0,143 \times -1,85 \approx 0,265 \text{ mm.jour}^{-1}$$

$q_L > 0$: il s'agit donc d'un drainage. Si ce taux se maintient pendant cinq jours, la contribution correspondante au bilan sera $Q_L = 5 \times 0,265 \approx 1,3 \text{ mm}$.

Enfin, en ce qui concerne le calcul de la variation de stock ΔS_L , celui-ci a déjà été détaillé au paragraphe 4.1.

On pourra trouver plus de détails sur l'établissement du bilan hydrique dans AIEA (1990), Bacchi et al. (1996), et Villagra et al. (1995) pour des exemples dans des conditions brésiliennes.

4.5. Variabilité spatiale des sols

La sonde à neutrons s'avère être un outil très utile pour l'étude de la distribution et de la variabilité spatiale de la teneur en eau dans les sols, à l'échelle d'une parcelle ou d'un bassin versant. En effet, en utilisant la théorie des variables régionalisées, l'analyse des variances temporelles et/ou spatiales (cf. paragraphe 2.6.2) effectuée ainsi à partir d'un grand nombre de points d'observation permet une meilleure compréhension des processus liés au transfert de l'eau. Différents schémas d'échantillonnage peuvent être mis en place: transects, grilles régulières, à points équidistants ou aléatoirement espacés.

A titre d'illustration, la figure 15 ci-dessous présente des mesures de teneurs en eau ayant été effectuées à trois dates avec une sonde à neutrons sur 25 tubes régulièrement espacés tous les 5m le long d'un transect. L'allure similaire des courbes obtenues aux différentes dates montre que ce dispositif échantillonne bien les mêmes points à chaque fois (Reichardt et al., 1993; Reichardt et al., 1997).

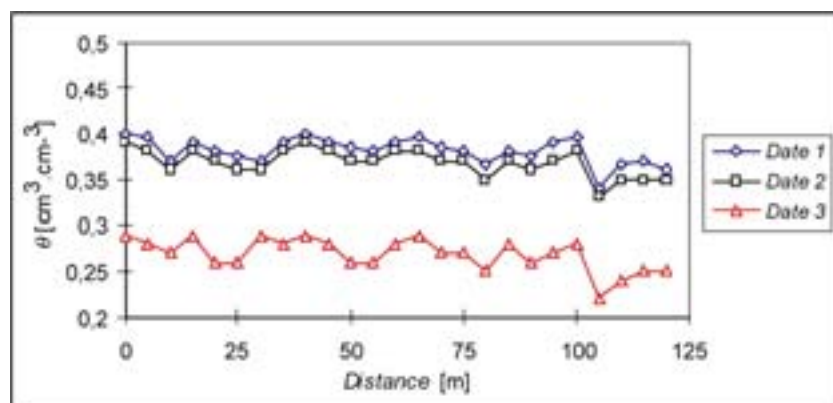


FIG. 15. Teneurs en eau mesurées avec une sonde à neutrons sur 25 tubes d'accès répartis tous les 5 m sur un transect.

4.6. Extraction racinaire

Les mesures à la sonde à neutrons peuvent aussi être utilisées pour étudier l'extraction d'eau par le système racinaire d'une plante. Les figures 16 et 17 ci-après montrent des résultats obtenus lors d'une expérimentation dont l'objectif était d'étudier le mécanisme de l'extraction de l'eau par le système racinaire dans une plantation d'hévéas (Mendes et al., 1992). La combinaison des mesures neutroniques et tensiométriques permet de cartographier l'état hydrique du sol sous forme d'isolignes de teneur en eau θ et de potentiel total ψ_T . Les lignes de flux d'eau q – perpendiculaires aux lignes de potentiel total – peuvent alors être visualisées et orientées: le flux d'eau va toujours dans le sens des valeurs de potentiel total décroissantes. Bien que la quantification précise de ces flux reste difficile, ces cartes permettent néanmoins de caractériser spatialement l'extraction racinaire de l'eau par la culture et de suivre ses variations au cours du cycle de la plante.

