

MODÉLISATION DU MOUVEMENT DE L'EAU ET DE L'AZOTE NITRIQUE DANS UN SOL

B. TYCHON

Fondation Universitaire Luxembourgeoise
6700 ARLON - Belgium

INTRODUCTION

Le comportement de l'azote dans les différents systèmes sol - plante - atmosphère est affecté par de nombreux processus physiques, chimiques, biologiques qui peuvent agir en sens divers et avec des intensités variables selon les différentes conditions agrométéorologiques exercées sur le milieu.

Les multiples facteurs souvent interdépendants rendent très difficile à une personne seule toute prévision quant à l'évolution quantitative précise d'un tel système.

Pourtant prévoir la quantité d'azote optimale à appliquer sur une culture est depuis toujours un objectif agronomique très important. Depuis quelques années l'aspect environnemental s'est ajouté au but agronomique et ne fait qu'accentuer l'importance d'atteindre cet objectif.

La simulation mathématique d'un tel système est un outil d'investigation qui est mis à la disposition du chercheur et qui doit lui permettre de s'approcher de cet optimum (sans l'atteindre toutefois). Les modèles mathématiques permettent à l'utilisateur d'observer l'évolution d'un système complexe qui, sans représenter la stricte réalité, assemble les différentes composantes interagissant par des relations mathématiques simples définies par l'utilisateur.

Une fois ces relations déterminées, on peut utiliser toute la puissance de calcul de l'ordinateur pour simuler la situation étudiée ainsi que l'influence de chacun des paramètres (t° , teneur en eau, $N_{engrais}$...) intervenant dans le système sol - plante - atmosphère.

L'article est divisé en 2 parties : la première décrit le mouvement de l'eau et de l'azote du sol. La seconde présente les différents processus intervenant dans la production, disparition et transformation d'azote dans le sol (E. Gego).

1 LE MOUVEMENT D'EAU DANS LE SOL

Pour se mouvoir dans le sol, l'azote a besoin d'eau. Pour décrire le transport de l'azote dans un profil de sol saturé et/ou insaturé, dans des conditions de flux transitoires, il faut d'abord résoudre les différentes équations qui règlent le mouvement de l'eau dans un sol.

L'écoulement dans les milieux poreux complexes est généralement décrit en terme de vecteur de vitesse d'écoulement macroscopique qui représente la vitesse moyenne globale des vitesses microscopiques dans le volume total de sol. La configuration détaillée de l'écoulement est donc ignorée et l'élément sol est traité comme un milieu uniforme et comme si l'écoulement était réparti sur toute la section, espaces solides et liquides inclus.

La loi décrivant le déplacement de l'eau en milieu saturé (fig 1) est connue sous le nom de la loi de Darcy (1856).

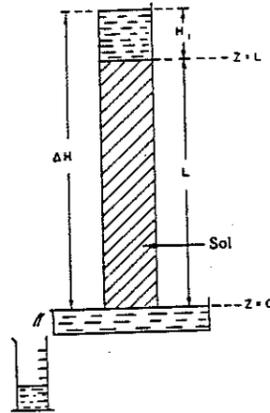


Fig 1 : Ecoulement d'eau dans une colonne verticale de sol saturé (HILLEL, 1984)

$$q = -K \frac{\Delta H}{L} \quad (1)$$

avec q = débit d'eau par unité de surface (m/s)
 ΔH = perte de charge hydraulique (m)
 L = Longueur de la colonne (m)

Cette loi indique que l'écoulement de l'eau à travers un sol se fait dans la direction de la force motrice et est proportionnel au gradient hydraulique $\left(\frac{\Delta H}{L}\right)$ agissant sur le liquide.

La généralisation de la loi prend une forme différentielle.

$$q = -K \nabla H$$

$$q = -K \frac{dH}{dx} \text{ pour un système unidimensionnel}$$

Le terme K est appelé conductivité hydraulique. Il est appelé perméabilité lorsque l'on se trouve en milieu saturé. Ses unités sont des m/s.

En général, on considère la perméabilité comme une constante dans un sol. En réalité beaucoup de sols présentent divers processus chimiques, biologiques physiques qui peuvent agir sur cette valeur.

