

Université du Québec

Mémoire de recherche présenté à

INSTITUT NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

INRS-Eau

comme exigence partielle de la

maîtrise ès sciences

par

Annie Taillon

**Classification de l'occupation des sols à des fins  
hydrologiques**

Juillet 1991

## REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma plus vive reconnaissance à mon directeur de recherche, monsieur Jean-Pierre Fortin, pour l'aide précieuse qu'il m'a apportée pendant l'élaboration de ce mémoire. Ses directives et encouragements m'ont permis de mener à bien ce travail.

Mes remerciements les plus sincères vont également à monsieur Serge Rambal du Centre d'Écologie Fonctionnelle et Évolutive de Montpellier, pour son accueil si chaleureux lors de mon stage de recherche, sa disponibilité et ses conseils, qui m'ont permis de jeter les bases de ma recherche.

Je remercie le Fond pour la Formation de Chercheurs et l'Aide à la Recherche, le Conseil de Recherches en Sciences Naturelles et en Génie du Canada et l'INRS-Eau pour leur aide financière de 1988 à 1990.

Enfin, je tiens à témoigner ma plus profonde gratitude envers mes proches pour leur compréhension et les encouragements qu'ils m'ont accordés au cours des dernières années.

## TABLE DES MATIERES

	page
Remerciements.....	i
Table des matières.....	ii
Liste des tableaux.....	v
Liste des figures.....	viii
1-INTRODUCTION.....	1
2-RAPPEL DE NOTIONS THÉORIQUES USUELLES EN HYDROLOGIE	
2.1 composantes du bilan hydrologique.....	3
2.2 composantes du bilan énergétique.....	5
2.3 formules d'évapotranspiration.....	8
3-INFLUENCE DE L'OCCUPATION DU SOL SUR LE BILAN HYDROLOGIQUE	
3.1 implications hydrologiques des paramètres descriptifs des surfaces végétales.....	13
3.1.1 albédo.....	13
3.1.2 hauteur.....	13
3.1.3 indice foliaire.....	16
3.1.4 profondeur racinaire.....	19
3.1.5 résistances végétales.....	23
3.2 implications hydrologiques des paramètres descriptifs de surfaces non-végétales.....	25
3.2.1 surfaces naturelles.....	25
3.2.2 surfaces non-naturelles.....	26
3.3 synthèse.....	27
4-QUELQUES CLASSIFICATIONS PROPOSÉES DANS LA LITTÉRATURE	
4.1 description de ces classifications.....	29
4.1.1 Service Géologique des Etats-Unis.....	29
4.1.2 Anderson (1986).....	32
4.1.3 Direction Générale des Terres du Canada.....	36
4.1.4 Centre d'Ingénierie Hydrologique des Etats-Unis.....	39
4.1.5 Trolier (1986).....	40
4.2 synthèse des diverses classifications.....	40

4.3 évaluation des classifications proposées dans la littérature à des fins de modélisation hydrologique.....	42
<b>5-PROPOSITIONS POUR UNE CLASSIFICATION DE L'OCCUPATION DES SOLS ADAPTÉE A LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE</b>	
5.1 classes proposées au niveau régional.....	49
5.1.1 approche.....	49
5.1.2 classes végétales.....	50
5.1.2.1 présentation des données.....	50
5.1.2.2 traitement des données.....	54
5.1.3 classes non-végétales.....	60
5.2 classes proposées au niveau local.....	62
5.2.1 classes végétales.....	62
5.2.2 classes non-végétales.....	72
5.3 synthèse.....	72
5.4 recommandations au niveau global.....	75
<b>6-DÉTERMINATION DE L'INFLUENCE HYDROLOGIQUE DES CLASSES VÉGÉTALES PROPOSEES.....</b>	
	79
<b>7-APPORTS DE LA TÉLÉDÉTECTION</b>	
7.1 théorie générale.....	87
7.2 applications à la végétation.....	90
7.3 indices de végétation.....	93
7.4 apports de la télédétection à la détermination de l'albédo.....	99
7.5 apports de la télédétection à la détermination de la hauteur.....	101
7.6 apports de la télédétection à la détermination du bilan en eau dans le sol.....	103
7.7 apports de la télédétection à la détermination de diverses entités hydrologiques.....	104
7.7.1: température de surface.....	104
7.7.2: résistance du canopé.....	106
7.8 apports de la télédétection à la détermination des classes d'occupation des sols.....	110
7.9 stratégies d'acquisition des données satellitaires.....	114
8-CONCLUSION.....	117
Références bibliographiques.....	117
ANNEXE A: Rappel de notions théoriques.....	131
A.1 continuum sol-plante-atmosphère.....	132
A.1.1 relations sol-plante.....	133
A.1.2 relations plante-atmosphère.....	135
A.2 albédo.....	137
A.3 hauteur.....	139
A.3.1 épaisseur de rugosité.....	141
A.3.2 hauteur de déplacement du plan de référence.....	144
A.4 indice foliaire.....	147