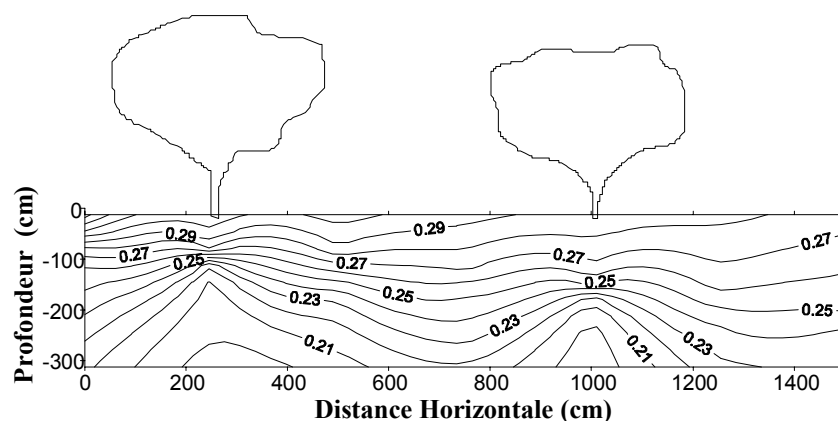


FIG. 16 Iso-teneurs en eau sous deux hévés.

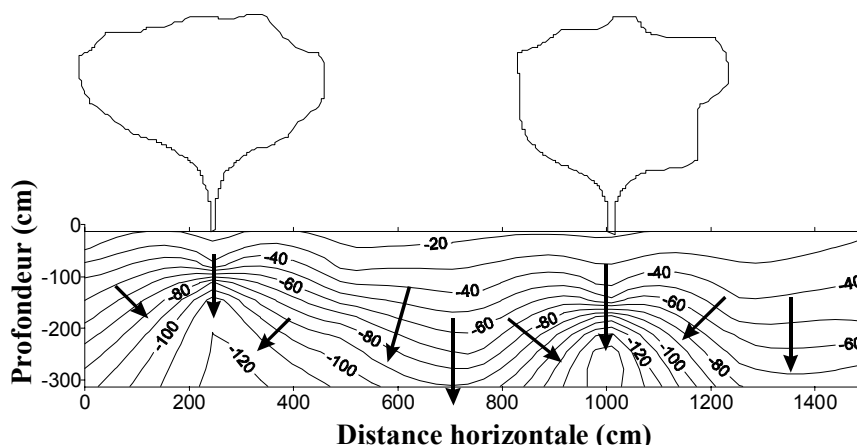


FIG. 17. Isolignes de potentiel de l'eau ψ_T sous deux hévés et direction des lignes de flux correspondantes.

4.7. Contrôle de l'irrigation

Lorsque les ressources en eau sont rares, ce qui est le cas dans beaucoup de régions du monde, il est important de contrôler l'irrigation dans tous ses aspects. Globalement, il faut économiser la ressource mais il faut également optimiser l'utilisation de l'eau d'irrigation par les cultures. De nombreuses publications spécialisées traitent en détails des techniques d'irrigation. Sur ce sujet, on pourra, par exemple, se reporter aux *Bulletins FAO d'irrigation et de drainage*.

Dans ce manuel consacré à l'humidimétrie neutronique et à la gammamétrie, nous nous contenterons d'aborder quelques notions élémentaires en relation avec l'utilisation de la sonde à neutrons. En effet, en raison de la possibilité qu'elle donne de quantifier les stocks d'eau (cf. paragraphe 4.1), celle-ci peut avantageusement être utilisée pour étudier l'impact d'un déficit hydrique sur le rendement des cultures (Calvache et Reichardt, 1996; Kirda et al., 1999).

Dans une problématique d'irrigation, on se pose toujours les mêmes questions: **quand**, **comment** et avec **quelle quantité** d'eau faut-il irriguer? Dans les paragraphes qui suivent,

nous introduisons les principales notions permettant d'aborder ces questions de manière rationnelle et nous en donnons des exemples d'application.

4.7.1. Estimation des lames d'irrigation

La lame d'irrigation est définie comme la quantité d'eau en (mm) qui doit être appliquée sur le sol en fonction de la profondeur d'enracinement de la culture. On distingue la lame nette et la lame brute.

