En introduction, nous avons montré notre objectif d'intégrer les processus de captation et d'infiltration / ruissellement au modèle de bilan hydrique BILHYNA. Nous présentons ici les caractéristiques essentielles de ce dernier modèle (équations, paramètres), tel que le Laboratoire l'a programmé. Nous présentons également les modèles de captation et d'infiltration / ruissellement, pour lesquels nous nous attachons à définir les éléments théoriques et les concepts essentiels, ainsi que l'orientation des différents travaux pour appliquer les modèles à une parcelle agricole et à en tester les résultats (expérimentations, développement et paramétrisation des modèles).

I) Présentation du modèle de bilan hydrique « BILHYNA »

BILHYNA (voir notamment TUZET *et al.*, 1992) est le modèle de bilan hydrique agropédoclimatique journalier développé par le Laboratoire. Son fonctionnement est très simple, mais entièrement basé sur des équations physiques robustes. Quelques paramètres sont nécessaires pour définir le sol, la végétation et l'atmosphère, et ces paramètres sont pour la plupart parfaitement connus ou facilement déterminables par des mesures. Les données journalières classiques des stations de mesure météorologiques suffisent à tous les calculs. Chaque terme du bilan hydrique est calculé en un terme journalier découplé, et le bilan de l'ensemble des termes (« bilan hydrique ») est calculé une fois par jour et répartit entre les différentes couches de sol.

a) Définition du sol

Le sol est décliné en une succession de couches verticales de caractéristiques propres et d'épaisseur habituellement croissante selon la profondeur et de l'ordre de 5-10 centimètres (cf. annexe n°1), permettant de définir un profil hétérogène d'humidité du sol. Le système est borné par une humidité minimale (« Hmin ») et maximale (« Hc », correspondant à la capacité au champ). Le mulch a la particularité d'être à l'humidité de l'air. Le sol multicouches surmonte une couche profonde dite « semi infinie » dont l'humidité est constante et fixée *a priori* à la capacité au champ.

b) Evapotranspiration potentielle de la culture

L'évaporation potentielle (EP, en mm) est donnée de manière très similaire pour le sol nu et le couvert végétal à partir de la formule de MONTEITH (1965) du sol nu, avec une différence dans les termes de résistance aérodynamique (r_a, en $s.m^{-1}$) :

$$EP = \frac{d_j}{L} \cdot \frac{P'}{P'+\gamma} \cdot \left(Rn + \frac{\rho . C_p}{P'} \cdot \frac{P(Ta) - P(Tr)}{r_a} \right)$$

Sol : $r_a = r_{asol} = \frac{1}{k^2 . U_a} Log^2 \left(\frac{Z_r}{Z_0} \right)$

Végétation : $r_a = r_{aveg} = r_{ad} + r_0$

$$r_{ad} = \frac{1}{k^2 . U_a} Log \left(\frac{Z_r - D}{Z_h - D} \right) . Log \left(\frac{Z_r - D}{Z_{oveg}} \right)$$

$$r_0 = r_{0\max} . LAI / LAI_{\max}$$

D_j = durée du jour (s)
L = chaleur latente de vaporisation ($J.Kg^{-1}$)
P' = pente de la courbe de pression de vapeur saturante ($Pa.K^{-1}$)
γ = constante psychrométrique ($Pa.K^{-1}$)
Rn = rayonnement net ($W.m^{-2}$)
ρ = densité de l'air ($kg.m^{-3}$)
C_p = chaleur spécifique de l'air à potentiel constant ($J.Kg^{-1}.K^{-1}$)
k = constante de VON KARMAN (= 0,4)
U_a = vitesse du vent (m.s-1)

Z_r, Z_o, Z_h = hauteur respectivement de référence, de rugosité du sol, du couvert (m)
P(Ta), P(Tr) = pression de vapeur saturante respectivement à la température de l'air et au point de rosée (Pa)
r_{ad} = résistance aérodynamique de diffusion ($s.m^{-1}$)
r_0 = résistance interne de structure de la végétation ($s.m^{-1}$)
Z_{oveg} = rugosité de la végétation (m)
D = hauteur de déplacement nul (m)
r_{0max} = résistance interne maximale de structure de la végétation ($s.m^{-1}$)
LAI = indice du surface foliaire total, vert et sénescent (m^2/m^2)

LAI_{max} = valeur du LAI pour le couvert entièrement développé (m^2/m^2)

Les termes D et Z_{oveg} sont reliés au LAI et à la hauteur de la végétation (PERRIER, 1982) :

$$D = Z_h.\left\{1-\frac{2}{LAI}.\left[1-\exp\left(-\frac{LAI}{2}\right)\right]\right\} \quad \text{et} \quad Z_{oveg} = Z_h.\left\{1-\exp\left(-\frac{LAI}{2}\right)\right\}.\exp\left(-\frac{LAI}{2}\right)$$

c) Evapotranspiration réelle de la culture

L'évapotranspiration de la culture, ET (mm), est calculée en un terme de transpiration « virtuelle » de la végétation ($ET_{vég}$, en mm, avec la totalité du rayonnement absorbé par la végétation) et d'évaporation « virtuelle » du sol nu (ET_{sol}, en mm, avec la totalité du rayonnement absorbé par le sol), les deux étant pondérés par une partition du rayonnement net en fonction d'un coefficient d'extinction dans le couvert végétal K_{Rn} (= 0.7) :

$$ET = (ET_{sol})_{virtuel}.\exp(-K_{Rn}.LAI) + (ET_{vég})_{virtuel}.\{1-\exp(-K_{Rn}.LAI)\}$$

L'évaporation de la surface du sol est gérée avec la formation d'un mulch selon un modèle semi-empirique (voir PERRIER, 1973). L'évaporation journalière du sol, $ET_{sol,j}$ (mm), équivaut après une pluie à l'évaporation potentielle. A mesure de l'évaporation, il se forme une couche de sol sec (« mulch », d'humidité équivalente à celle de l'air) qui réduit le taux d'évaporation (voir figure n°4).

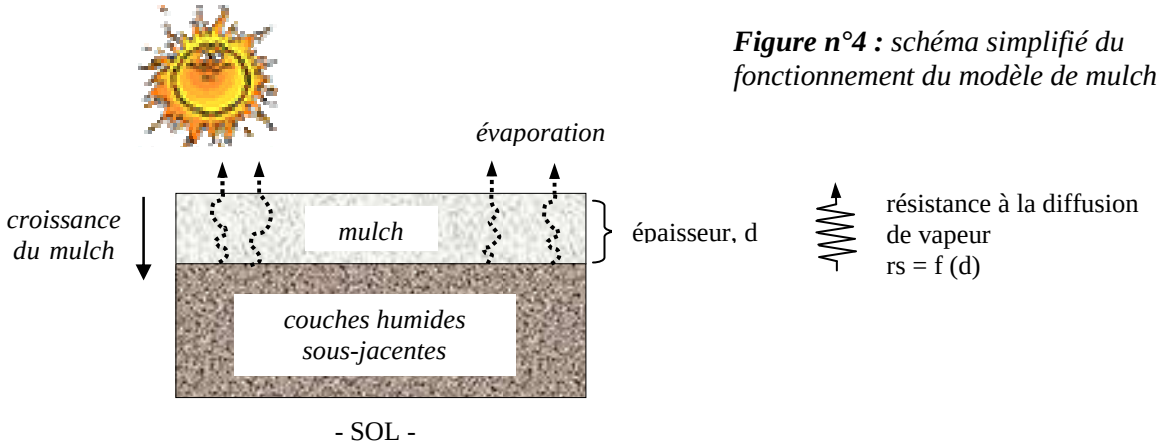


Figure n°4 : *schéma simplifié du fonctionnement du modèle de mulch*

$$ET_{sol} = \frac{EP}{1+\frac{\gamma}{P'+\gamma}.\frac{r_s}{r_{asol}}}$$

$$r_s = d.\alpha, \text{ où } \alpha = \frac{t}{D_v}$$

r_s = résistance de diffusion du sol ($s.m^{-1}$)
r_{asol} = résistance aérodynamique du sol ($s.m^{-1}$)
d = épaisseur du mulch (m)
t = coefficient de tortuosité
Dv = coefficient de diffusivité de la vapeur d'eau

L'équation d'évaporation du sol est ainsi donnée par : $\sum_0^t ET_{sol,t} = \overline{A_n}\left(\sqrt{\frac{2.\sum_0^t EP_t}{\overline{A_n}}+1}-1\right)$, $\overline{A}$ étant une constante : $\overline{A_n} = \frac{1}{n}.\sum_0^n A_i$, et $\overline{A_i} = \frac{\gamma}{P'+\gamma}.\rho_{sol}.(H_c - H_a).\frac{D_v}{\alpha}.r_{asol}$. La résolution est journalière. Le mulch est limité à la première couche de sol. L'évolution de l'épaisseur du mulch est fonction de l'humidité initiale de cette couche de surface du sol.

La transpiration du couvert végétal est calculée en fonction la transpiration potentielle, et de la disponibilité en eau du sol (fonction du profil de densité racinaire) afin de donner un poids à la régulation stomatique. Les valeurs de LAI doivent être forcées à partir de mesures, et les valeurs intermédiaires sont interpolées en fonction de la courbe de sommes de degrés jour. La hauteur de la

végétation, Zh, est reliée à la valeur du LAI : $Zh = Zh_{\max} . \frac{LAI}{LAI_{\max}}$, avec Zh_{max}, et LAI $_{max}$ valeurs pour le couvert à maturité. L'appareil racinaire croît de manière symétrique à l'appareil aérien, jusqu'à une profondeur maximale d'enracinement. La régulation stomatique de la transpiration est intégrée à travers un coefficient « a_0 » (figure n°5).

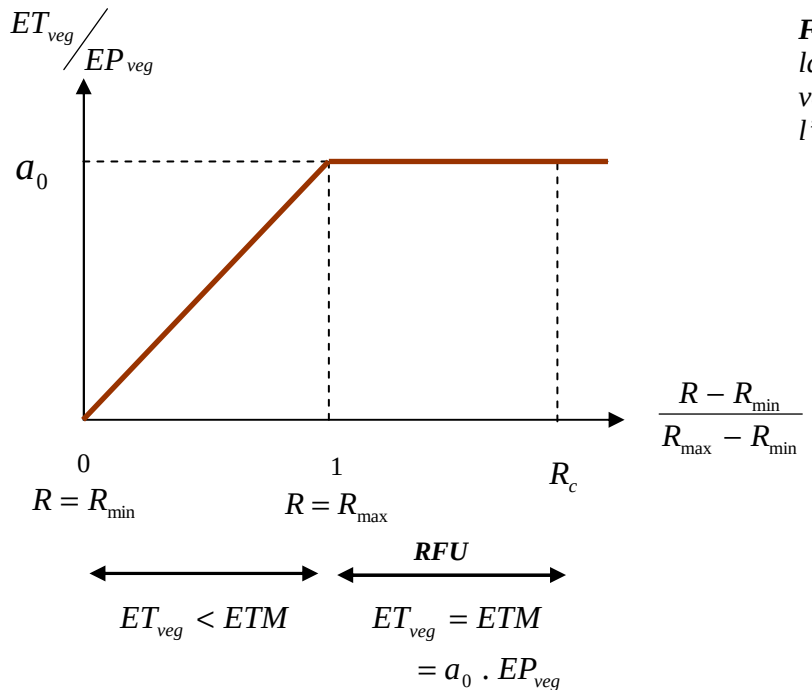


Figure n°5 : *schéma de pondération de la transpiration potentielle de la végétation (ET_{veg}) en fonction de l'humidité du sol*

R = réserve en eau du sol (Kg.m^{-3})
Rmin, Rmax, Rc, respectivement valeurs minimale, maximale et à la capacité au champ
RFU = « réserve facilement utilisable »

$$a_0 = \frac{1}{n} . \sum_0^n \frac{1}{1 + \frac{\gamma}{P' + \gamma} . \frac{r_{s\min}}{r_{aveg} . LAI}}$$

r_{smin} = résistance stomatique minimale (s.m^{-1})
r_{aveg} = résistance aérodynamique du couvert (s.m^{-1})

L'évaporation journalière (mm) s'écrit :

$$\sum_0^t ET_{veg,j} = (R_{initiale} - R_{\min}) . \left(1 - \exp\left(-\frac{\overline{a_0}}{R_{\max} - R_{\min}} . \sum_0^j EP_{veg,j}\right)\right)$$

Ce terme est prélevé dans chaque couche de sol proportionnellement à la densité racinaire.
La décroissance du rapport de la transpiration sur la transpiration maximale entre Rmax et Rmin est critiquable dans sa forme linéaire. Ce modèle simple est néanmoins gardé en approche moyenne.

d) <u>« Infiltration », drainage profond et « remontées capillaires »</u>

Les apports d'eau journaliers sont incorporés par un processus d' « infiltration » ultra-simplifié : les couches de sol sont rechargées à la capacité au champ, successivement de la surface vers la profondeur, avec en premier la disparition éventuelle du mulch ; l'eau en excès constitue le terme de drainage profond. Il est important de noter que dans le présent travail, nous considérons comme drainage l'eau qui quitte le volume de sol compris entre la surface et la profondeur maximale d'enracinement, au-delà de laquelle nous supposons que l'eau échappe aux forces de succion racinaire. Notre système possède une certaine épaisseur de sol « tampon » entre la profondeur maximale d'enracinement et la couche « semi-infinie ».