A.4.1 cultures.....	150
A.4.2 décidus.....	152
A.5 profondeur racinaire.....	154
A.5.1 cultures.....	157
A.5.2 forêts.....	159
A.6 résistances.....	161
A.6.1 cuticulaire.....	162
A.6.2 stomatique.....	162
A.6.3 du canopé.....	169
A.6.4 aérodynamique.....	170
<b>ANNEXE B: Considérations de l'occupation du sol dans quelques modèles hydrologiques de la littérature.....</b>	<b>175</b>
B.1 historique.....	176
B.2 place de la végétation dans quelques modèles hydrologiques de la littérature.....	176
B.2.1 WATSIM.....	177
B.2.2 SHE.....	180
B.2.3 WTRYLD.....	182
B.2.4 BROOK.....	184
B.2.5 FOREST-BGC.....	187
B.2.6 principales caractéristiques de l'occupation du sol prises en compte par les modèles décrits.....	189
<b>ANNEXE C: Quelques profils racinaires.....</b>	<b>191</b>

## LISTE DES TABLEAUX

	page
2.1	Paramètres végétaux associés aux formules d'ETP..... 11
2.2	Paramètres végétaux associés aux formules d'ETR..... 11
4.1	Classification conventionnelle du USGS..... 30
4.2	Valeurs des "Curve Numbers" en fonction des groupes hydrologique du SCS américain.....31
4.3	Classification hiérarchique d'Anderson..... 33
4.4	Classes utilisées par Connors d'après la classification d'Anderson..... 35
4.5	Résolution spatiale des niveaux hiérarchiques de la classification d'Anderson..... 36
4.6	Classification fédérale canadienne..... 37
4.7	Classification du HEC des Etats-Unis..... 39
4.8	Classes hydrologiques de Trolier (1986)..... 40
4.9	Synthèse comparative des 5 classifications de la littérature..... 41
5.1	Exemple de tableau croisé servant au calcul des différences d'ETR inter-classes..... 51
5.2	Caractéristiques des articles retenus (ETR/sc)..... 52
5.3	Caractéristiques des articles retenus (ETR/an)..... 53
5.4	Valeurs des écarts d'ETR durant une saison de croissance..... 55
5.5	Groupes végétaux issus des valeurs d'ETR/sc..... 55
5.6	Valeurs des écarts d'ETR durant un an..... 57
5.7	Groupes végétaux issus des valeurs d'ETR/an..... 58
5.8	Paramétrisation des classes de niveau 1 dérivées de la littérature..... 59
5.9	Paramétrisation des classes non-végétales.....61

5.10	Paramétrisation des classes culturelles en fonction de "p".....	67
5.11	Paramétrisation des classes de niveau 2.....	69
5.12	Valeurs du rapport ETR/ETP selon Jensen (1968).....	70
5.13	Paramétrisation des classes végétales d'application locale en fonction du bilan vertical dans le sol.....	71
5.14	Synthèse des classes végétales et des paramètres hydrologiques proposés en vue d'une modélisation hydrologique.....	73
6.1	Valeurs des paramètres végétaux utilisés.....	81
6.2	Valeurs des paramètres météorologiques utilisés.....	81
6.3	Valeurs d'ETP calculées à l'aide de la formule de Penman.....	82
7.1	Caractéristiques du spectre électromagnétique utilisées en télédétection.....	88
7.2	Caractéristiques principales de quelques satellites.....	89
7.3	Principaux IV utilisés et les formules associées.....	93
7.4	Relations NDVI et IF.....	98
7.5	Reconnaissance de quelques capteurs face à différentes classes d'occupation du sol.....	112
A.1	Valeurs moyennes d'albédo pour différentes surfaces.....	138
A.2	Variation annuelle de l'albédo.....	139
A.3	Diverses formules de détermination de $z_0$ .....	142
A.4	Valeurs représentatives de $z_0$ pour différentes surfaces.....	143
A.5	Diverses formules de détermination de "d".....	145
A.6	Valeurs des paramètres du modèle d'évolution racinaire de Assad (1987).....	159
A.7	Valeurs des coefficients de la formule de Lohammar.....	165
A.8	Valeurs des paramètres de la formule de Halldin (1985) pour $r_s$ .....	166