La **lame nette d'irrigation** I_N est la quantité d'eau appliquée au sol réellement utilisable par la culture et, donc, susceptible d'être consommée par l'évapotranspiration des plantes. Elle n'inclut pas les pertes par drainage ni l'évaporation depuis le sol nu dans le cas d'une végétation éparse. Pour quantifier cette lame nette d'irrigation, deux type d'approches sont classiquement utilisées: la méthode édaphique (du grec "*edaphos*": le sol) et une procédure analytique consistant à évaluer l'évapotranspiration réelle de la culture à partir du bilan hydrique comme nous l'avons déjà vu au paragraphe 4.4.

Dans la méthode édaphique, on pose: θ_{CC} .

$$I_N = (\theta_{CC} - \theta_{PPF}) \times L \quad (69)$$

Avec:

θ_{CC} : Teneur en eau correspondant à la capacité au champ.

θ_{PPF} : Teneur en eau correspondant au point de flétrissement permanent.

L : Profondeur du profil de sol devant être irrigué.

Rappelons que la capacité au champ est la quantité d'eau maximale qui peut être maintenue dans le sol malgré l'influence de la gravité. Elle correspond à des valeurs du potentiel ψ_m comprises entre -30 et -10 kPa. Le point de flétrissement permanent est, lui, défini, comme la dépression maximale de l'eau dans le sol à laquelle les racines ne peuvent plus extraire d'eau. On admet que cela correspond à un potentiel $\psi_m \approx -1500$ kPa. En fait, pour ne pas risquer d'occasionner des dommages physiologiques aux plantes, il est souhaitable de toujours se maintenir au-dessus d'un seuil de **teneur en eau critique** θ_{crit} supérieur à θ_{PPF} et, dans ces conditions, I_N est alors donnée par:

$$I_N = (\theta_{CC} - \theta_{crit}) \times L \quad (70)$$

Entre θ_{crit} et θ_{PPF} , on peut écrire:

$$\theta_{crit} = \theta_{CC} - f \times (\theta_{CC} - \theta_{PPF}) \quad (71)$$

en introduisant ainsi un **critère d'irrigation** f qui quantifie la fraction d'eau réellement utilisable dans de bonnes conditions par une culture donnée (Doorembos et Kassam, 1986).

Exemples

Une culture de haricots (racines jusqu'à 50 cm de profondeur, $f = 40\%$), est plantée dans un sol dont les principales caractéristiques sont réunies dans le tableau ci-après.

1. Si un profil de ce sol de 80 cm de profondeur est initialement partout au point de flétrissement permanent, quelle quantité d'eau faut-il apporter pour rétablir la capacité au champ sur tout ce profil?
2. Quelle sera ensuite la lame d'eau nette pour cette culture?

Profondeur (cm)	θ_{CC} (cm ³ .cm ⁻³)	θ_{PPF} (cm ³ .cm ⁻³)
0-20	0,30	0,18
20-50	0,28	0,19
50-80	0,27	0,19

1. Dans ce cas, le sol est stratifié et le calcul de la lame d'irrigation se fait couche par couche avec l'équation (69):

$$\text{Couche [0, -20 cm]: } I_N = (0,30 - 0,18) \times 200 = 24,0 \text{ mm}$$

$$\text{Couche [-20, -50 cm]: } I_N = (0,28 - 0,19) \times 300 = 27,0 \text{ mm}$$

$$\text{Couche [-50, -80 cm]: } I_N = (0,27 - 0,19) \times 300 = 24,0 \text{ mm}$$

Au total, sur 80 cm de profondeur, il faudra donc apporter $24 + 27 + 24 = 75$ mm d'eau pour atteindre partout la capacité au champ.