Un terme correctif simule la redistribution lente des transferts d'eau entre couches de sol, à l'aide d'un coefficient d'échange constant, dont nous avons constaté le caractère tout à fait irréaliste. Ce coefficient d'échange est appliqué successivement à chaque intercouches de la profondeur vers la surface ; sont alors donnés le cas échéant un terme de remontées capillaires ou

un terme secondaire de drainage. Nous avons dans le présent travail utilisé un modèle simple de redistribution lente basé sur l'équation de DARCY, présenté ci-après.

e) Bilan hydrique

L'évolution journalière du stock d'eau sol, ΔR_s (en mm), est la somme des termes d'évapotranspiration, ET, des apports d'eau de pluie et d'irrigation, $\{P+I\}$, du drainage, D, des remontées capillaires, Rem : $\Delta R_s(t) = \{P(t)+I(t)\} - D(t) + Rem(t) - \sum_0^t ET(t)$. Une hypothèse majeure du modèle est que le découplage des processus n'impose en moyenne pas d'erreurs, le système étant parfaitement borné par des teneurs en eau maximales et minimales du sol.

f) Conclusions

Le modèle de bilan hydrique BILHYNA est à la fois simple et robuste, et nous avons choisi de prendre ce modèle tel quel, sans en modifier le fonctionnement. Ce choix a, comme nous le verrons, des impacts directs et importants à la fois sur le choix et la stratégie de couplage des modèles de captation et d'infiltration / ruissellement.

II) Modélisation des transferts lents de l'eau dans le sol

Un volet de l'étude des transferts d'eau dans le sol porte sur ceux dits « lents », qui concernent les situations où l'humidité du sol est suffisamment basse pour que la valeur de la conductivité hydraulique soit relativement faible. Par transferts lents, nous entendons les processus de drainage, remontées capillaires, et échanges d'eau entre couches de sol. Nous traitons tout à fait à part l'infiltration *sensu stricto* de l'eau de pluie, et présentons ici la modélisation des transferts lents.

a) Cadrage de l'étude des transferts lents dans BILHYNA

Au sein d'un modèle simple tel que BILHYNA, le calcul des transferts lents ne constitue qu'un terme secondaire ou correctif, et est totalement découplé des autres processus du bilan hydrique. Ces flux sont néanmoins potentiellement importants car ils modifient le profil d'humidité du sol, agissant sur l'infiltration et les prélèvements racinaires, et déterminent les quantités de remontées capillaires. Le drainage est quant à lui essentiellement déterminé par la simple vidange de l'apport d'eau journalier restant après remplissage des couches de sol à la capacité au champ.

Le modèle BILHYNA utilisait initialement pour ces calculs des coefficients d'échange fixes, non négligeables et constants toute l'année, manquant de toute évidence de robustesse, ce qui nous a poussés à les modifier. La simplicité du modèle BILHYNA ne justifiait néanmoins pas d'utiliser un modèle complexe tel que celui de RICHARDS. Nous avons donc opté pour une solution plus simple, mais néanmoins robuste car également basée sur la loi de DARCY.

Notre objectif est de calculer les transferts d'eau entre les couches du sol au cours de la journée selon un pas de temps fin, à partir d'un profil d'humidité initial du sol qui intègre déjà les apports d'eau (pluie, irrigation éventuelle) et les prélèvements (évapotranspiration, drainage des apports d'eau en trop) de la journée.

b) Présentation du modèle

Nous pouvons exprimer le flux d'eau entre deux points (« f », en mm/h) par la loi de DARCY :

$$f = -K_{(\psi)} \cdot \left(\frac{\Delta\Psi}{\Delta z} - 1 \right)$$

f = flux (mm/h)
K = conductivité hydraulique (mm/h)
ψ = potentiel hydrique, de signe négatif (mm)
z = distance (mm)

Le flux est positif vers le bas, négatif vers le haut. Il est important de noter que cette expression fait intervenir la gravité en plus des forces de succion matricielle (terme $d\psi/dz$), nécessaire au réalisme des résultats.

Nous supposons que nous avons affaire à un sol parfaitement homogène, dont chaque couche possède des caractéristiques définies : humidité, paramètres hydrodynamiques, épaisseur. Il est nécessaire de connaître les lois K(Ψ) et Ψ(θ) de chaque couche de sol. Nous effectuons une succession d'opérations à chaque inter-couches successif (couple de deux couches) de la plus profonde vers la surface du sol, que nous présentons maintenant.

Les valeurs Ψ(θ) et K(Ψ) sont d'abord calculées pour chaque couche de sol avec le modèle de BROOKS-COREY que nous allons présenter : $\Psi 1(\theta_{1(t-1)})$, $\Psi 2(\theta_{2(t-1)})$, K1(Ψ1), K2(Ψ2).

Nous calculons ensuite la conductivité hydraulique moyenne entre les deux couches avec l'approche utilisée par VAUCLIN *et al*. (1979) (voir également PERSONNE, 1998) : $\overline{K} = \sqrt{K_1.K_2}$

Le flux d'eau à l'inter-couches , f (mm.h^{-1}), est donné par : $f = -\overline{K}.\left(\dfrac{\psi_2 - \psi_1}{(L_1 + L_2)/2} - 1\right)$

Nous déduisons enfin directement la quantité d'eau (mm) transférée pendant le pas de temps dt : $q = f.dt$

Ceci nous permet d'effectuer le bilan d'eau de chacune des deux couches de sol :

$\theta(t+1) = \theta(t) + Q(t)/1000.Z$ *Z = épaisseur de la couche (m)*
Q(t) = transfert d'eau, positif ou négatif (mm)

Ainsi, pour une journée de simulation, nous calculons les transferts d'eau à chaque inter-couches successif et une seule fois par inter-couches, réalisant à chaque fois le bilan d'eau de chaque couche, successivement pour chaque inter-couches de la profondeur vers la surface. Nous supposons que la couche la plus profonde surmonte une couche dite « semi-infinie » ayant les mêmes caractéristiques (épaisseur, paramètres hydrodynamiques) mais dont l'humidité reste en permanence à la capacité au champ.

Puisque la taille des couches habituellement modélisée par BILHYNA varie selon la profondeur, la formule du flux d'eau à l'inter-couches engendre ainsi en plusieurs points un léger décalage de position relative entre inter-couches et horizons de flux (ou « nœuds » selon la conception de PERSONNE, 1998). Compte tenu de la grande simplification du modèle, et puisque nous respectons parfaitement le bilan d'eau des couches, nous avons estimé pouvoir négliger ce problème. Le nombre et l'épaisseur des couches dans BILHYNA sont imposés *a priori* (cf. annexe n°1).

c) <u>Choix des relations K(Ψ) et Ψ(θ)</u>

Le calcul des redistributions lentes est très simple, c'est pourquoi nous avons d'emblée choisi une forme d'expression simple des relations K(Ψ) et Ψ(θ). Les modèles de CAMPBELL / BROOKS-COREY étaient *a priori* tout à fait adaptés, de par leur simplicité (petit nombre de paramètres) et néanmoins leur réalisme physique, leur large emploi et le grand nombre de données bibliographiques à leur sujet. Ces relations s'expriment de la sorte :

$\Psi e \geq \Psi \geq "\Psi\infty"$

$K(\Psi) = Ks.\left(\dfrac{|\Psi e|}{|\Psi|}\right)^{2+(3/b)}$ *ψe = potentiel d'entrée d'air (m)*
b = paramètre (sans unité) commun aux relations K(ψ), ψ(θ)

$\Psi(\theta) = \Psi e.\left(\dfrac{\theta - \theta r}{\theta s - \theta r}\right)^{-b}$ $\begin{cases} CAMPBELL : \theta r = 0 \\ BROOKS\text{-}COREY : \theta r \geq 0 \end{cases}$

Pour $\Psi \geq \Psi e$, on a : $K = Ks$, $\theta = \theta s$

Nous avons retenu le modèle de BROOKS-COREY plutôt que celui de CAMPBELL, car il nous a paru plus facilement généralisable, tenant compte du terme d'humidité résiduelle (θr) qui dans certains cas est assez élevé.

d) Bilan

La redistribution journalière de l'eau entre couches de sol est modélisée selon une approche très simple mais sur des bases physiques robustes (loi de DARCY), et nécessite la connaissance des relations hydrodynamiques du sol, que nous définissons par le modèle de BROOKS-COREY.

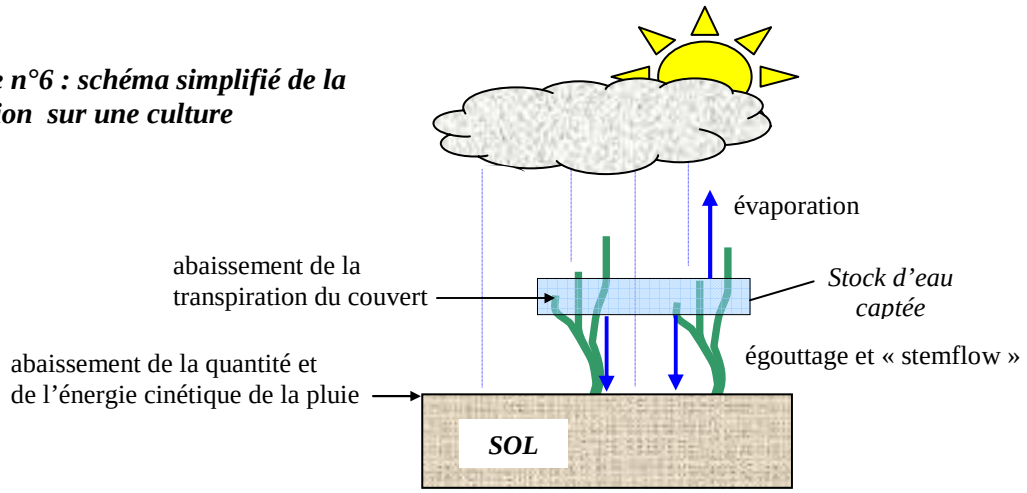
III) Modélisation de la captation

Nous présentons maintenant le processus de captation de l'eau de pluie par le feuillage végétal, ainsi que sa modélisation et son incorporation dans le modèle BILHYNA.

1) Situation bibliographique, questions importantes

La captation (schématisée sur la figure n°6) - processus également appelé « interception » - détourne une partie de l'eau de pluie avant qu'elle n'atteigne le sol, par un phénomène de rétention et d'évaporation au niveau des surfaces végétales aériennes (feuilles, tiges, fleurs, fruits) (voir notamment RUTTER, 1975). Nous pouvons étendre ce processus aux surfaces végétales (« pailles » et résidus) laissées à terre après la moisson. Précisons que toute l'eau atteignant une surface végétale avant le sol ne constitue pas la captation, puisqu'une partie parvient au sol par égouttage depuis les feuilles et coulant le long des tiges (processus nommé « stemflow »). Cette eau présente sur les surfaces végétales est soumise à la demande climatique (évaporation potentielle). Au bilan, il existe donc un stock d'eau sur les surfaces végétales, qui varie selon des apports par la pluie et des pertes par évaporation et par gouttage ou stemflow. L'interception possède en outre un impact d'abaissement de l'énergie cinétique de la pluie à la surface du sol, que nous décrirons ultérieurement.