En milieu insaturé, on généralise la loi de Darcy. La force motrice qui dans le sol saturé est un gradient de pressions positives sera dans le cas présent un gradient de pressions inférieures à la pression atmosphérique appelé également succion. La relation entre la succion et la teneur en eau est décrite par la courbe caractéristique d'humidité (fig 2). L'eau se déplacera depuis l'endroit dans le sol où elle est le moins retenue vers celui où elle est le plus retenue. On exprime cela par une extension de la loi de Darcy en milieu insaturé.

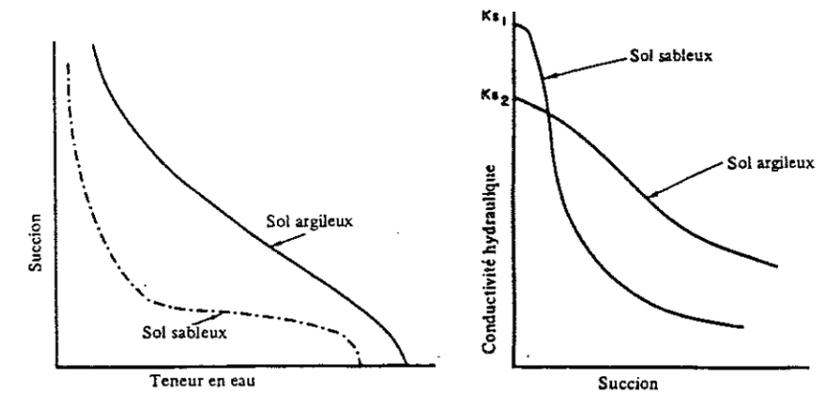


Fig. 2: Courbes $K-\Psi$ et $\Psi-\Theta$ (HILLEL, 1984)

$$q = -K(\psi) \cdot \nabla H \quad (2)$$

avec $K(\psi)$ = conductivité hydraulique à la succion ψ
 $\nabla H = \nabla(\psi - Z)$ = gradient de charge hydraulique
 où ψ = succion de l'eau du sol
 Z = terme gravitaire

Pour obtenir l'équation générale de l'écoulement et tenir compte aussi bien des processus d'écoulements permanents que transitoires il faut passer par l'équation de continuité (fig3)

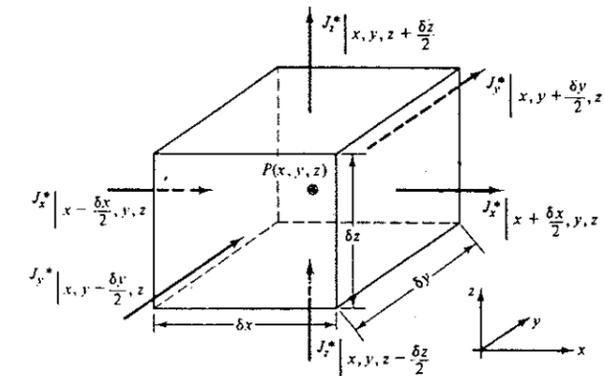


Fig 3: Conservation de la masse dans un volume de contrôle (BEAR et al, 1987)

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = -\nabla q \quad \text{ou} \quad \frac{\delta \theta}{\delta t} = -\frac{\delta q_x}{\delta x} \quad (3) \text{ pour un système unidimensionnel}$$

qui est en fait une expression mathématique de la conservation de la matière, l'eau dans le cas présent. Toute variation de la teneur en eau (θ) dans un intervalle de temps δt dans un petit élément de volume de côté δx correspond à un débit d'entrée différent de celui de sortie.

En introduisant (2) dans (3) on trouve la relation de Richards :

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = -\nabla (K(\psi) \cdot \nabla (\psi - Z)) = -\nabla (K(\psi) \nabla \psi) + \frac{\delta K}{\delta Z} \quad (4)$$

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = -\frac{\delta}{\delta x} \left(K \frac{\delta \psi}{\delta x} \right) - \frac{\delta}{\delta y} \left(K \frac{\delta \psi}{\delta y} \right) - \frac{\delta}{\delta Z} \left(K \frac{\delta \psi}{\delta Z} \right) + \frac{\delta K}{\delta Z}$$

Par analogie aux équations de diffusion et de conduction de la chaleur, il est parfois utile de représenter ces équations sous une autre forme.