A.9	Valeurs de résistances végétales trouvées dans la littérature.....	173
B.1	Synthèse des paramètres descriptifs de l'occupation du sol utilisés dans les modèles hydrologiques.....	189

## LISTE DES FIGURES

	page
2.1 Cycle hydrologique schématisé.....	3
2.2 Exemple de système hydrologique.....	4
2.3 Répartition du rayonnement solaire à la surface du sol.....	6
2.4 Bilan énergétique à la surface du sol.....	7
3.1 Schéma des divers paramètres relatifs au bilan en eau du sol.....	23
5.1 a) échelle des différences d'ETR relatives, durant une saison de croissance, par rapport au blé.....	56
b) échelle des différences d'ETR relatives, durant un an, par rapport à l'épinette.....	56
5.2 Valeurs d'ETR durant une saison de croissance.....	63
5.3 Valeurs des profondeurs racinaires de différents couverts végétaux.....	64
5.4 Valeurs du paramètre "p" de Doorenbos et Pruitt (1977).....	66
5.5 Valeurs du taux d'utilisation de l'eau pour des cultures irriguées.....	68
6.1 Valeurs d'ETP calculées à l'aide de la formule de Penman.....	83
7.1 Caractéristiques spectrales de la végétation verte et des sols.....	91
7.2 Diagramme de dispersion entre les bandes 5 et 7 de Landsat.....	92
7.3 Relation entre NDVI et le pourcentage de couverture du chêne vert.....	95
7.4 Relation entre l'albédo et la hauteur de la couverture végétale.....	102
7.5 Relation entre la résistance du canopé et le NDVI.....	107
7.6 Apports de la télédétection aux échelles: a) locale, b) régionale, c) globale.....	109
A.1 Principaux processus hydrologiques.....	132
A.2 Relation entre tension et contenu en eau d'un sol.....	134
A.3 Schématisation de la couche limite.....	135

A.4	Détail d'un stomate.....	136
A.5	Patrons de convection à l'intérieur d'une couche limite planétaire convective.....	137
A.6	Profils de vent au-dessus de surfaces végétales.....	140
A.7	Relation entre hauteur de déplacement du plan de référence et hauteur.....	144
A.8	Variation saisonnière de l'indice foliaire de 4 couverts végétaux.....	149
A.9	Evolution de l'IF du blé.....	150
A.10	Relation entre l'IF et l'efficacité d'utilisation de l'eau.....	151
A.11	Evolution de la consommation en eau des cultures durant la saison de croissance.....	152
A.12	Evolution de l'indice foliaire de 3 espèces feuillues.....	153
A.13	Extraction de l'eau en fonction du temps après une irrigation pour la luzerne sur un loam limoneux.....	156
A.14	Evolution de la profondeur racinaire de quelques cultures.....	157
A.15	Evolution de la profondeur racinaire de cultures sénégalaises.....	158
A.16	Les diverses résistances d'une feuille à la diffusion de vapeur d'eau.....	161
A.17	Perte d'eau des feuilles en fonction de la période du jour.....	163
A.18	Résistances stomatales de différents groupes végétaux.....	164
A.19	Relation entre la résistance du canopé et la différence de température entre l'air et le canopé.....	170
A.20	Relation entre la résistance aérodynamique et la vitesse du vent.....	172
B.1	Schéma du modèle WATSIM.....	179
B.2	Schéma du modèle SHE.....	181
B.3	Schéma du modèle WTRYLD.....	183
B.4	Schéma du modèle BROOK.....	185
B.5	Diagramme du modèle FOREST-BGC.....	188

## 1. INTRODUCTION

L'importance hydrologique de la végétation est depuis longtemps reconnue. Dès le début des années cinquante, de nombreux articles ont soulevé l'importance de l'occupation du sol sur le bilan hydrologique (Goodell (1951), Lieberman et Fletcher (1947), Mareyoyama (1956)). On observait une augmentation de l'écoulement en substituant une forêt décidue par un couvert herbacé. De nombreux travaux hydrologiques portant sur des études comparatives entre des bassins versants témoins et des bassins dont on modifiait la couverture végétale ont depuis été réalisés.