Figure n°6 : schéma simplifié de la captation sur une culture



Chaque couvert végétal peut être caractérisé par une capacité propre de rétention d'eau par les surfaces végétales, que l'on peut exprimer en millimètres d'eau par unité de surface de sol. Cette valeur dépend d'un grand nombre de paramètres, fonction à la fois des caractéristiques du végétal et de certains facteurs météorologiques (BLAKE, 1975) :

- le stade de développement du peuplement (caractérisé notamment par l'indice foliaire ou LAI), la structure morphologique du végétal, les propriétés physiques des surfaces (force de tension de surface avec l'eau, pilosité, présence de cuticules et de cires) et le profil de distribution des surfaces foliaires ;
- la quantité de précipitation (COUTURIER et RIPLEY, 1973), l'énergie cinétique des gouttes de pluie (CALDER , 1996), les turbulences atmosphériques qui déterminent notamment un

égouttage plus ou moins fort des surfaces (LEONARD, 1967), la viscosité de l'eau, et la demande évaporative de l'atmosphère.

L'évaporation potentielle du stock d'eau captée est largement déterminée par la pénétration du vent dans le couvert, fonction elle-même du type de peuplement (voir notamment RUTTER, 1975 ; MAHFOUF et JACQUEMIN, 1989). Le modèle BILHYNA en donne une formulation précise. L'estimation de l'impact de l'évaporation sur le processus de captation est très différente selon les auteurs : tandis que le manque de données expérimentales suggérait à certains auteurs d'ignorer ce phénomène (RUTTER *et al.* , 1972), il est apparu que la non prise en compte de l'évaporation pendant la pluie pouvait conduire à une sous-estimation non négligeable des hauteurs d'eau captées, principalement pendant le jour (COUTURIER et RIPLEY, 1973 ; BLAKE, 1975 ; CROCKFORD et RICHARDSON, 1990 ; LORENS *et al.*, 1997). Ce point, comme le relève BLAKE (1975), n'a toutefois pas fait l'objet d'études suffisantes. Nous confirmerons que l'évaporation a un impact tout à fait conséquent sur la captation.

Parallèlement à l'abaissement de la quantité d'eau de pluie arrivant au niveau du sol, la captation a également pour effet de diminuer la transpiration du couvert végétal (RUTTER, 1975 ; MAHFOUF et JACQUEMIN, 1989), en bloquant le fonctionnement des stomates : la transpiration est donc inférieure pour un couvert mouillé que sec. Le calcul de l'évapotranspiration d'un couvert mouillé est toutefois difficile, à cause de l'hétérogénéité du mouillage sur les surfaces végétales, dans le temps et dans l'espace, dictée notamment par l'hétérogénéité de l'évaporation dans le couvert. Néanmoins, nous voyons bien que la captation implique deux phénomènes ayant des effets inverses sur le bilan hydrique. La question du bilan de la captation est alors posée : le processus de captation représente-t'il une perte d'eau pour la culture ?

Pour calculer le poids de la captation sur le bilan hydrique, nous ferons finalement une distinction importante entre plusieurs termes essentiels, que nous allons chacun décrire et analyser : le stock d'eau captée (quantité d'eau présente sur le feuillage à un moment donné), la quantité de captation (« captation », somme des quantités de pluie retenues par le feuillage et évaporées), la quantité d'eau non transpirée par le couvert à cause du processus de mouillage des feuilles (« ΔETR »), et le bilan de la captation (« bilan », quantité de captation diminuée de l'abaissement de la transpiration du couvert). Nous pouvons écrire ainsi le bilan de la captation (tous termes exprimés en mm) : $bilan = captation - \Delta E\,\mathrm{TR}$.

Les éléments précédents ont suggéré à certains auteurs de définir un terme de transpiration relative, qui est le rapport de l'évapotranspiration du « couvert sec » (soit ET) sur celle du « couvert mouillé » (ce dernier terme est simplement la valeur de l'évaporation potentielle de l'eau captée : EP) (MONTEITH, 1965b, cité par RUTTER, 1975) : $\alpha = ET/EP$

Certaines mesures (cf. RUTTER, 1975) sur couvert transpirant à la valeur potentielle (soit l'ETM) donnent pour ce rapport les valeurs de 1 sur ray-gras (McMILLAN et BURGY, 1960), 0.6-0.8 sur gazon, pomme de terre, canne à sucre et seigle (FRANKENBERGER, 1960), 0.5 sur maïs de 2-3m de hauteur (WAGGONER *et al.*, 1969), et 0.2-0.3 sur forêt de pins de 10m de hauteur (RUTTER, 1967). Ces chiffres indiquent que sur maïs la captation aurait un poids moindre que sur forêts, mais néanmoins tout à fait important. Egalement, la captation sur couvert de blé sera *a priori* un peu plus faible que sur maïs. Nous pouvons prévoir que le rapport $\alpha = ET/EP$ sera beaucoup plus faible lorsque le couvert transpire en-dessous de l'ETM (par exemple un couvert de maïs durant l'été), et à l'extrême ce coefficient sera nul sur couvert entièrement sénescent (notamment un couvert de maïs avant la moisson).

Nous pouvons ainsi d'ores et déjà affirmer que le bilan de la captation sera toujours positif, puisque l'évaporation potentielle dans le couvert est nécessairement supérieure à la transpiration du couvert, tout particulièrement sur un couvert sénescent ou présentant une régulation stomatique. Néanmoins, une étude précise est à mener.

2) Modélisation de la captation

Le processus de captation est généralement modélisé comme le remplissage d'un stock d'eau sur les surfaces végétales, qui se vide par évaporation, pendant et après un événement pluvieux, conformément au schéma présenté sur la figure n°6. Un certain nombre d'équations ont été proposées pour tenter de décrire ce processus. Le stock d'eau mouillant le couvert végétal possède en outre une capacité maximale déterminable par la mesure.

La littérature présente un certain nombre de modèles de captation plus ou moins complexes. Différents modèles empiriques et physiques ont ainsi été proposés depuis le début du siècle, et la plupart ont été testés avec succès pour divers types de végétation. Des modèles de régression statistique, peu robustes, ont été proposés (voir notamment BLAKE, 1975, BULTOT *et al*., 1972). Bon nombre des expressions plus complètes dérivent de la formule initiale de HORTON de 1919, leur utilisation nécessitant surtout l'adaptation des paramètres à chaque type de végétal. Ce modèle a été repris avec un terme d'évaporation (notamment MANIAK, 1982) ou sans (notamment COUTURIER et RIPLEY, 1973 ; FRIESLAND et SCHRÖDTER, 1988). A côté de ces modèles largement simplifiés figurent des approches plus complexes traitant le bilan d'énergie du couvert (voir notamment CHASSAGNEUX et CHOISNEL, 1986), détaillant plusieurs composantes du processus de captation et intégrant notamment le stemflow et la captation par les tiges ou troncs (en particulier les modèles de RUTTER et de GASH – voir notamment RUTTER *et al*., 1971, RUTTER *et al*., 1975, GASH, 1979, GASH *et al*., 1995, VALENTE *et al*., 1997, VAN DIJK et BRUIJNZEEL, 2001a, 2001b). Nous n'avons pas retenu ces dernières approches, pour leur complexité et leur demande en nombreux paramètres empiriques.

Les paramètres clés des divers modèles simples existants sont peu nombreux. Il s'agit d'une part de la capacité maximale de saturation du couvert, terme empirique fonction du LAI, de la hauteur de précipitation, et du taux d'évaporation de l'eau interceptée. Certains modèles recherchent plus de réalisme, notamment en calculant la captation à partir seulement de la quantité de pluie qui atteint réellement le couvert végétal (MANIAK, 1982 ; FRIESLAND et SCHRÖDTER, 1988 ; et également comme discuté par NORMAN et CAMPBELL, 1983), et en détaillant le couvert végétal en fractions verte et sénescente (COUTURIER et RIPLEY, 1973). Le premier point nous a semblé essentiel, mais nous n'avons pas appréhendé le deuxième. L'action d'autres facteurs (inclinaison de la chute des gouttes de pluie ou égouttage des feuilles sous l'effet du vent notamment) n'est généralement pas appréhendée, et nous ne l'avons donc pas intégrée.

Notre choix s'est arrêté sur le modèle classique MERRIAM (1960) (amélioration du modèle de LINSLEY *et al*., 1949), qui donne l'expression suivante de la captation par unité de surface de sol :

$$captation = \underbrace{C_{\max}.\left[1-\exp\left(\frac{-P}{C_{\max}}\right)\right]}_{\text{terme d'interception}} + \underbrace{EP.T}_{\text{terme d'évaporation}}$$

$C_{\max}$. : capacité de saturation (mm)
P : quantité de pluie atteignant le couvert (mm)
EP : évaporation potentielle constante dans le couvert (mm/h)
T : durée de la pluie (h)

Ce modèle apporte une correction de l'impact de l'évaporation du stock d'eau captée pendant la captation avec le terme d'évaporation. L'auteur avait trouvé que seule l'interception, et pas l'évaporation, suivait une courbe exponentielle, ce qui explique le découplage des deux termes dans l'équation.

La même formulation a également été proposée par COUTURIER et RIPLEY (1973) en négligeant le terme d'évaporation, et a montré d'assez bons résultats sur une prairie, avec toutefois une sous-estimation des valeurs de captation les plus élevées, erreur paraissant évidente compte tenu de la négligence de l'évaporation. Egalement, d'excellents résultats ont été obtenus par HELBERT (1997) sur un couvert de blé sous pluie artificielle en laboratoire - où nous supposons que l'évaporation est faible. Ce modèle nous paraissait intéressant dans la mesure où il utilise une approche à la fois simple et réaliste, avec des variables connues ou calculées par le modèle BILHYNA (pluie, évaporation potentielle dans le couvert, LAI) et un paramètre de saturation du

couvert déterminable par la mesure. Ce modèle restitue en outre l'atteinte progressive de la saturation du couvert en fonction de la quantité de pluie.
L'équation a semble-t'il généralement été employée selon un pas de temps très grossier (horaire), ce qui ne permet pas de prendre en compte de manière détaillée l'impact de l'évaporation. Nous montrerons plus loin une approche informatique rigoureuse qui le permet.

Différentes lois empiriques ont enfin été proposées pour exprimer le paramètre empirique « Cmax » à partir de caractéristiques mesurables du couvert végétal (le LAI). Ainsi, VON HOYNINGEN-HUENE (1981) a proposé une loi utilisant trois paramètres empiriques. NORMAN et CAMPBELL (1983) suggèrent quant à eux un paramètre de hauteur équivalente de lame d'eau captée (« $E_{\max}$ » en mm), qui doit pouvoir être mesuré pour chaque type de végétation : $C_{\max} = E_{\max}.LAI$
Nous avons pour notre part étudié précisément ce paramètre « Cmax » de manière expérimentale.

3) Mise en place du modèle de captation amélioré (organigramme détaillé dans l'annexe n°14)

Compte-tenu des éléments précédents, les objectifs de travail avec le modèle de captation sont assez simples : résoudre de manière précise les différents termes de l'équation (interception, évaporation de l'eau captée) et de coupler ce modèle à BILHYNA en intégrant notamment l'abaissement de la transpiration du couvert sous l'impact de la captation, ainsi que prendre en compte la variabilité temporelle du couvert végétal et de ses effets sur la captation. Ce dernier point, touchant la détermination de certains paramètres du modèle, sera détaillé dans le chapitre III.

Nous expliquons ici la formulation de notre modèle, basée sur la formule de MERRIAM (1960), avec les améliorations. Nous divisons le processus de captation en trois points. La captation est calculée selon un pas de temps fin, avec la formule de MERRIAM sans terme d'évaporation. Nous faisons évaporer à chaque pas de temps cette quantité d'eau captée en fonction de l'intensité de la demande évaporatoire : ce terme d'évaporation est très important car il abaisse la valeur du stock d'eau captée, et par conséquent augmente le cumul de captation de la journée. La quantité d'eau captée est ainsi la somme des quantités d'eau stockée et évaporée, à différencier de la valeur stockée sur le couvert à un instant donné. Enfin, en fonction du temps de persistance de l'eau captée sur le couvert végétal pendant la journée, nous calculons un terme d'abaissement de la transpiration journalière. Nous détaillons ici chacun de ces points individuellement.