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta Z} \left[D^*(\theta) \frac{\delta \theta}{\delta Z} \right] + \frac{\delta K(\theta)}{\delta Z} \quad (5)$$

$$\text{avec } D^*(\theta) = \frac{K(\theta)}{c(\theta)}$$

avec $c(\theta)$ = capacité spécifique de rétention en eau = pente de la

$$\text{courbe caractéristique d'humidité} = \frac{d\theta}{d\psi}$$

avec D^* = "diffusivité" = quotient entre le flux et le gradient de teneur en eau du sol.

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = D^* \frac{\delta^2 \theta}{\delta Z^2} + \frac{\delta K}{\delta Z} \text{ pour de petits intervalles}$$

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = D^*(\theta) \nabla^2 \theta \text{ dans un système à 3 dimensions}$$

En plus, la gamme de variation de la "diffusivité" est plus réduite que celle de la conductivité ce qui est un avantage quand on connaît la difficulté de faire des mesures précises de conductivité hydraulique.

2 MOUVEMENT D'AZOTE DANS LE SOL

L'ion NO_3^- est chargé négativement; à l'exception de rares sols tropicaux présentant une capacité d'échange anionique, on considère que la plupart des sols repoussent les ions négatifs, les anions. Les nitrates sont plutôt repoussés qu'attirés par les charges négatives des surfaces argileuses et ils se déplacent librement à travers la plupart des sols. On considère que l'ion NO_3^- n'est pas adsorbé par le sol.

Le mouvement de tout ion dissous présent dans la solution du sol comme l'est le NO_3^- est gouverné par deux mécanismes (fig 4):

- La convection où l'ion est emporté avec la masse d'eau qui se déplace dans le sol (mouvement PISTON)
- La diffusion du NO_3^- dans la solution du sol.

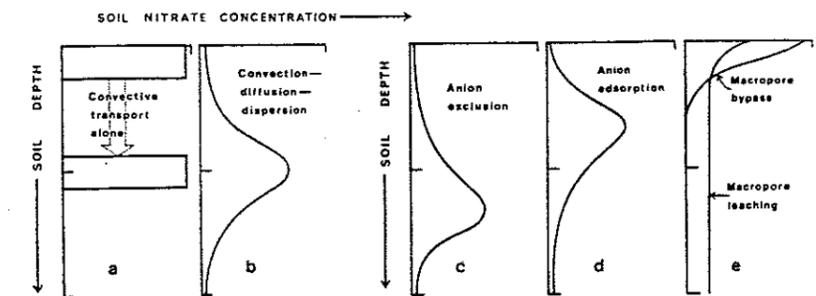


Fig 4: Schéma des différents composants du lessivage (HAYNES, 1986)

Cependant du fait que nous travaillons dans un sol et non dans une conduite d'eau, de multiples chemins peuvent être parcourus par l'eau pour traverser un volume de sol. Cela entraîne une dispersion de la réponse à un apport instantané d'une solution placée au sommet d'une colonne de sol. Ce mécanisme est appelé dispersion hydrodynamique.

L'équation de conservation du NO_3^- s'écrit :

$$\frac{\delta (\theta C_{\text{NO}_3})}{\delta t} + \phi_N = -\frac{\delta q_{\text{NO}_3}}{\delta Z} \quad (6)$$

avec ϕ_N = terme source ou puits décrivant la transformation, disparition, production de NO_3^- par des processus physiques, chimiques, biologiques

avec C_{NO_3} = conc en NO_3^- dans la solution du sol (mole/m³ solution)
 q_{NO_3} = flux de NO_3^- (mole/m² s)

Le flux de NO_3^- dans un sol est exprimé par :

$$q_{\text{NO}_3} = -\theta \left[D \frac{\delta C_{\text{NO}_3}}{\delta Z} \right] + q_w C_{\text{NO}_3} \quad (7)$$

dispersion
diffusion
convection

avec q_w = flux d'eau (m/s)
 D = coefficient de diffusion et dispersion effectif (m²/s)

Si en pratique D est considéré comme une constante, en réalité D dépend de la vitesse d'écoulement et tend à croître avec le flux.