Différentes classifications des divers types d'occupation du territoire ont été proposées dans la littérature en fonction de critères variés.

Dans le cadre de la modélisation hydrologique et des équations mathématiques qui y sont associées, il est légitime de se demander si les classes proposées ont des influences significativement différentes sur le bilan hydrologique. Sinon, il serait utile de savoir quelles classes devraient être retenues et dans quelle mesure ces classes peuvent être caractérisées quantitativement pour la modélisation hydrologique.

L'objectif de ce mémoire est de répondre à ces interrogations et de proposer une classification de l'occupation du territoire élaborée à des fins de modélisation hydrologique, c'est-à-dire traduite par des paramètres facilement quantifiables pour leur prise en compte dans les modèles et par lesquels les résultats issus de la modélisation seront représentatifs de l'identité hydrologique de chacune des classes proposées. Cette classification tiendra compte principalement des types d'occupation du sol rencontrés en régions tempérées.

Suite à un court rappel de notions théoriques fréquemment utilisées en hydrologie, nous verrons en quoi différentes caractéristiques quantitatives et descriptives de l'occupation du sol peuvent influencer le bilan hydrologique et comment elles peuvent être considérées dans les équations servant à la modélisation hydrologique.

Nous décrirons ensuite certaines classifications existant dans la littérature et évaluerons leur potentiel d'utilisation à des fins de modélisation hydrologique en rapport avec les paramètres retenus précédemment. Enfin nous proposerons différentes classes d'occupation du sol, facilement quantifiables pour la modélisation hydrologique et dont nous montrerons qu'elles procurent des influences significativement différentes sur le bilan hydrologique. Le potentiel de la télédétection sera évalué en vue de la détermination de ces classes hydrologiques.

## 2. RAPPEL DE NOTIONS THÉORIQUES USUELLES EN HYDROLOGIE

### 2.1 composantes du bilan hydrologique:

L'hydrologie est l'étude de l'eau sous toutes ses formes (gazeuse, liquide ou solide) traitant de toutes ses origines jusqu'à toutes ses destinations sur la Terre (Bras, 1989). La figure 2.1 présente le cycle hydrologique global ainsi que les interactions et transferts de masse qui ont lieu entre l'atmosphère, la surface de la Terre et les océans.

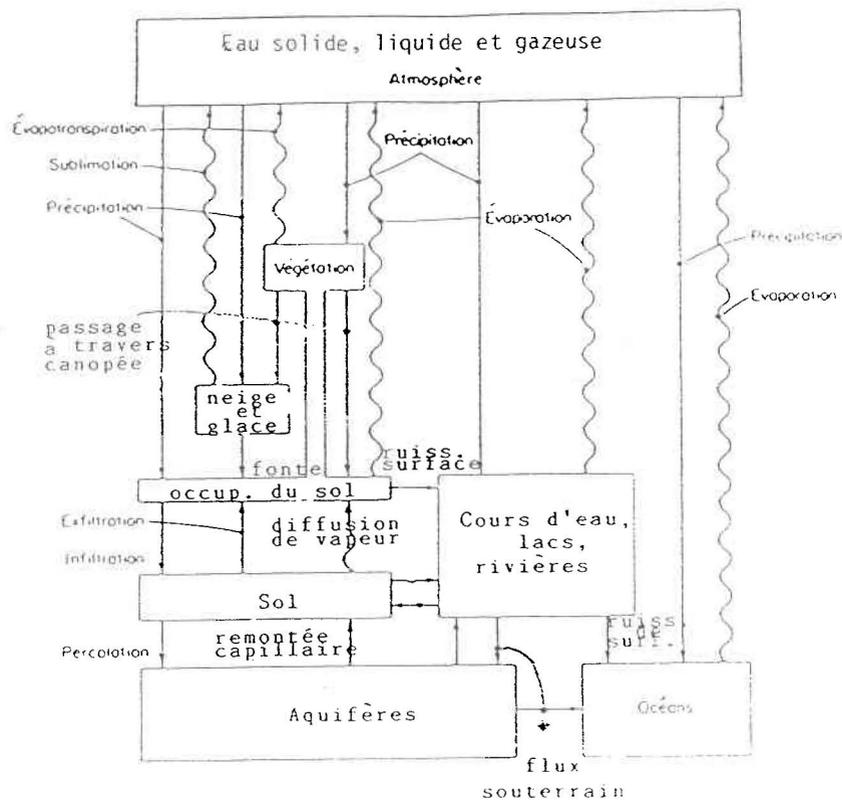


Fig. 2.1: cycle hydrologique schématisé (d'après Bras, 1989)