- ***Modélisation de l'abaissement de la transpiration du couvert***

Nous émettons l'hypothèse que l'eau captée forme un film homogène sur tout le couvert, et que le couvert végétal ne transpire pas lorsqu'il est mouillé (par conséquent lorsque le stock d'eau captée est non nul). Nous supposons également que la transpiration est nulle durant la nuit. Nous utilisons la valeur de la transpiration calculée par BILHYNA pour un couvert « non mouillé », notée « ET ». Nous voulons effectuer un bilan global de la captation sur de nombreuses journées et de nombreuses pluies, et ainsi nous simplifions l'intensité de la transpiration à une valeur constante sur la durée de la journée, ce devrait en moyenne ne pas être trop faux.

Quelle est la quantité d'eau réellement perdue par la culture sous l'effet de la captation ? Nous l'abordons de la manière suivante :

$$\Delta Q = Q_{captée} - Q_{non\ transpirée}$$

$Q_{captée}$ = quantité d'eau captée et évaporée (mm)
$Q_{non\ transpirée}$ = quantité d'eau non transpirée durant le temps où le couvert est mouillé (mm)

Nous calculons comme suit le terme d'abaissement de la transpiration :

$$Q_{non\ transpirée} = x.ET_{culture}$$

$ET_{culture}$ = transpiration de la culture durant la journée (mm)

où : $x = \dfrac{t_m}{t_j}$

t_m = durée de mouillage du couvert végétal (h)
t_j = durée du jour (h)

La valeur journalière effective de transpiration du couvert de BILHYNA, ET, est ainsi abaissée de cette quantité, $Q_{non\ transpirée}$.
Nous savons qu'en toute rigueur cette approche est biaisée, dans la mesure où la demande climatique et la transpiration sont différentes pendant une pluie et en dehors d'une pluie. Néanmoins, le niveau de simplification fixé ne permettait pas directement une approche plus détaillée.
En toute première approximation, nous avons ainsi une très simple expression :

$$\Delta Q = \frac{t_m}{t_j}.(EP - ET).$$

Mais nous voyons bien que le calcul du temps de mouillage, t_m, nécessite la résolution de l'équation dynamique.

- ***Modélisation du stock d'eau captée***

Nous redémontrons ici la formule de MERRIAM. La base du modèle est l'équation suivante, qui décrit dans le temps (« t », en h) une évolution du stock d'eau captée (« C », en mm) pendant une pluie (« P », en mm/h) pondérée par le coefficient de remplissage du stock par rapport à sa valeur maximale (« Cmax », en mm) : $\frac{dC}{dt} = \left(\frac{C_{\max} - C(t)}{C_{\max}}\right).P(t)$

Il s'agit d'une équation différentielle : $\frac{C_{\max}.dC}{C_{\max} - C(t)} = P(t).dt$

Soit C_i, le stock d'eau captée initial. Celui-ci peut être non nul au début d'une journée (c'est-à-dire à minuit) si toute l'eau captée la veille n'a pas été évaporée.
A partir des conditions initiales, $t = 0$, $C(t) = C_i$ et $P(t) = 0$, nous obtenons :

$$\ln\left(\frac{C_{\max} - C(t)}{C_{\max} - C_i}\right) = -\int_0^t \frac{P(t)}{C_{\max}}.dt$$

Soit : $\left(\frac{C_{\max} - C(t)}{C_{\max} - C_i}\right) = e^{-\int_0^t \frac{P(t)}{C_{\max}}.dt}$

Finalement : $C(t) = C_i + (C_{\max} - C_i).\left(1 - e^{-\int_0^t \frac{P(t)}{C_{\max}}.dt}\right) \qquad (0 \le C_i \le C(t) \le C_{\max})$

La quantité de pluie captée au pas de temps « t » peut s'exprimer simplement :
$captation(t) = C(t) - C(t - \Delta t)$

- ***Résolution de la captation avec l'évaporation***

A chaque pas de temps, après le calcul précédent d'interception d'une partie de la pluie, nous retranchons au stock d'eau captée, C(t) (en mm), la valeur de l'évaporation potentielle, EP(t) (en mm/h), pour obtenir la nouvelle valeur du stock d'eau captée :
$C(t + \Delta t) = C(t) - EP(t).\Delta t$
Nous utilisons la valeur journalière de l'évaporation potentielle dans le couvert végétal calculée par BILHYNA. Afin de rester cohérent avec l'approche moyenne journalière de BILHYNA, nous répartissons l'évaporation potentielle en intensité constante sur la durée du jour, de la même manière que la transpiration du couvert. L'évaporation est ainsi également considérée nulle durant la nuit.
La quantité d'eau captée journalièrement, « $captation_j$ » (en mm), est finalement la somme des quantités interceptées et évaporées :

$$captation_j = \sum_0^{24h} captation(t)$$

4) Conclusions

Nous avons développé un modèle simple, à base physique et relativement complet de captation, avec une résolution selon un pas de temps fin, que nous allons ensuite paramétrer et utiliser pour étudier l'impact de la captation sur le bilan hydrique et les transferts hydrologiques d'une parcelle cultivée.

Le présent modèle possède néanmoins certaines limitations. Notamment, nous supposons par simplification une intensité constante de l'évapotranspiration au cours de la journée. Une amélioration serait de répartir l'intensité de la transpiration et de l'évaporation journalière sur la journée par exemple selon une courbe de type gaussien, et de prendre en compte les caractéristiques particulières de la demande climatique au cours d'une pluie. Egalement, la « captation inversée » qu'est la rosée n'a pas été prise en compte ; une règle générale (FRIESLAND et SCHRÖDTER, 1988) lui attribue pourtant un poids de 0.4mm par nuit (conforme aux gammes mesurées de 0.2-0.5mm par nuit, selon MONTEITH, 1963, et WALLIN, 1967 - cités par RUTTER, 1975), ce qui est tout à fait de l'ordre de grandeur de la captation d'une pluie. Notre modèle est donc partiellement incomplet, et gagnera à être amélioré par la suite.

IV) Modélisation de l'infiltration et du ruissellement

Les études ayant porté sur l'infiltration constituent une base de données énorme. Les études les plus récentes rapportent des résultats fort intéressants et pour lesquels nous avons pu juger une bonne cohérence entre la plupart des auteurs. Nous sommes désormais en mesure de prévoir assez raisonnablement selon les grandes classes de sols des données primordiales telles que : l'ordre de grandeur des paramètres effectifs moyens d'infiltration (essentiellement la valeur de la conductivité hydraulique à saturation, prenant en compte un certain poids de la croûte de battance), des coefficients d'action du couvert végétal sur l'infiltration et le ruissellement, des coefficients moyens de ruissellement de l'eau de pluie, etc. Toutefois, une nette variabilité spatiale et temporelle entoure ces différents termes, obtenus généralement à partir d'approches simplifiées et de haut degré d'empirisme.

La diminution des erreurs dans le calcul de l'infiltration et du ruissellement, et le développement des possibilités d'extrapolation raisonnée pour différents types de sols, nécessite ainsi de prendre en compte un certain nombre de facteurs avec plus de réalisme physique. Ceux-ci sont apparemment bien connus : stratification du sol en différentes couches de caractéristiques hydrodynamiques différentes, type de couvert végétal sur pied et en résidus à la surface du sol (diminution de l'agressivité des pluies, infiltration favorisée à la base de tiges par stem-flow, augmentation de la perméabilité du sol par les tiges et les racines, diminution de l'infiltrabilité par les résidus de récolte), croûte de battance, type de travail du sol, macropores d'origine biologique, fissuration sous l'effet du gonflement / retrait du sol, présence de chemins préférentiels de ruissellement, tassement de la surface du sol par les roues des engins agricoles, etc.

Faut-il intégrer tous ces éléments, dont beaucoup sont extrêmement complexes ? La plupart des auteurs s'accordent à dire que les paramètres clés du calcul du ruissellement sont en tout premier lieu les pluies (quantité, durée, intensité) et la valeur de la conductivité hydraulique à saturation du sol (voir notamment ZHANG *et al*., 1995a, 1995b, RISSE *et al*., 1995). Nous nous attacherons donc particulièrement à ces différents points, qui nécessitent alors de prendre en compte différents aspects dynamiques (formation de la croûte de battance, travail du sol, type de couvert végétal). Nous verrons aussi que d'autres paramètres sont importants également à intégrer.

Nous présentons maintenant la modélisation de l'infiltration et du ruissellement, intégrant les améliorations nécessaires au traitement des parcelles cultivées, ainsi que les éléments qui détermineront certaines expérimentations (chapitre II) ainsi que la détermination des paramètres (chapitre IV).

1) Présentation du modèle d'infiltration

La modélisation de l'infiltration sur un sol cultivé est un sujet extrêmement complexe, de part la variabilité des caractéristiques du sol à toutes les échelles (spatiales comme temporelles) et l'intervention de processus nombreux que la communauté scientifique ne maîtrise pas ou mal (piégeage d'air, « fingering », gonflement / retrait, hystérèse, macroporosité, présence de matière organique - dont les racines et débris de récolte -, « stem flow », « pore clogging », rugosité de la surface du sol, croûte de battance, variation des caractéristiques de la pluie, etc.). Toutefois, des solutions analytiques plus ou moins simples existent pour modéliser l'infiltration et apportent des résultats raisonnables dans de nombreux cas et à des échelles grandes comme petites, le problème essentiel étant de définir les valeurs effectives des paramètres, qui sont fonction de nombreux paramètres et dont la détermination *a priori* est tout à fait épineuse. Nous verrons comment nous pouvons développer un modèle suffisamment robuste d'infiltration / ruissellement et le coupler au modèle BILHYNA, en intégrant les processus essentiels des sols cultivés (croûte de battance, tranches de sol travaillé, couvert végétal) et en développant une méthode assez originale de détermination de paramètres hydrodynamiques. Focalisons-nous d'abord sur les bases de la modélisation de l'infiltration.

- *Description générale du processus d'infiltration au cours d'une pluie*

L'infiltrabilité d'un sol homogène au cours d'une pluie d'intensité constante suit une allure tout à fait caractéristique (voir figure n°7), que tous les modèles s'attachent à restituer.

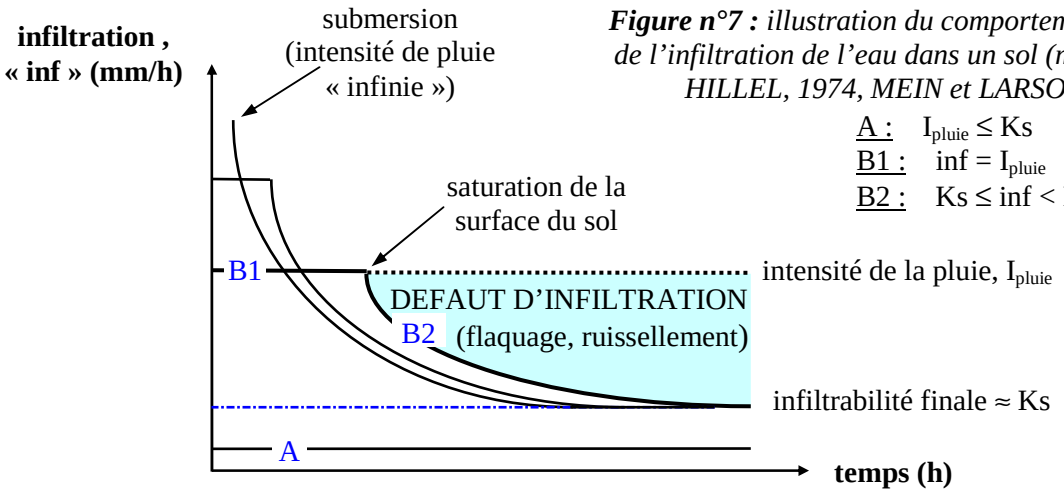


Figure n°7 : *illustration du comportement biphasique de l'infiltration de l'eau dans un sol (modifié d'après HILLEL, 1974, MEIN et LARSON, 1973)*

A : $I_{pluie} \leq Ks$
B1 : $inf = I_{pluie}$
B2 : $Ks \leq inf < I_{pluie}$

Les principes sont simples. L'infiltrabilité du sol décroît en fonction de la quantité d'eau infiltrée, selon une courbe dont l'allure se rapproche d'une loi exponentielle. En règle générale, il se déroule une première phase où toute l'eau de pluie est infiltrée (courbe B1). Durant cette phase, la valeur de l'infiltrabilité du sol diminue, conduisant à un point d'égalité avec l'intensité de la pluie. A partir de ce stade, l'infiltrabilité continuant à décroître dans le temps, il se dégage un défaut d'infiltration conduisant à la formation de flaques et à un ruissellement éventuel (courbe B2) (voir le paragraphe de modélisation de ces deux processus). Lorsque l'intensité de la pluie est toutefois inférieure ou égale à la conductivité hydraulique à saturation du sol, aucun flaquage n'est susceptible de se produire (courbe A). Nous représentons aussi enfin un cas annexe, où l'intensité de la pluie est largement supérieure à l'infiltrabilité du sol dès le départ de la pluie, ce qui *a priori* ne se présente sur le terrain qu'au cours d'une expérimentation d'infiltrométrie avec apport instantané d'une lame d'eau (« submersion »).
Nous noterons que, pour un même sol, la pente de décroissance de l'infiltrabilité est différente selon la valeur de l'intensité de la pluie : l'intensité de la pluie est donc un paramètre important.
Voyons maintenant les aspects physiques du processus, à travers leur modélisation.