En combinant (6) et (7) on trouve l'équation de convection-diffusion

$$\frac{\delta (\theta C_{\text{NO}_3})}{\delta t} = \frac{\delta}{\delta Z} \left(\theta D \frac{\delta C_{\text{NO}_3}}{\delta Z} \right) - \frac{\delta}{\delta Z} (q_w C_{\text{NO}_3}) - \phi_N \quad (8)$$

ou

$$\frac{\delta C_{NO_3}}{\delta t} = D \frac{\delta^2 C_{NO_3}}{\delta Z^2} - V \frac{\delta C_{NO_3}}{\delta Z} - \left(\frac{C_{NO_3} \phi_w + \phi_N}{\theta} \right) \quad (9)$$

avec $V = \frac{q_w}{\theta}$ = vitesse moyenne réelle de l'eau dans les pores du sol.

L'équation de convection-dispersion suppose qu'à un endroit donné, l'eau se déplace à une vitesse V et que la concentration de l'eau du sol a une valeur unique et moyenne dans les pores contenus dans le volume de sol considéré comme homogène.

Cette hypothèse ne s'écarte pas trop de la réalité dans un sol remanié ou dans les sols sableux sans structure. Cependant pour les sols à structure bien développée, l'utilisation de ce modèle peut mener à de très grosses approximations.

Dans un milieu structuré de la sorte, le sol comprend des zones où l'eau est quasi stagnante mais reste accessible aux ions NO_3 par diffusion et d'autres où le mouvement d'eau peut être beaucoup plus rapide que la vitesse moyenne de l'eau.

Cela signifie que le lessivage sera moins important pour les NO_3 présents dans la solution du sol (avant la pluie) que pour les NO_3 provenant de la surface et transportés par les eaux pluviales.

On peut exprimer mathématiquement ces deux zones à l'intérieur d'un sol par une division de l'espace poreux (θ) en phase mobile (θ_m) dans laquelle le soluté se déplace par convection et dispersion et une phase immobile (θ_i) qui échange des solutés avec la phase mobile par un processus de diffusion (fig 5). Si l'on ne considère pas de terme source ou puits, on peut écrire:

$$\theta_m \frac{\delta C_m}{\delta t} + \theta_i \frac{\delta C_i}{\delta t} = D_m \theta_m \frac{\delta^2 C_m}{\delta Z^2} - q_w \frac{\delta C_m}{\delta Z} \quad (10)$$

$$\theta_i \frac{\delta C_i}{\delta t} = \alpha (C_m - C_i)$$

avec C_m et C_i = concentrations des phases mobiles et immobiles
 α = coefficient de transfert de masse

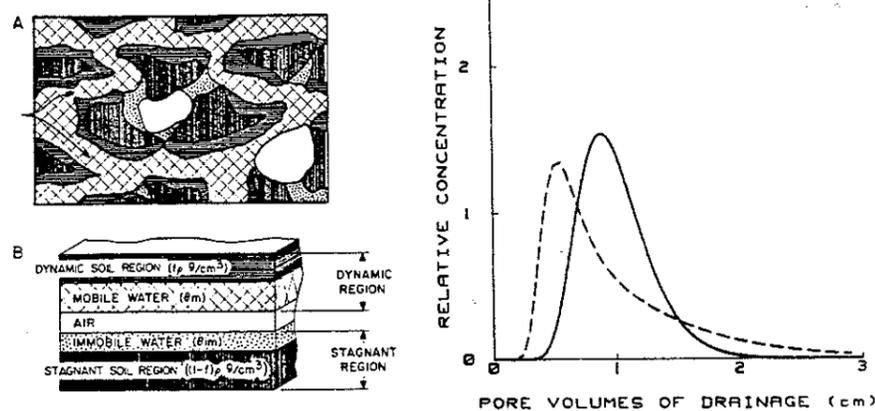


Fig 5: Schéma des agrégats du milieu insaturé (VAN GENUCHTEN et al, 1976)
 Influence du modèle par rapport à l'équation de convection-dispersion

Le modèle mentionné ci-dessus requiert des mesures détaillées (et parfois très longues et difficiles) du transport pour l'estimation des différents paramètres entrant dans le système d'équation. De plus, la difficulté voire l'impossibilité matérielle de certaines de ces mesures conduit à faire une estimation de certains paramètres par ajustement, ce qui augmente très sensiblement le temps de calcul.