2. C'est maintenant l'équation (70) qui s'applique avec $L = 50$ cm. Il faut donc commencer par évaluer les teneurs en eau critiques par (71) pour les deux couches concernées:

$$\text{Couche [0, -20 cm]: } \theta_{crit} = 0,30 - 0,4 \times (0,30 - 0,18) = 0,252 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$$

$$\text{Couche [-20, -50 cm]: } \theta_{crit} = 0,28 - 0,4 \times (0,28 - 0,19) = 0,244 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$$

On peut donc calculer maintenant la lame nette jusqu'à la profondeur d'enracinement:

$$\text{Couche [0, -20 cm]: } I_N = (0,30 - 0,252) \times 200 = 9,6 \text{ mm}$$

$$\text{Couche [-20, -50 cm]: } I_N = (0,28 - 0,244) \times 200 = 10,8 \text{ mm}$$

Soit une lame nette totale sur 50 cm de $9,6 + 10,8 = 20,4$ mm.

La **lame brute d'irrigation** I_B est la quantité d'eau qu'il faut effectivement apporter à la surface d'un sol pour fournir les besoins de la culture et compenser toutes les pertes associées au système d'irrigation utilisé. L'efficacité E_I de celui-ci peut-être mesurée par le rapport entre la lame nette I_N obtenue sur la lame brute I_B délivrée: c.f. paragraphe 4.7.3. Avec cette définition, on a:

$$I_B = \frac{I_N}{E_I} \quad (72)$$

Le tableau XIX (Doorembos et Pruitt, 1992) donne des valeurs d'efficacité pour différents systèmes d'irrigation.

TABLEAU XIX. EFFICACITÉ DES SYSTÈMES D'IRRIGATION

Méthode d'irrigation	Efficacité de l'irrigation
<i>À la raie</i>	0.6–0.7
<i>Par aspersion</i>	0.8–0.9
<i>Goutte-à-goutte</i>	0.9–0.95

Exemple: Si l'on reprend l'exemple du paragraphe précédent et si l'on suppose une efficacité du système d'irrigation égale à 0,9, on a:

Pour la 1^{ère} irrigation: $I_B = 75/0,9 = 83$ mm

Pour la 2^{ème}: $I_B = 20,4/0,9 = 23$ mm

Notons que l'on peut caractériser aussi une irrigation brute par le volume total d'eau V (m³) apporté ou un débit Q [m³.s⁻¹] qui sont deux grandeurs reliées à la lame brute I_B par:

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

pour une parcelle de surface A (m²) et une durée t d'irrigation.

Exemple: Avec un débit de 0,27 m³/s, combien de temps faut-il irriguer une parcelle de 5 hectares pour obtenir une lame brute de 16,0 mm?:

$$\text{avec l'équation (73)} \Rightarrow t = \frac{A \times I_G}{Q} = \frac{50000 \times 16}{270} \approx 2963 \text{ s}$$

soit environ 49 minutes.

4.7.2. Fréquence d'irrigation

Savoir quand irriguer est une préoccupation majeure pour un cultivateur. La fréquence d'irrigation F_I peut se déterminer de deux façons.

4.7.2.1. Méthode empirique

On part de l'évapotranspiration réelle ETR déduite du bilan hydrique sur le terrain (cf. paragraphe 4.4.1) ou estimée par des modèles: Penman, Blaney-Criddle... Pour obtenir une lame nette I_N donnée, la fréquence d'irrigation F_I doit alors être telle que

$$F_I = \frac{I_N}{ETR} \quad (74)$$

Exemple: Une culture de haricots consomme environ 4 mm par jour pendant la floraison. Si le sol nécessite l'apport d'une lame nette de 40 mm, quelle doit être la fréquence d'irrigation pendant cette période?:

$$\text{avec l'équation (74)} \Rightarrow F_I = \frac{40 \text{ mm}}{4 \text{ mm.jour}^{-1}} = 10 \text{ jours}$$

4.7.2.2. Suivi de terrain

Cette méthode est basée sur des mesures journalières effectuées sur le terrain. Contrairement à la méthode empirique précédente, elle peut donc prendre en compte des apports d'eau naturels par la pluie et des fluctuations locales liées au sol ou à l'état de la culture. Après la première irrigation, la sonde à neutrons est utilisée sur un réseau de tubes représentatifs de la parcelle pour évaluer quotidiennement le stock d'eau réel. Ce dispositif est souvent complété par d'autres capteurs comme des tensiomètres, par exemple. Pour déclencher l'irrigation, on se base sur l'équation (71): si la teneur en eau moyenne mesurée approche la teneur en eau critique, on décide d'irriguer avec des lames nette et brute données par (70) et (72), respectivement (Doorembos et Kassam, 1986; Calvache et Reichardt, 1996).