- ***Des critères « préorientés » de modélisation nous conduisent au choix du modèle de GREEN-AMPT (1911)***

Un certain nombre de modèles plus ou moins complexes ont été proposés pour calculer l'évolution de l'infiltrabilité à la surface d'un sol lors d'une pluie (pour un aperçu général voir notamment HILLEL, 1974, 1980a, 1980b, MEIN et LARSON, 1973, ou plus récemment RAVI, 1998). Ces expressions sont toutes comparables en ce qu'elles décrivent une décroissance d'allure « exponentielle » de l'infiltrabilité du sol avec le cumul de la quantité d'eau infiltrée lors d'une pluie, en fonction de quelques paramètres cinétiques constants ou variables. Le choix se porte alors sur les aspects de robustesse physique des paramètres et de l'expression mathématique, de la capacité à acquérir les paramètres (mesures et/ou bibliographie), et du calcul informatique. Nous avons écarté d'emblée les modèles trop simplifiés dont les paramètres ne trouvaient pas toujours de sens physique fort et attribuable à des caractéristiques définissables ou mesurables du sol (tels que ceux de KOSTIAKOV, 1932, HORTON, 1940, ou encore HOLTAN, 1961). Parmi les modèles les plus explicatifs, basés sur la loi de DARCY (1856) des transferts en milieux poreux, et le plus robuste est sans conteste celui de RICHARDS. Nous avons pour notre part choisi d'utiliser le modèle de GREEN-AMPT, qui présentait un compromis intéressant en terme de réalisme et de simplicité, et s'avérait *a priori* le plus généraliste. Les hypothèses simplificatrices de base du modèle sont nombreuses et en limitent les possibilités, mais comme nous le verrons différentes approches permettent d'améliorer la portée du modèle, et de l'adapter aux caractéristiques d'une parcelle cultivée. La figure n°8 résume ces hypothèses de simplification, et indique celles que nous améliorerons.

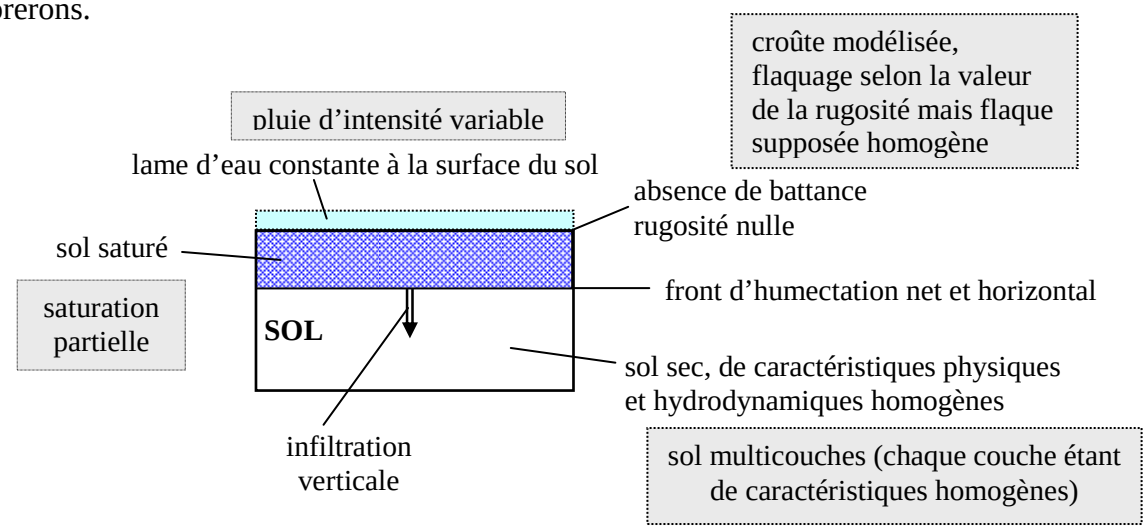


Figure n°8 *: hypothèses simplificatrices du modèle de GREEN-AMPT, et les améliorations apportées (cadres grisés)*

Ces données rendent le modèle de GREEN-AMPT extrêmement cohérent avec le fonctionnement du modèle BILHYNA, qui en particulier décrit le sol en couches horizontales de grande taille (épaisseur de l'ordre de 5-10cm) et de caractéristiques homogènes. Ce modèle d'infiltration a été (et est encore) en outre largement employé dans d'autres études de bilan hydrique de notre niveau de simplification, de grande échelle jusqu'à celle du bassin versant (voir notamment GOLDMAN, 1989 cité par RAVI, 1998), ce qui constitue un parallèle intéressant. Il a par ailleurs été montré que les résultats étaient généralement assez proches entre les modèles de RICHARDS et de GREEN-AMPT, ce qui est tout à fait évident puisque le modèle de GREEN-AMPT est une dérivation de RICHARDS (voir notamment MEIN et LARSON, 1973).

- ***Analyse de l'expression de GREEN-AMPT***

L'expression de GREEN-AMPT repose sur l'équation de DARCY qui donne de la sorte le flux « q » (mm/h) dans un milieu poreux entre deux points :

$$q = -\overline{K_{(\psi)}}.\left(\frac{\Delta H}{\Delta z} - 1\right)$$

avec : $\overline{K_{(\Psi)}}$ *= conductivité hydraulique effective du sol (mm/h)*
ΔH = écart de potentiel hydrique entre les deux points (mm)
ΔZ = distance entre les deux points (mm)
L'effet de la gravité est intégrée dans la parenthèse avec le terme « -1 »

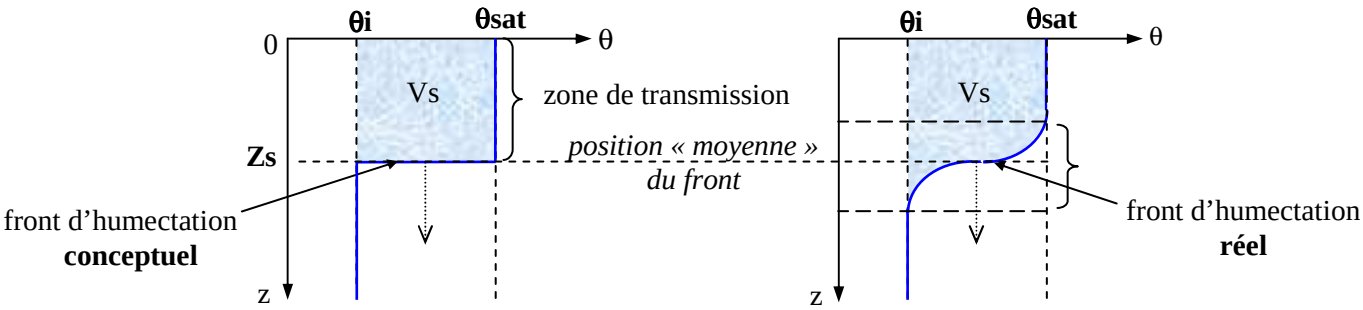


***Figure n°9** : schématisation de l'infiltration selon GREEN-AMPT*

Les auteurs sont parti de l'hypothèse que l'infiltration donne naissance à un front d'humectation « abrupt » et horizontal (hypothèse validée par des observations - voir notamment ESTEVES *et al*., 2000), qui sépare un profil de sol entièrement saturé (« zone de transmission ») du sol non encore mouillé (voir figure n°9), et se déplace sous l'effet double d'une force de succion capillaire effective et de la gravité, à une vitesse donnée et calculable. La grande originalité du modèle, qui est à la fois son aspect le plus controversé, est ainsi l'hypothèse d'assimiler les forces capillaires agissant au niveau du front d'humectation - pourtant diffus dans l'espace - à une valeur effective constante. Notons que sa valeur n'est nullement celle du potentiel hydrique du sol non encore mouillé, et peut être calculée par certains modèles (présentation ultérieure).

Selon les hypothèses de GREEN-AMPT, nous écrivons :

$\overline{K_{(\psi)}} = Ks$, *conductivité hydraulique à saturation (mm/h)*

$\Delta H = \psi_2 - \psi_1$

$\psi_1 = H_0$ *, hauteur de la lame d'eau à la surface du sol (mm)*

$\psi_2 = -Zs + Hf$ *avec Zs = épaisseur de sol saturé (mm)*
Hf = succion effective au front d'humectation (mm)

Par convention de signes, nous exprimons les potentiels hydriques du sol en négatif, et les charges (potentiel équivalent de la lame d'eau à la surface du sol et de l'épaisseur de la tranche saturée) en positif.

Nous définissons de la sorte le déficit hydrique de saturation du sol :

$\Delta\theta = \theta_{sat} - \theta_i$ *avec :* θ_{sat} *= humidité volumique à saturation* (m^3/m^3)
θ_i *= humidité volumique initiale* (m^3/m^3)

Le « volume saturant », qui est la quantité d'eau nécessaire pour saturer le profil de sol entre la surface et le front d'humectation, est donné par l'expression : $Vs = Zs.\Delta\theta$ (mm).

Enfin, nous pouvons écrire la relation de GREEN-AMPT :

$$q = -Ks.\left(\frac{-Zs + Hf - Ho}{Zs}\right)$$

$$= -Ks.\left(\frac{(-Vs/\Delta\theta) + Hf - Ho}{Vs/\Delta\theta}\right)$$

et : $$q = -Ks.\left(\frac{-(Hf - Ho).\Delta\theta}{Vs} - 1\right)$$

Cette équation possède trois paramètres : la conductivité hydraulique à saturation (Ks), la succion effective au front d'humectation (Hf) et l'humidité volumique à saturation (θ_{sat}) qui détermine la valeur du déficit hydrique de saturation.

- ***Sens physique des trois paramètres du modèle de GREEN-AMPT (Ks, Hf, θ_{sat})***

Il est essentiel de détailler chacun des trois paramètres utilisés afin d'en appréhender le poids sur le processus d'infiltration.

La conductivité hydraulique à saturation, Ks (mm/h), est le terme clé de l'équation de GREEN-AMPT, car le modèle y est extrêmement sensible (ROSNOBLET, 1998). Pour un sol donné, la valeur de Ks donne immédiatement une idée de la perméabilité et est habituellement utilisée comme critère pour établir un classement. La perméabilité du sol augmente avec Ks.

Le déficit hydrique de saturation est directement déterminé par la valeur de l'humidité à saturation du sol, θ_{sat} (m^3/m^3). Sa détermination est importante car elle agit sur la profondeur du front d'humectation pour un volume d'infiltration donné, et par conséquent modifie la valeur du gradient de charge hydraulique $\Delta H/\Delta Z$. Ainsi, une augmentation de la valeur de θ_{sat} accroît la capacité d'infiltration du sol.

La succion effective au front d'humectation, Hf (mm), est la valeur effective des forces de succion qui agissent au niveau du front d'humectation. Il s'agit d'une valeur effective puisque le front d'humectation n'est pas parfaitement défini à un instant donné, mais s'étale sur une certaine épaisseur de sol. Cette succion effective détermine la valeur du gradient de charge hydraulique de l'équation de DARCY. Plus Hf est élevé et plus le sol a une grande capacité d'infiltration. Nous détaillerons ce paramètre dans le chapitre IV.