Les transferts d'eau impliqués dans le cycle hydrologique s'appliquent à 3 échelles spatiales, soit les globale, régionale et locale.

On considère habituellement les échanges locaux comme s'appliquant à des parcelles de l'ordre du  $\text{km}^2$ , les échanges régionaux sur des bassins versants de l'ordre de centaines de  $\text{km}^2$  et les échanges globaux (à l'échelle du globe), sur des milliers de  $\text{km}^2$ .

Les hydrologues travaillent habituellement avec des systèmes ouverts du type de la figure 2.2, où  $E_g$ ,  $E_s$ ,  $T_g$ ,  $T_s$  et  $I$  signifient respectivement l'évaporation de l'eau souterraine, l'évaporation de surface, la transpiration d'eau souterraine, la transpiration des plantes et l'infiltration.

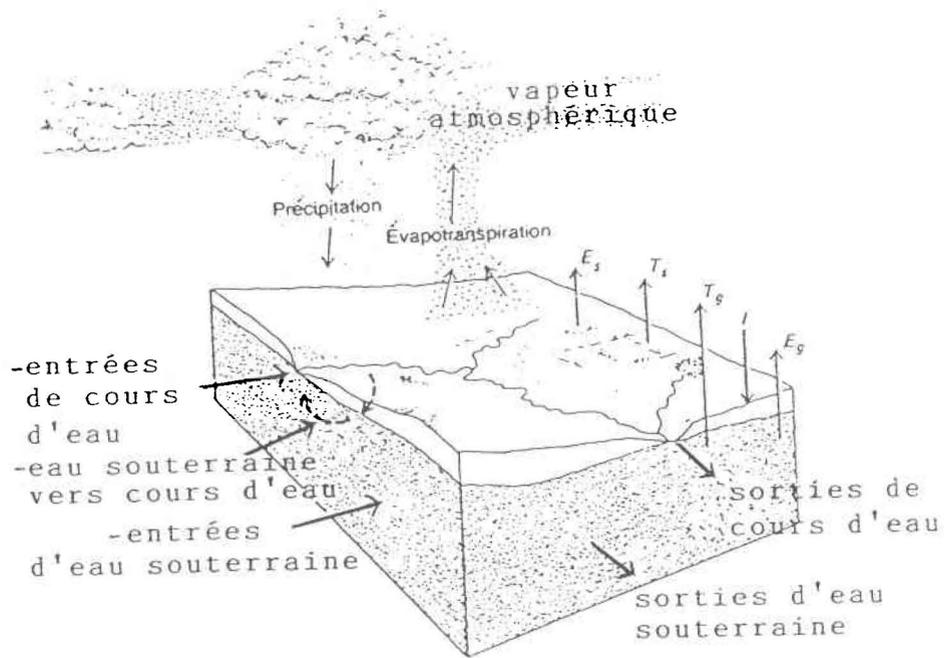


Fig. 2.2: exemple de système hydrologique (d'après Bras, 1989)

Généralement, le bilan hydrologique peut s'appliquer sur les systèmes de surface et les systèmes souterrains. L'équation qui régit les échanges entre ces deux systèmes peut être réduite à:

$$P - Q - G - ET = \Delta S \quad (2.1)$$

où:

- P = volume de précipitations tombées
- Q = volume d'eau sorti par écoulement de surface
- G = volume d'eau sorti par écoulement souterrain
- ET = évapotranspiration, c'est-à-dire la somme de la transpiration du couvert végétal et de l'évaporation du sol nu
- $\Delta S$  = variation du volume d'eau

Généralement, plus d'un élément de l'équation 2.1 est inconnu, rendant la solution de l'équation algébrique impossible.