4.7.3. Évaluation des systèmes d'irrigation

Les performances d'un système d'irrigation peuvent être quantifiées par différents paramètres: a) l'efficacité E_i déjà introduite au paragraphe 4.7.1; b) l'efficacité d'utilisation de l'eau E_U ; c) l'uniformité de la distribution obtenue; d) l'efficacité de stockage de l'eau d'irrigation par le sol. Nous allons maintenant définir ces différents critères que la sonde à neutrons peut contribuer à évaluer.

4.7.3.1. Efficacité de l'irrigation

E_I – L'efficacité de l'irrigation est le rapport entre la lame nette moyenne I_N réellement stockée dans la zone utile (zone racinaire) sur la lame brute moyenne appliquée I_B :

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

Exemple: Dans un champ irrigué, on applique une lame brute de 100 mm et on détermine qu'une lame de 80 mm a été stockée. L'efficacité de l'application est, dans ce cas, de $80/100 = 0,8$ ou 80 %

4.7.3.2. Efficacité d'utilisation de l'eau

E_U – Elle mesure l'efficacité avec laquelle la lame nette I_N apportée est utilisée par la plante, donc consommée sous forme d'évapotranspiration ETR . Elle s'exprime par le rapport suivant:

$$E_U = \frac{ETR}{I_N} \quad (76)$$

Exemple: Une culture de haricots perd par évapotranspiration un total de 500 mm sur tout son cycle de culture. Si 700 mm ont été appliqués, l'efficacité d'utilisation de l'eau d'irrigation a été de $500/700 = 0,71$ ou 71%.

4.7.3.3. Uniformité de l'irrigation

Différents paramètres peuvent être définis pour quantifier l'homogénéité de l'apport d'eau par irrigation:

- Pour un système d'irrigation gravitaire ou à la raie, **l'homogénéité de la distribution H_D** est mesurée par le rapport entre la lame d'eau moyenne I_{qm} infiltrée dans le quart le moins irrigué sur la lame d'eau moyenne appliquée sur tout le champ.

$$H_D = \frac{I_{qm}}{I_N} \quad (77)$$

Exemple: Si lors d'un apport par irrigation à la raie, la lame infiltrée qui correspond au quart de la parcelle le moins irrigué a été de 30 mm et si la lame moyenne totale appliquée sur le champ a été de 40 mm, alors: $HD = 30/40 = 0,75$ ou 75%

- **Coefficient d'uniformité de Christiansen CUC :** Ce coefficient est calculé à partir de l'écart type et de la moyenne \bar{S}_L de différentes lames d'eau stockées S_i (Eq. 55) calculées en N points de la parcelle sur une profondeur L :

$$CUC = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N |S_i - \bar{S}_L|}{N \times \bar{S}_L} \quad (78)$$

Exemple: Si la somme des valeurs absolues des écarts de 10 mesures du stock d'eau d'irrigation dans un champ est de 5 mm, et si la lame moyenne stockée est de 50 mm, alors: $CUC = 1 - 5/(10 \times 50) = 0,999$ ou 99,9%.

- **Efficacité de stockage de l'eau d'irrigation RS :** Ce paramètre est défini par:

$$RS = \frac{\bar{S}_L}{\theta_{CC} \times L} = \frac{\bar{S}_L}{S_{L_{max}}} \quad (79)$$

Avec:

\bar{S}_L : Stock d'eau moyen atteint à la fin de l'irrigation,

θ_{CC} : Teneur en eau correspondant à la capacité au champ,

L : Profondeur concernée.

RS est bien un indicateur de l'efficacité de l'irrigation puisqu'il exprime la quantité d'eau d'irrigation qui est rentrée et qui a été effectivement stockée par le sol par rapport à la quantité maximale que l'on pouvait espérer y mettre.