Ce genre d'arguments a poussé certaines personnes à développer des modèles simplifiés qui fournissent une estimation plus grossière du phénomène mais qui par contre nécessitent un minimum d'informations caractérisant les propriétés du sol.

Le modèle PISTON mentionné plus haut propose un déplacement de soluté à la vitesse moyenne de l'eau du sol (q_w / θ) pendant la période d'étude. Ainsi, pour un apport de volume d'eau par unité de surface (d), le nitrate va être déplacé d'une distance d/θ .

Une simplification supplémentaire peut encore être apportée s'il l'on ne considère plus l'équation différentielle de Richards pour décrire le déplacement d'eau. A la place, on propose une approche en "cascade". Ainsi, il y aura transfert d'eau vers les couches sous-jacentes (définies par leurs épaisseurs et leurs caractéristiques de percolation) lorsque la teneur en eau de la couche est comprise entre la saturation (θ_{sat}) et la capacité en champ (θ_{cc}). La quantité d'eau que l'on peut accumuler dans une couche est :

$$STOCK = (\theta_{sat} - \theta_{cc}) * d$$

avec d = épaisseur de la couche

Toute quantité d'eau rajoutée à la couche de sol lorsqu'elle a déjà atteint la saturation déplace l'eau vers la couche suivante. Par contre si l'eau apportée ne suffit pas à atteindre la capacité en champ, aucun déplacement d'eau en profondeur ne sera possible. Entre les deux, c'est-à-dire entre la saturation et la capacité en champ, une partie (définie par calage) de l'eau contenue dans le stock se déplacera à chaque pas de temps vers l'horizon inférieur jusqu'à ce que la couche revienne à la capacité en champ.

Ces modèles sont très largement utilisés sur le terrain car il est souvent difficile de connaître tous les paramètres indispensables à une description précise dans un système beaucoup moins bien contrôlé qu'en laboratoire (conditions climatiques, hétérogénéité horizontale et verticale des sols, difficulté des mesures de teneur en eau...).

Ce dernier modèle peut être couplé à un modèle azoté. Dans ce cas, la quantité d'azote se déplaçant vers l'horizon inférieur est obtenue par

$$q_{NO_3} = q_w * C_{NO_3}$$

Cette relation surestime généralement le déplacement azoté et certains auteurs ont usé d'artifice en créant dans la solution du sol une phase mobile et une phase immobile. Seule la phase mobile pourrait emporter le nitrate vers le bas, limitant ainsi le déplacement azoté. Le rapport entre les deux phases est choisi en ajustant les résultats du modèle sur les mesures.

Addiscott propose

$$w_{mobile} = d (\theta_{0.05} - \theta_2) \quad (11)$$

$$w_{immobile} = d (\theta_2 - 1/2 \theta_{15})$$

avec θ_x ; la teneur en eau à la succion x (bar).

3 MOUVEMENT D'EAU ET D'AZOTE DANS UNE NAPPE

En milieu saturé, la relation (4) se simplifie

$$\frac{\delta \theta}{\delta t} = 0 = K_s \left(\frac{\delta^2 H}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 H}{\delta y^2} + \frac{\delta^2 H}{\delta z^2} \right)$$

$$\nabla^2 H = 0$$

avec K_s = perméabilité (m/s)
H = charge d'eau (m)

Dans le cas d'un écoulement permanent, c'est-à-dire quand la vitesse de l'eau en un point donné de la nappe est constante dans le temps, la loi de Darcy est utilisée. Strictement, cette loi s'applique en milieu homogène et isotrope là où le substratum est horizontal et le régime d'écoulement laminaire.