2) Modélisation du ruissellement

Le modèle d'infiltration permet de déterminer à chaque instant une quantité de défaut d'infiltration qui constitue un ruissellement « potentiel », et nous cherchons à estimer le ruissellement « réel », qui quitte effectivement la parcelle cultivée. Le ruissellement est en réalité un mécanisme dynamique complexe qui dépend largement de la rugosité de la surface du sol. Nous présentons ici une approche simplifiée de modélisation, à partir d'un paramètre empirique de capacité maximale de flaquage fonction de la rugosité.

Lorsqu'on considère un élément de surface de sol donné, le flaquage se déroule selon trois phases chronologiques distinctes (MOORE et LARSON, 1979, cité par ONSTAD, 1984). Tout d'abord, le flaquage débute sans ruissellement. Ensuite, le volume flaqué augmente et un ruissellement se créé, qui se matérialise par l'augmentation de la connectivité entre les flaques voisines (DARBOUX, 1999). Le ruissellement est alors partagé entre des redistributions locales, et une partie quittant effectivement la parcelle. En dernière phase, le flaquage est à sa valeur maximale et toute l'eau en excès ruisselle et peut quitter la parcelle. Les échelles spatiale et temporelle jouent un rôle important dans le processus.

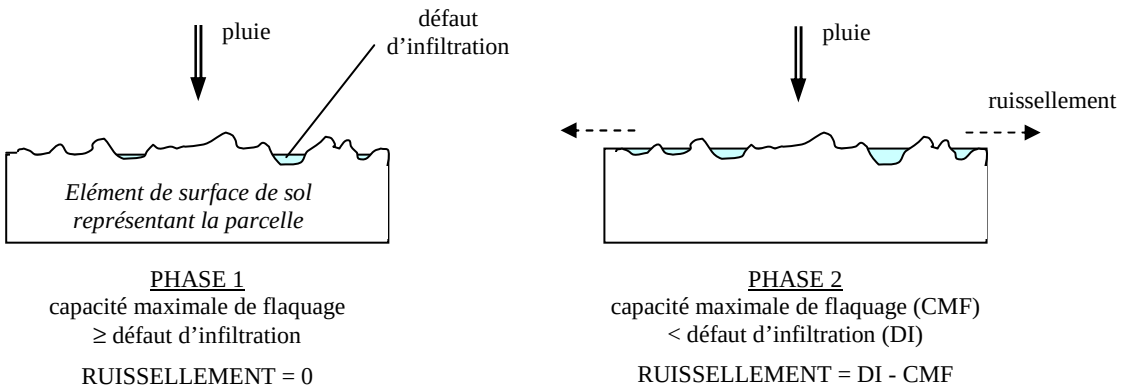


Figure n°10 : *schéma de modélisation du ruissellement en deux phases*

Ne pouvant solidement traiter le processus dynamique du flaquage et du ruissellement (phase 2), et en supposant que le ruissellement à l'échelle parcellaire est véritablement effectif seulement lorsque la capacité maximale de flaquage a été dépassée, nous négligeons la phase 2. Le flaquage et le ruissellement sur une parcelle lors d'une pluie sont alors modélisés selon un schéma très simple en deux phases, présenté sur la figure n°10.

Nous pouvons prévoir une relative imprécision de ce modèle à une grande échelle (1m² notamment, comme dans notre expérimentation de mesure du ruissellement), car la phase 2 du flaquage pourrait y jouer un rôle *a priori* non négligeable (ONSTAD, 1984), que nous ignorons.

Nous verrons que le paramètre de capacité maximale de flaquage est estimable en caractérisant la rugosité de la surface du sol, elle-même soumise à une variabilité temporelle importante notamment sous l'influence des travaux agricoles et de l'impact des pluies. Nous étudierons également par la suite les problèmes d'échelle spatiale.

3) Objectifs d'amélioration du modèle d'infiltration / ruissellement pour intégrer la dynamique des paramètres sur parcelle cultivée

La réalité du terrain sur parcelle cultivée impose d'intégrer différents paramètres dynamiques essentiels au modèle d'infiltration / ruissellement, que nous présentons ici.

- *Importance de la battance*

La battance est reconnue comme un volet tout à fait essentiel de la modélisation de l'infiltration / ruissellement sur une parcelle cultivée (BRESSON, communication personnelle).

La battance désigne le processus progressif et non linéaire de dégradation structurale de la surface d'un sol cultivé, aboutissant à la formation d'une mince croûte continue (« croûte de battance ») ainsi qu'à l'aplanissement de la rugosité. L'infiltration / ruissellement est très dépendante de l'état de la surface du sol : rugosité (définissant le volume de flaquage) et caractéristiques de la croûte de battance. La battance a ainsi un double effet d'augmentation du potentiel de ruissellement du sol.

Les facteurs contrôlant la battance sont nombreux (voir notamment BOIFFIN, 1984, MOORE, 1981) : énergie cinétique des gouttes de pluie, protection de la surface du sol par le couvert végétal ou un mulch de pailles (notamment après la moisson), humidité de la surface du sol au moment de la pluie, rugosité de la surface du sol, « sensibilité » du sol de surface (liée à la composition granulométrique et aux caractéristiques de la matière organique). Parmi ces facteurs, seulement certains ont fait l'objet de modélisations explicites. Nous verrons que l'évolution de la croûte de battance est liée à la rugosité de la surface du sol, de même que la capacité de flaquage. La battance est en outre largement déterminée par l'énergie cinétique des gouttes de pluie, pour laquelle intervient le couvert végétal.

- *Complications du calcul de l'infiltration sur le terrain*

Le modèle de GREEN-AMPT et/ou ses paramètres doivent être adaptés pour une application sur parcelle cultivée, pour plusieurs raisons.

Tout d'abord, les trois paramètres de GREEN-AMPT ainsi que l'humidité initiale du sol sont très hétérogènes sur un sol cultivé. Or, l'infiltration est un processus progressif dans lequel la couche de sol traversée par le front d'humectation mais aussi les couches supérieures sont déterminantes. Le sol devrait ainsi être modélisé en multicouches. Nous pouvons en première approche distinguer de la surface vers la profondeur sur une parcelle cultivée, quatre couches de caractéristiques hydrodynamiques différentes : une croûte de battance, une couche travaillée, une couche travaillée compactée par le travail agricole, une couche non travaillée non compactée (HORTON *et al.*, 1989). L'avant-dernière est très généralement ignorée (par exemple, MOORE et LARSON, 1980).

Les études considèrent généralement la croûte de battance comme une couche d'épaisseur relativement négligeable, mais qui est susceptible de considérablement réduire la capacité

d'infiltration du sol. Les auteurs s'accordent généralement sur le fait que la croûte possède une très faible conductivité hydraulique à saturation, et que son impact principal est une décroissance de la conductivité hydraulique effective du sol à saturation (RAWLS *et al*., 1990, EDWARDS, 1967, EDWARDS et LARSON, 1969, BOIFFIN, 1989). La faible conductivité hydraulique à saturation de la croûte est néanmoins partiellement contrebalancée par le gradient de potentiel hydrique qui s'installe lors de l'infiltration entre la surface du sol et le sol sous la croûte (DAY et LUTHIN, 1953, TAKAGI, 1960, BRAKENSIEK et RAWLS, 1983). Le problème est rendu plus complexe encore par le fait que la croûte de battance possède des caractéristiques qui évoluent dans le temps, sous l'impact notamment de l'énergie cinétique des pluies. Malgré de nombreuses études, il existe toujours de larges difficultés pour modéliser les effets de la croûte sur l'infiltration (BRISTOW *et al*., 1994).

Les caractéristiques de la pluie et du sol sur le terrain sont telles que la formation d'une lame d'eau à la surface du sol (« flaquage ») n'est en réalité pas immédiate, contrairement à l'hypothèse de GREEN-AMPT. Néanmoins, des études théoriques et empiriques ont porté sur les cas d'infiltration sous pluie d'intensité constante (notamment MEIN et LARSON, 1973) ou variable (notamment CHU, 1978, MOREL-SEYTOUX, 1978), et établissent la validité du modèle de GREEN-AMPT avec apparition retardée du flaquage. Toutefois, l'infiltration et le ruissellement sont extrêmement sensibles à l'intensité de la pluie, et ainsi la prise en compte de la variabilité des pluies (intensité et durée selon un pas de temps très fin) est essentielle. Compte tenu enfin de la sensibilité de l'infiltration au profil d'humidité initiale, la redistribution de l'eau infiltrée entre deux pluies doit également être estimée. Comme nous le verrons, des approches simples permettent de résoudre ces problèmes.

- ***Bilan***

Nos objectifs d'amélioration du modèle d'infiltration / ruissellement sont ainsi au nombre de cinq : une modélisation précise des pluies (intensité, et énergie cinétique en tenant compte du couvert végétal), le calcul de la redistribution de l'eau infiltrée entre deux pluies, une estimation de la dynamique de la rugosité et de la capacité de flaquage, la caractérisation de la croûte de battance et de son évolution, la modification des paramètres d'infiltration du sol sous l'impact des travaux agricoles, et l'intégration de l'hétérogénéité verticale du sol dans le modèle d'infiltration.

4) Mise en place du modèle d'infiltration / ruissellement amélioré (organigramme détaillé dans l'annexe n°3)

Nous avons énuméré les objectifs d'amélioration au modèle de GREEN-AMPT pour l'intégrer à BILHYNA et l'appliquer à une parcelle cultivée. Nous développons dans le présent paragraphe la mise en place du modèle d'infiltration / ruissellement amélioré, appliqué au sol multicouches et intégrant l'hétérogénéité verticale des paramètres d'infiltration (conductivité hydraulique à saturation, déficit hydrique de saturation et succion effective au front d'humectation, pour la croûte et les couches de sol sous-jacentes), avec un modèle simple de redistribution de l'eau infiltrée entre deux pluies. La description précise des pluies sera analysée dans le chapitre III. La dynamique des paramètres d'infiltration / ruissellement (rugosité et capacité de flaquage de la surface du sol, caractéristiques de la croûte, paramètres d'infiltration des couches de sol travaillées) sera enfin développée dans le chapitre IV.

- ***Intégration de la variabilité verticale de la conductivité hydraulique à saturation***

Différentes approches ont tenté d'intégrer la variabilité verticale du paramètre de conductivité hydraulique à saturation (Ks) du sol dans le modèle de GREEN-AMPT.

Plusieurs auteurs ont modélisé le cas d'une décroissance de Ks avec la profondeur (notamment CHILDS et BYBORDI, 1969, BOUWER, 1969, SELKER *et al*., 1999). BOUWER (1969) a calculé une valeur effective de Ks comme une simple moyenne harmonique des valeurs individuelles de Ks de couches d'épaisseur identique.

La majorité des études se sont néanmoins focalisées sur les cas d'augmentation de Ks avec la profondeur, et tout particulièrement en présence d'une croûte de battance. Dans l'essentiel des approches avec l'équation de GREEN-AMPT, le sol a été modélisé en deux couches homogènes distinctes seulement, la croûte et le sol sous-jacent. De nombreuses études ont employé de simples valeurs effectives statistiques de Ks, développant des considérations théoriques généralement faibles (RISSE *et al*., 1995, ZHANG *et al*., 1995a, 1995b, MOHAMOUD, 1991). Dans les approches plus descriptives, la croûte est généralement considérée comme une « membrane » fine et instantanément saturée, de caractéristiques constantes. BRAKENSIEK et RAWLS (1983), RAWLS *et al*. (1990) ou encore ESTEVES *et al*. (2000) ont employé une moyenne harmonique pour définir la valeur effective de Ks du système croûte / sol sous-jacent.