Exemple: Dans un champ irrigué, la lame moyenne stockée a été de 60 mm alors que la quantité moyenne maximale pouvant être stockée était de 70 mm. Dans ces conditions, on avait:

$$RS = 60/70 = 0,86 \text{ ou } 86 \%$$

Tous les paramètres que nous venons d'introduire sont utiles pour évaluer et optimiser un système d'irrigation. On a vu que leurs définitions (Eq. 75 à 79) font constamment intervenir des stocks d'eau et/ou des teneurs en eau. Un système de mesure non-destructive des profils de teneurs en eau dans les sols comme la sonde à neutrons est donc particulièrement bien adapté à leur détermination et à leur suivi sur le terrain.

4.8. Contrôle de la compaction des sols cultivés

Les effets néfastes de la compaction des sols sont reconnus par tous. Les cultivateurs, en particulier, sont spécialement concernés car les effets de compactage empirent avec le temps et les rendements finissent par diminuer. De nos jours, ce problème se pose de manière d'autant plus aiguë que l'on utilise des machines agricoles et des véhicules de transport de plus en plus lourds. Les effets négatifs de la compaction du sol en agriculture se traduisent par une augmentation significative des coûts de production provoqués par la nécessité de procéder à de nouvelles opérations coûteuses comme le sous-solage. Le cas de la production de canne à sucre au Brésil fournit un bon exemple de cette évolution conduisant à une dégradation des sols: l'emploi d'énormes moissonneuses pour la récolte et de lourds camions de transport a complètement remplacé les pratiques manuelles traditionnelles qui ne provoquaient pas de compactage excessif.

Les sondes à neutrons/gamma qui permettent une évaluation simultanée de l'humidité et de la densité du sol sont évidemment potentiellement très bien adaptées pour étudier ce type de problèmes, tant à des fins de recherche que pour une utilisation en routine dans de grandes exploitations agricoles.

Si l'on reprend l'exemple de la culture de canne à sucre, une des utilisations pratiques de la sonde à neutrons/gamma est la mesure de l'état hydrique du sol et de sa densité avant les opérations de récolte dans le but de minimiser la compaction du sol par les moissonneuses et les camions. Une autre application pourrait être le suivi en continu de l'état de compaction du sol afin de déterminer le meilleur moment pour pratiquer les opérations de sous-solage.

Un test préliminaire réalisé avec une sonde à neutrons/gamma de surface dans un champ de canne à sucre au Brésil (figure 18) a démontré que cet appareillage est effectivement suffisamment sensible aux variations de la densité du sol provoquées par la mécanisation des opérations de récolte et de transport: voir résultats du tableau XX.

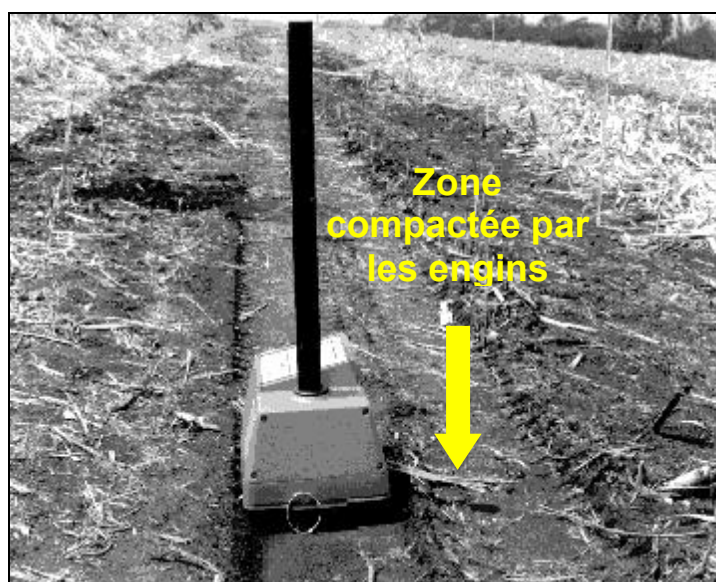


FIG. 18. Mesure de l'effet de la compaction du sol avec une sonde à neutrons/gamma de surface.