## 2.2: composantes du bilan énergétique:

La source ultime d'énergie dans le cycle hydrologique est le rayonnement solaire. La surface du sol réfléchit une partie  $\alpha R_g$  (figure 2.3) du rayonnement incident de courte longueur d'onde (entre 0,3 et  $3\mu\text{m}$ ) où  $\alpha$  est l'albédo de la surface, c'est-à-dire le rapport entre l'énergie réfléchie par cette surface et l'énergie incidente sur celle-ci. L'énergie captée par la surface dans les courtes longueurs d'ondes est donc  $R_g(1 - \alpha)$ .

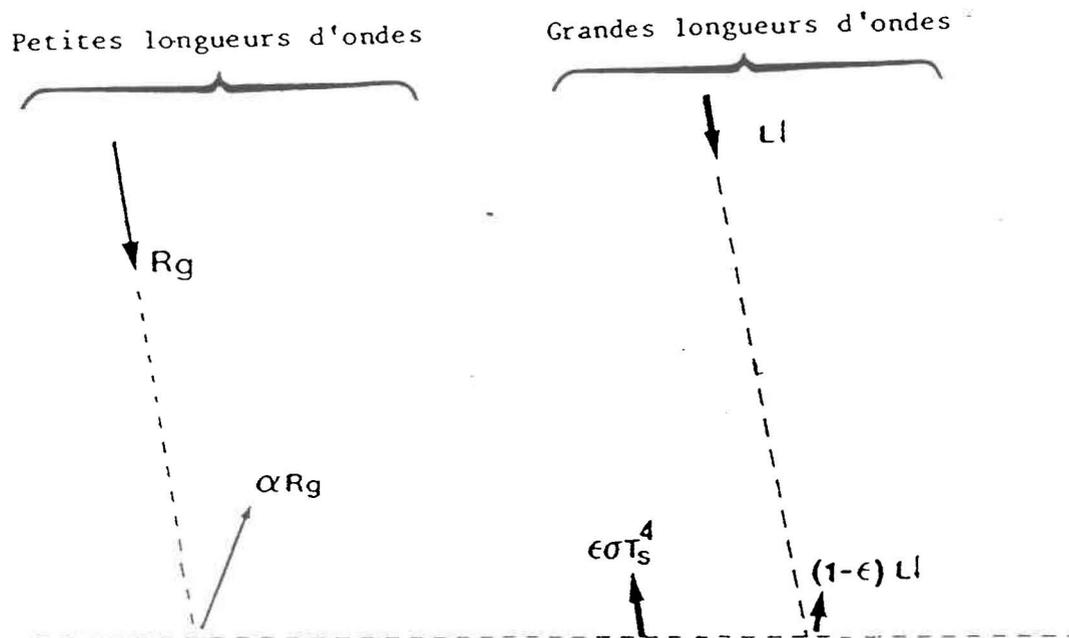


Fig. 2.3: répartition du rayonnement solaire à la surface du sol (tirée de Assad, 1987)

Dans les grandes longueurs d'onde (3 à 30  $\mu\text{m}$ ), la surface émet un rayonnement  $\epsilon\sigma T_s^4$  selon la loi de Stephan-Boltzman, où  $\epsilon$  désigne l'émissivité de la surface,  $T_s$  sa température superficielle et  $\sigma$  la constante de Stephan-Boltzman. Simultanément, le sol reçoit un rayonnement atmosphérique  $L\downarrow$  provenant de l'émission des particules présentes dans l'atmosphère. Il en réfléchit la quantité  $(1 - \epsilon)L\downarrow$ .

Le bilan des énergies radiatives ou  $R_n$  s'écrit donc:

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + \epsilon (L\downarrow - \sigma T_s^4), \text{ soit} \quad (2.2)$$

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + \xi\sigma T_a^4 - \xi\sigma T_s^4 \quad (2.3)$$

où  $T_a^4$  correspond à la température radiative apparente de l'atmosphère.

Selon la figure 2.4, on voit que la surface du sol est le lieu d'échange d'énergies de diverses natures: les échanges radiatifs ( $R_n$ ) présentés ci-dessus, mais également les échanges par conduction concernant le transfert de chaleur dans le sol ( $G$ ) et les échanges par convection reliés à l'atmosphère au-dessus de la surface et qui sont de nature turbulente, soit le flux de chaleur sensible de l'air ( $H$ ) et le flux de chaleur latente ( $LE$ ). Ce dernier terme représente le régime d'utilisation de l'énergie par évapotranspiration.