L'approche qui consiste à appréhender la croûte sous la forme d'une simple résistance hydraulique (voir notamment HILLEL et GARDNER, 1970) parait insuffisante, et doit en toute rigueur être complétée par la modélisation de l'impact de la croûte sur le fonctionnement hydrodynamique du sol sous-jacent. Ce point se manifeste tout particulièrement par la saturation partielle du sol sous la croûte. BRAKENSIEK et RAWLS (1983), RAWLS *et al*. (1990), RISSE *et al.* (1995) ou encore VANDERVAERE *et al*. (1998) développent notamment cette approche. Avec l'équation de GREEN-AMPT du modèle WEPP, RAWLS *et al*. (1990) puis RISSE *et al.* (1995) ont ainsi introduit un facteur de réduction de la conductivité hydraulique du sol sous la croûte. Selon les résultats de ces derniers, sur un sol similaire à celui de Grignon, la croûte aurait pour effet de réduire de l'ordre de 20% la conductivité effective moyenne du sol sous-jacent. Citons également les approches relativement similaires de VANDERVAERE *et al*. (1998). Ce point nous paraît plutôt d'ordre empirique, et sera abordé dans le chapitre IV.

En toute rigueur, les paramètres du système croûte / sol sous-jacent varient au cours de l'infiltration (PHILIP, 1998), et cette variabilité temporelle a fait l'objet de diverses modélisations (notamment AHUJA, 1983, VANDERVAERE *et al*., 1998), relativement complexes et critiquées par PHILIP (1998). Néanmoins, les approches intégrant de manière simple la croûte dans l'équation de GREEN-AMPT ont donné de bonnes à très bonnes prévisions de l'infiltration / ruissellement à diverses échelles spatiales (ESTEVES *et al*., 2000, ZHANG *et al*., 1998a, 1998b, RISSE *et al*., 1995, MOHAMOUD, 1991).

La seule solution à la fois simple et robuste que nous ayons trouvé pour résoudre le problème dans notre cas a consisté à reprendre l'approche introduite notamment par HILLEL et GARDNER (1970), qui remplacent la conductivité hydraulique à saturation de la croûte de battance par une valeur de résistance hydraulique équivalente, permettant de conserver l'effet limitant de la croûte tout au long du processus d'infiltration. L'approche est similaire à celle employée par exemple dans VANDERVAERE *et al*. (1998). Nous supposons que chacune des couches de sol possède une valeur donnée et déterminable de résistance hydraulique. Selon la loi d'addition des résistances en série, l'épaisseur de sol humecté à un instant donné de l'infiltration (également appelée « zone de transmission », « saturée ») possède alors une valeur connue de résistance hydraulique. Afin de pouvoir intégrer la variabilité de la conductivité hydraulique à saturation des couches de sol présentes sous la croûte, et pour augmenter la portée du modèle (intégration notamment des différentes couches travaillées et/ou de la semelle de labour), nous avons ainsi étendu le concept de HILLEL et GARDNER (1970) à tout le profil de sol saturé en exprimant la conductivité hydraulique effective du sol en fonction des caractéristiques de la tranche saturée :

$$\overline{K} = \frac{\Delta Z}{\sum R}$$

$\overline{K}$ = *conductivité hydraulique effective (mm/h)*
$\sum R$ = *somme des résistances de la tranche de sol saturé (h)*
ΔZ = *épaisseur de la tranche de sol saturé (mm)*

Pour chaque couche individuelle, la valeur de résistance hydraulique est donnée par $R_i = Z_i / K_i$. L'utilisation de cette formulation dans le modèle de GREEN-AMPT conduit à l'expression suivante du temps cumulé (« $t_{(Vs)}$ », en h) en fonction de la quantité d'eau infiltrée depuis le début de la pluie (Vs, en mm) (démonstration dans l'annexe n°4) :

$$t_{(Vs)} = \frac{Vs}{Ku} + \frac{\Delta\theta.\left[Ku.\sum R - (Hf + Ho + \Delta Z)\right]}{Ku}.\ln\left(1 + \frac{Vs}{\Delta\theta.(Hf + Ho)}\right)$$

Ku = conductivité hydraulique à saturation de la couche traversée par le front d'humectation (mm/h)

$\sum R$ *= résistance de la tranche saturée (h)*

ΔZ *= épaisseur de la tranche saturée (mm)*

Notons que HILLEL et GARDNER (1970) ont supposé que la hauteur de flaquage (Ho) était négligeable, de même que l'épaisseur de la tranche de sol saturé (ΔZ, limitée à la croûte dans leur étude), simplifications que nous rejetons.

Nos tests ont montré que l'épaisseur de la croûte était négligeable, et que nous pouvons donc la négliger. Tout se passe comme si nous pouvions remplacer la croûte par une membrane instantanément saturée et caractérisée par une résistance hydraulique constante, approche couramment admise mais néanmoins conceptuelle.

- ***Prise en compte de la variabilité verticale du déficit hydrique de saturation et de la succion effective au front d'humectation***

L'infiltration sur un sol présentant un déficit hydrique de saturation hétérogène (humidité volumique initiale et/ou à saturation) est théoriquement facile à intégrer avec le modèle de GREEN-AMPT. BOUWER (1969) notamment en a suggéré une solution simple, que nous avons précédemment testée (ROSNOBLET, 1998). Lorsque le front d'humectation atteint un inter-couches à l'instant t, l'approche consiste à réinitialiser le terme de cumul d'infiltration (Vs, en mm) en fonction de la valeur du déficit hydrique de saturation ($\Delta\theta$, en m^3/m^3) de la nouvelle couche :

$Vs(t) = \Delta\theta.Z_{\text{int}\,ercouches}$ $Z_{\text{int}\,ercouches}$ *= distance entre la surface du sol et l'inter-couches (mm)*

Cette approche peut induire des discontinuités dans la courbe d'évolution de l'infiltrabilité du sol à l'occasion des passages à une nouvelle couche de sol, que nous n'étudions pas.

Selon les hypothèses de GREEN-AMPT, la valeur de succion effective au front d'humectation (Hf) détermine le gradient de charge hydraulique entre la surface et la position conceptuelle du front d'humectation. Nous pouvons ainsi considérer la valeur de Hf de la couche de sol traversée dans le front d'humectation indépendamment des valeurs pour la (les) couche(s) supérieures.

- ***Résolution de la formule intégrée d'infiltration pendant une pluie***

A partir de la formule précédente d'infiltration, en fonction du volume d'eau infiltré, l'infiltrabilité (« inf », mm/h) est calculée de la sorte :

$\inf = \Delta V / \Delta t$ *Vs = volume infiltré (mm)*

$\Delta t = t(Vs + \Delta V) - t(Vs)$ *t = temps donné par l'équation de GREEN-AMPT (h)*

ΔV *= paramètre de résolution (mm)*

Puisque l'équation d'infiltration est une forme intégrée, les paramètres variables selon la profondeur sont réinitialisés lorsque le front d'humectation gagne une nouvelle couche : Ku, Ho, ΔZ, $\sum R$, $\Delta\theta$, Vs et Hf.

Enfin, lorsqu'un certain volume de flaque subsiste à la fin d'une pluie, nous supposons que la pluie n'est virtuellement terminée que lorsque l'épaisseur de flaquage (Ho) est devenue nulle, c'est-à-dire entièrement infiltrée.

- ***Résolution de la redistribution de l'eau infiltrée entre deux pluies***

Puisque chaque journée peut se composer de plusieurs pluies plus ou moins rapprochées dans le temps, et que l'infiltration est très sensible au profil d'humidité initiale (voir notamment

ROSNOBLET, 1998), il était nécessaire d'adopter un schéma de redistribution de l'eau entre les pluies.

La redistribution est un processus complexe car il fait appel aux propriétés du sol à l'état non saturé, propriétés très variables selon la teneur en eau du sol. Le modèle de RICHARDS permet une solution rigoureuse du problème. Une formulation analytico-conceptuelle a été proposée par CORRADINI *et al*. (1994, 1997, 2000), utilisant des paramètres variables dans le temps. L'utilisation du modèle de GREEN-AMPT pour la redistribution implique de fortes simplifications de la question. Néanmoins, compte-tenu de la grande simplicité de la gestion journalière de l'infiltration par BILHYNA, nous considérons simplement la redistribution comme un terme correctif et utilisons ainsi le modèle de GREEN-AMPT pour la calculer.

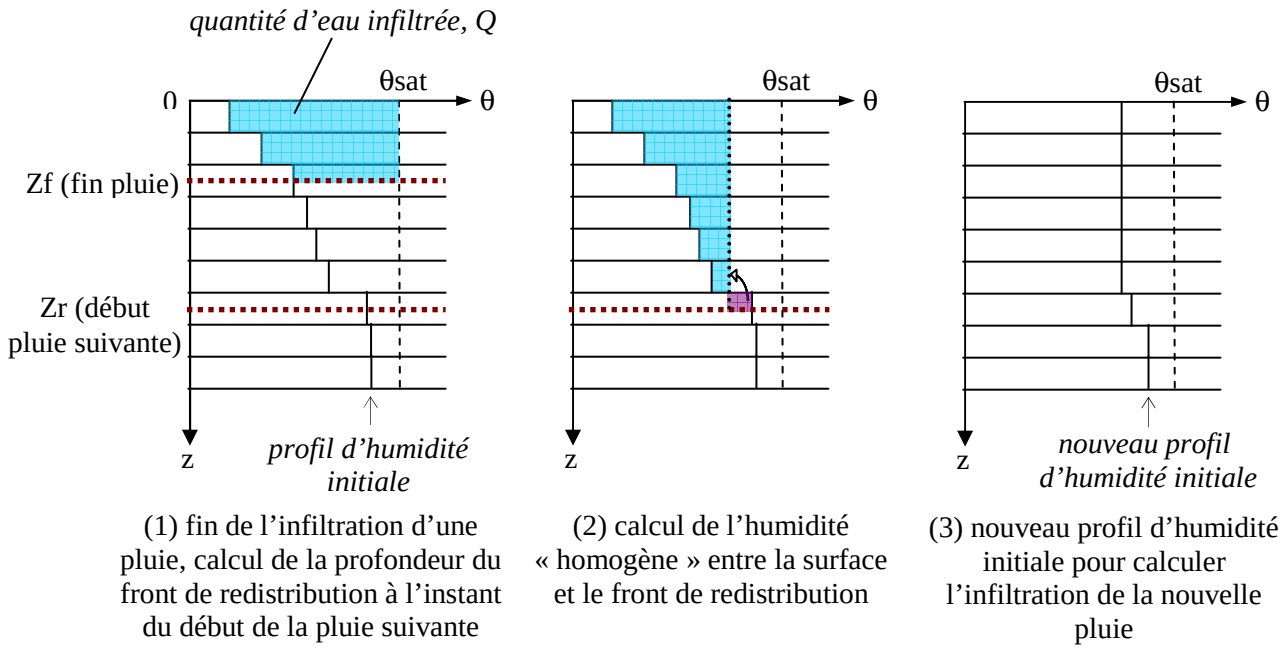


Figure n°11 : *schéma simplifié de la redistribution de l'eau infiltrée entre deux pluies*

Nous avons pour cela tenu compte de l'aspect continu de la redistribution. Nous considérons tout d'abord par simplification que la redistribution se déroule comme une infiltration virtuelle, en faisant comme si la pluie se poursuivait au cours de la redistribution. A la fin du processus de redistribution, nous obtenons une position donnée du front de redistribution, Zr, qui nous permet de calculer le nouveau profil d'humidité initiale du sol qui sera utilisé pour l'infiltration de la nouvelle pluie. Pour ce calcul, nous « moyennons » le profil d'humidité pour la tranche de sol entre la surface et le front de redistribution, en utilisant un terme de pondération fonction de la valeur d'humidité à saturation de chaque couche.

Soit Q, la quantité d'eau contenue entre la surface et la profondeur du front d'humectation, Zr :

$$Q = V_{\inf} + \sum_{0}^{Zr} \Delta Z.\theta_i$$

V_{inf} = volume infiltré (mm)
ΔZ = épaisseur de la couche (mm)
θ_i = humidité volumique initiale (m^3/m^3)

Nous calculons alors le coefficient de pondération :

$$\alpha = Q \Big/ \sum_{0}^{Zr} \theta s.\Delta Z$$

θ_s = humidité volumique à saturation (m^3/m^3)

L'humidité de chaque couche après la redistribution est enfin très simplement calculée : $\theta_i' = \alpha.\theta s$

L'humidité dans la couche contenant le front de redistribution est quant à elle recalculée en fonction de l'épaisseur relative du sol mouillé et non encore mouillé.