TABLEAU XX. EFFETS DE LA RÉCOLTE (COUPE) ET DU TRANSPORT DE LA CANNE À SUCRE SUR LA COMPACTION DU SOL

Couche (cm)	Densités du sol pour différentes situations de culture (g.cm ⁻³)			
	Forêt primaire	Culture de canne à sucre		
		Avant la récolte	Après la récolte	Après le transport
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
0-10,0	1,130	1,463	1,496	1,552
0-12,5	1,132	1,477	1,503	1,560

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AGENCE INTERNATIONALE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE, Neutron Moisture Gauges, Technical Reports Series No. 112, IAEA, Vienna (1970).
- AGENCE INTERNATIONALE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE, Tracer Manual on Crops and Soils, Technical Reports Series No. 171, IAEA, Vienna (1976).
- AGENCE INTERNATIONALE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE, Field soil–water properties measured through radiation techniques, Technical Reports Series N° 312, IAEA, Vienna (1984).
- AGENCE INTERNATIONALE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE, Use of nuclear techniques in studies of soil–plant relationships, Training Course Series N° 2, IAEA, Vienna (1990).
- AGENCE INTERNATIONALE DE L'ÉNERGIE ATOMIQUE, ORGANISATION INTERNATIONALE DU TRAVAIL, Occupational Radiation Protection, Safety Standards Series No. RS-G-1.1. IAEA, Vienna (1999).
- 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, New 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, Rome (1986) 193 pp.
- DOOREMBOS, J., PRUITT, W.O., *Crop Water Requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper 24, FAO, Rome (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., *Nucleonica Basica, 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, IAEA, Vienna (2000) 139–146.
- ORGANISATION DES NATIONS UNIES POUR L’ALIMENTATION ET L’AGRICULTURE, Crop Water Requirements, FAO Irrigation and Drainage Paper N° 24, FAO, Rome (1992).
- ORGANISATION DES NATIONS UNIES POUR L’ALIMENTATION ET L’AGRICULTURE, AGENCE INTERNATIONALE DE L’ÉNERGIE ATOMIQUE, ORGANISATION INTERNATIONALE DU TRAVAIL, AGENCE DE L’OCDE POUR L’ÉNERGIE NUCLÉAIRE, ORGANISATION PANAMÉRICAINNE DE LA SANTÉ, ORGANISATION MONDIALE DE LA SANTÉ, Normes fondamentales internationales de protection contre les rayonnements ionisants et de sûreté des sources de rayonnements, collection Sécurité n° 115, AIEA, Vienne (1996a).
- ORGANISATION DES NATIONS UNIES POUR L’ALIMENTATION ET L’AGRICULTURE, AGENCE INTERNATIONALE DE L’ÉNERGIE ATOMIQUE, ORGANISATION INTERNATIONALE DU TRAVAIL, AGENCE DE L’OCDE POUR L’ÉNERGIE NUCLÉAIRE, ORGANISATION PANAMÉRICAINNE DE LA SANTÉ, ORGANISATION MONDIALE DE LA SANTÉ, Radiation Protection and the Safety of Radiation Sources, Safety Series 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.

PERSONNES AYANT CONTRIBUÉ À LA RÉDACTION ET A L'EXAMEN

Principales contributions de

O.O. Bacchi, Universidade de Sao Paulo, CENA, Piracicaba, SP (Brésil)
K. Reichardt, Universidade de Sao Paulo, CENA, Piracicaba, SP (Brésil)
M. Calvache, Laboratorio de Suelos, Universidad Central del Ecuador, Quito (Équateur)

Critiques scientifiques

D. Nielsen, University of California, Davis (États-Unis d'Amérique)
G. Vachaud, Université de Grenoble, LTHE/IMG (France)

Éditeurs techniques/lecteurs

– Version anglaise

A. Eaglesham, Manuscript Service, Ithaca (États-Unis d'Amérique)
P.M. Chalk, Agence internationale de l'énergie atomique

– Version espagnole

S. Urquiaga, EMBRAPA, CNPAB, Seropédica, RJ (Brésil)
F. Zapata, Agence internationale de l'énergie atomique

– Version française

J.-P. Laurent, J.L. Thony et M. Vauclin, Université de Grenoble, LTHE/IMG (France)
P. Moutonnet, Agence internationale de l'énergie atomique

Coordonnateur général

F. Zapata, Agence internationale de l'énergie atomique