Alors qu'en milieu insaturé, on travaille généralement dans un système unidimensionnel l'eau se déplaçant en principe verticalement vers le bas du profil, en zone saturée par contre, c'est-à-dire dans les nappes d'eau, le mouvement d'eau est réglé par un gradient de charge hydraulique entre deux points égal à la différence des niveaux piézométriques entre ces deux points divisés par la distance les séparant (fig 6).

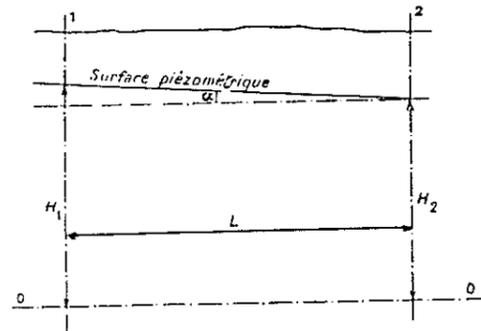


Fig 6: Calcul du gradient hydraulique (CASTANY, 1967)

$$\nabla H = \frac{H_2 - H_1}{L}$$

Le gradient hydraulique pour les nappes d'eau libre est en fait la dérivée de la fonction de la courbe matérialisant la surface piézométrique.

Le mouvement d'eau dans les nappes est généralement modélisé dans un système à deux dimensions (au moins). Il est nécessaire de tenir compte de la variabilité spatiale du sous-sol dans lequel se trouve la nappe.

Si une étude est réalisée sur une zone où les reliquats azotés varient d'un endroit à l'autre du bassin, les différents apports en solutés fournis à la nappe seront également variables.

Cette hétérogénéité du milieu et des apports dans l'espace peut être exprimée dans des modèles maillés (fig 7).

Enfin, le mouvement de soluté est réglé par les mêmes processus de convection - diffusion - dispersion que dans un sol insaturé.

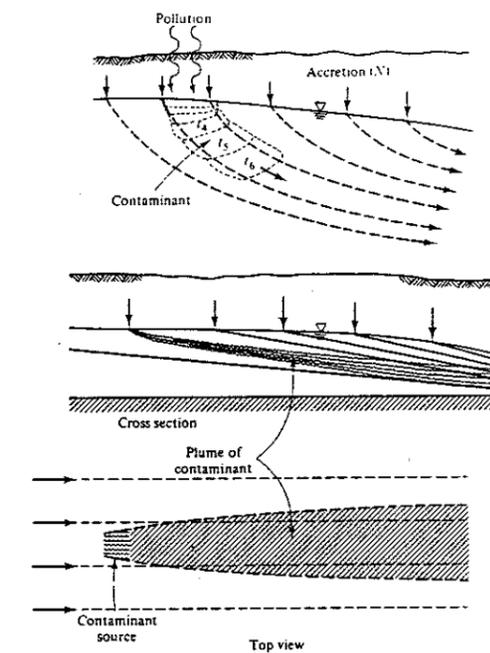


Fig 7: Exemple d'apport ponctuel dans une nappe (BEAR, 1987)

Références bibliographiques:

L'article a été composé à partir d'informations recueillies dans les documents suivants:

ADDISCOTT T.M., WHITEMORE P., Computer simulation of changes in soil mineral nitrogen and crop nitrogen

BEAR J., VERRUIJT A., (1987), Modeling groundwater flow and pollution, Ed Reidel, Dordrecht

CASTANY, (1967), Traité pratique des eaux souterraines, Ed Dunod, Paris

CLIFFORD I, (1984), Saturated-unsaturated transport (SUTRA), US Geological Survey

FOLLET R.F., (1989), Nitrogen management and groundwater protection, Elsevier, Amsterdam

HAYNES R.J., (1986), Mineral nitrogen in the plant-soil system, Academic Press, London

HILLEL D, (1984), L'eau et le sol, Ed Cabay, Louvain-La -Neuve

VAN GENUCHTEN M.TH., WIERENGA P.J., (1976), Mass transfer studies in sorbing porous media, S.S.S. of Am J, vol 40, n°4, pp 473-480