Nous considérons aussi qu'il n'existe pour une journée donnée qu'un seul front de redistribution unique et qu'il continue de migrer pendant une nouvelle pluie, atteignant une cote Zr' lorsque l'infiltration de cette nouvelle pluie est terminée (le front d'humectation a alors la cote Zf). La nouvelle valeur initiale du front de redistribution est alors choisie comme étant la valeur maximale entre Zf et Zr'.

La figure n°11 montre ces éléments dans le cas d'un sol de propriétés homogènes.

Nous noterons que les simplifications prises ne respectent pas les relations $K(\theta)$ et $\theta(\Psi)$, notamment la décroissance de la vitesse de migration du front de redistribution dans le temps due aux caractéristiques de la relation $K(\theta)$. La seule approche solide eut été d'employer le modèle de RICHARDS.

5) Conclusions

Nous avons proposé un modèle simple et à base physique de calcul de l'infiltration / ruissellement applicable au sol particulièrement hétérogène d'une parcelle cultivée.

L'approche qui consiste à appréhender la croûte sous la forme d'une simple résistance hydraulique parait insuffisante, et doit en toute rigueur être complétée par la modélisation de l'impact de la croûte sur le fonctionnement hydrodynamique du sol sous-jacent. Des études ont par exemple montré que la battance induisait à la surface du sol une réduction de la taille des pores allongés, et une perte de continuité dans la direction verticale due à l'orientation préférentiellement horizontale des pores dans la croûte (PANINI *et al.*, 1997). D'autre part, l'action de la pluie à la surface du sol créé un phénomène de colmatage des pores. Il s'agit vraisemblablement des effets intégrés par l'approche que nous utiliserons pour estimer les paramètres d'infiltration, qui consiste à estimer un potentiel hydrique effectif au cours de l'infiltration dans le sol sous la croûte (chapitre IV). L'action de la battance sur l'infiltration demeure néanmoins un thème de recherche compliqué, et sur lequel il reste en toute évidence énormément de choses à découvrir. Nous acceptons donc en toute conscience les limites de la méthode employée, qui reste néanmoins cohérente avec le niveau de simplification de notre travail.

Pour mettre en œuvre et tester le modèle d'infiltration / ruissellement, un ensemble de variables et paramètres devait être déterminé, ainsi que leur dynamique sur parcelle cultivée. Ces différents points sont l'objet des chapitres suivants, et permettront de développer et discuter certains aspects importants du modèle, notamment la modélisation et le poids de l'intensité de la pluie, le rôle de la croûte de battance et de l'évolution de la capacité de flaquage de la surface du sol.

V) Couplage de la captation et de l'infiltration / ruissellement à BILHYNA

Nous présentons ici le schéma de couplage général des différents sous-modèles au sein de BILHYNA. Certains aspects du couplage seront développés dans les chapitres suivants. La figure n°12 montre l'agencement des différents modèles autour de BILHYNA (cases représentées en grisé pour les éléments de ce dernier).

Nous avons choisi de prendre le modèle BILHYNA tel quel, sans en modifier le fonctionnement, et ce choix a directement déterminé les stratégies de couplage. En particulier, nous avons conservé les valeurs des paramètres, précédemment fixés par le Laboratoire (liste et valeurs dans l'annexe n°1). Egalement, tous les processus restent entièrement découplés, conformément au fonctionnement de BILHYNA, mais sont intégrés dans un ordre logique.

Nous voyons que les modèles de captation et infiltration / ruissellement permettent de traduire un abaissement de la pluie journalière, la captation ayant en outre un effet sur la transpiration de la végétation. Les transferts hydrologiques sont restitués par différents sous-modèles : le drainage est calculé selon la méthode simplifiée de BILHYNA, les remontées capillaires sont données par le modèle de redistribution de l'eau entre couches de sol (loi de DARCY), et le ruissellement à partir du modèle d'infiltration. L'effet de la captation sur

l'abaissement de la transpiration de la végétation est intégré sur le terme journalier de transpiration du couvert végétal calculé par BILHYNA.

Quelques explications sont nécessaires pour saisir l'imbrication des différentes échelles temporelles traitées et permettant de restituer les aspects dynamiques essentiels des processus.

Nous verrons que le travail du sol (échelle mensuelle à annuelle) redéfinit les caractéristiques du couvert végétal, de la rugosité, de la croûte de battance, et de la tranche de sol travaillée.

Le modèle BILHYNA effectue pour sa part le bilan hydrique journalier, à partir des différents termes journaliers. Un certain nombre de variables et paramètres sont ainsi introduits comme donnée d'entrée journalière, notamment les caractéristiques du couvert végétal (LAI) et le profil d'humidité initiale du sol.

Pour traiter les processus à une définition temporelle plus fine, nous avons choisi de découper les journées à minuit.

L'intensité de la pluie, la captation et l'infiltration / ruissellement sont calculés selon un pas de temps fin commun et ajustable, inférieur à une minute. Nous calculons un tableau d'intensité de pluie selon le pas de temps fin sur chaques 24 heures, et ce tableau constitue une donnée d'entrée pour calculer successivement la captation et l'infiltration / ruissellement. Nous noterons que la pluie utilisée pour calculer l'infiltration / ruissellement intègre pour chaque pas de temps les pertes causées par la captation. Nous verrons que nous proposons différents modèles décrivant l'évolution temporelle de l'intensité de la pluie, selon la finesse temporelle de mesure la pluie (cf. chapitre III). L'énergie cinétique des pluies sera également introduite (chapitre III).

Certains paramètres connaîtront ainsi une évolution au cours même de la journée, sous l'action de l'énergie cinétique des pluies : caractéristiques de la croûte de battance, de la rugosité et de la capacité de flaquage. Le profil d'humidité du sol utilisé pour calculer l'infiltration / ruissellement est initialisé journalièrement par BILHYNA, mais géré de manière fine sur la journée en fonction des phases successives d'infiltration de l'eau de pluie et de redistribution de l'eau infiltrée entre deux pluies. Le profil d'humidité pour le jour suivant est néanmoins calculé par BILHYNA selon son schéma simple, le modèle d'infiltration / ruissellement ne faisant qu'abaisser la quantité de pluie journalière en fonction de la valeur du cumul journalier de ruissellement. Le stock d'eau capté par la végétation de même que la hauteur de flaquage sont gérés de manière continue, et les quantités restantes à la fin d'une journée sont utilisées comme donnée initiale au début de la journée suivante.

Le calcul de la redistribution de l'eau entre couches de sol fait quant à lui appel également à un pas de temps fin, mais dont la valeur peut éventuellement être choisie différente de celle utilisée en commun pour les calculs de la pluie, de la captation et de l'infiltration / ruissellement.

L'ensemble du travail a ainsi conduit à l'écriture d'un important code informatique en langage C, entièrement paramétrable pour permettre des applications en conditions variées de sol, climat et végétation. Nous soulignons une importante originalité du travail : les processus calculés à pas de temps journalier côtoient ceux à pas de temps très fin (infiltration notamment), lorsque la finesse temporelle est indispensable aux calculs.

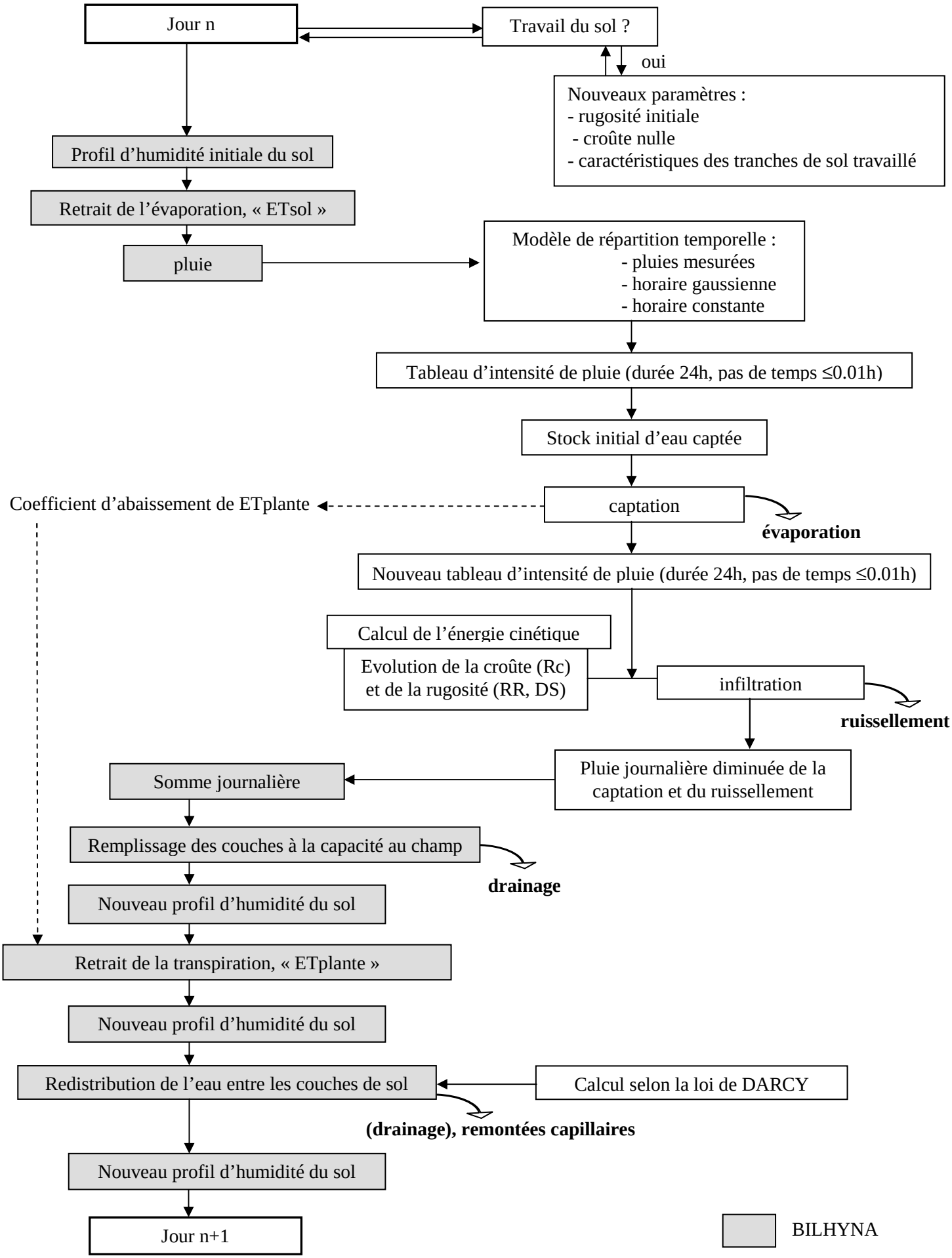


Figure n°12 : *organigramme simplifié du couplage de l'ensemble des modèles au sein de BILHYNA*

VI) Conclusions

Nous avons présenté tour à tour le modèle de bilan hydrique BILHYNA, ainsi que les modèles de captation et d'infiltration / ruissellement, incorporant les améliorations nécessaires au traitement du cas des parcelles cultivées. Conformément à nos objectifs, le schéma de couplage choisi permet d'introduire le modèle BILHYNA comme support à l'étude de la pluie, de la captation et de l'infiltration / ruissellement, et de leurs effets sur le bilan hydrique. Les modes de couplage de ces termes sont originaux et présentent donc un attrait méthodologique certain. En particulier, il est apparu évident que la définition temporelle nécessaire au traitement des différents termes était tout à fait hétérogène.

Il nous fallait déterminer un ensemble relativement important de variables et paramètres nécessaires aux modèles. Egalement, le test des modèles nécessitait l'acquisition de données pertinentes. Nos propres expérimentations, que nous présentons dans le chapitre suivant, nous ont permis ainsi de mesurer un nombre important des données d'entrée et de validation. Quelques autres paramètres, techniquement difficiles à mesurer, ont été fixés à partir de la bibliographie et/ou de résultats expérimentaux obtenus par d'autres équipes sur des parcelles expérimentales du site de Thiverval-Grignon. L'utilisation de l'ensemble des données sera détaillée dans les chapitres suivants, en particulier pour traduire un aspect essentiel : l'évolution temporelle des paramètres de bilan hydrique, captation et infiltration / ruissellement sur la parcelle cultivée.

Nous allons à présent détailler le volet expérimental.