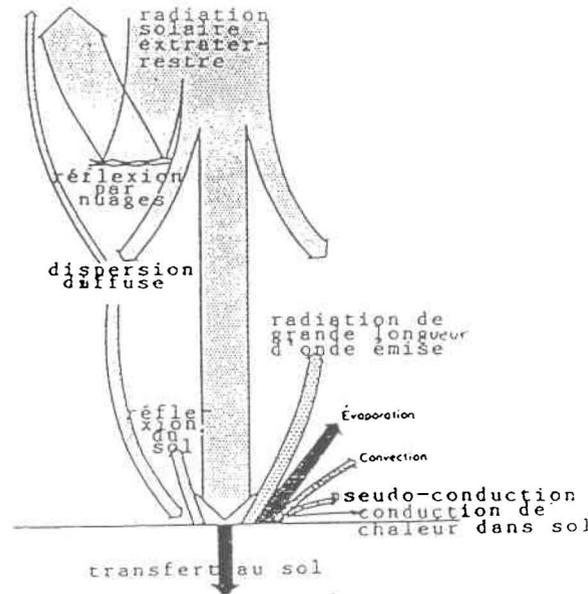


Fig. 2.4: bilan énergétique à la surface du sol (d'après Slatyer, 1967)

Le transport s'y effectue selon les processus suivants:

	rayonnement de courte longueur d'onde
	rayonnement de grande longueur d'onde
	conduction moléculaire de chaleur
	convection
	flux de chaleur latente

La conservation de l'énergie au niveau de la surface impose à chaque instant la relation du bilan d'énergie suivante:

$$R_n + G + H + LE = 0 \quad (2.4)$$

qui représente l'équation de départ de tous les modèles à base physique d'évapotranspiration.

### 2.3 formules d'évapotranspiration:

Les simulations hydrologiques sont opérées par l'intermédiaire de formules mathématiques devant rendre compte des différents phénomènes hydrologiques étudiés. Dans le processus de modélisation hydrologique, la végétation intervient donc par le biais des paramètres utilisés dans ces formules et destinés à rendre compte de son influence au point de vue hydrologique.

Nous avons vu plus haut que c'est par l'évapotranspiration que les végétaux interviennent dans le bilan hydrologique. Il faut distinguer ici entre les

évapotranspirations potentielle (ETP) et réelle (ETR): Thornwaite (1944) a défini l'ETP comme étant la perte d'eau maximale par la végétation si, à aucun moment, le sol ne se trouve en déficit hydrique. Bouchet et Robelin (1969) ont repris cette notion d'ETP en introduisant le facteur "surface d'échange" à propos des surfaces foliaires. La définition de l'ETP donnée précédemment doit donc être modifiée: l'ETP traduirait la perte d'eau maximale d'un couvert végétal abondant, en pleine croissance et bien alimenté en eau, ayant de très nombreuses surfaces d'échange (Monteny, 1970). L'ETR, elle, correspond à la somme des quantités de vapeur d'eau évaporée par le sol et transpirée par les plantes, en fonction des conditions atmosphériques, de l'humidité du sol du moment et du type de végétation impliqué (Gangopadhyaya, 1966).

En agronomie et en hydrologie, l'usage du rapport ETR/ETP est courant: on considère habituellement une variation linéaire entre les deux, en fonction de la réserve utile en eau du sol selon laquelle:

- $ETR = ETP$  lorsque la réserve en eau est supérieure à la capacité au champ,
- et
- le rapport ETR/ETP diminue linéairement lorsque la réserve en eau est inférieure à la capacité au champ

Les formules d'évapotranspiration auraient donc intérêt, afin de mieux reproduire les comportements hydrologiques de la végétation, à comporter des paramètres végétaux caractéristiques de la transpiration. Or, les formules d'évapotranspiration ne tiennent pas toujours compte de la végétation, telles celles de Thornwaite et de Priestley-Taylor pour l'ETP, et celle du bilan hydrologique en ce qui concerne l'ETR. Les matrices des tableaux 2.1 et 2.2 présentent les divers paramètres

végétaux rencontrés dans les formules d'ETP et d'ETR, où  $\alpha$ ,  $h$ ,  $d$ ,  $z_0$ ,  $\xi$  et  $T_s$  représentent respectivement l'albédo, la hauteur de la végétation, la hauteur de déplacement du plan de référence, l'épaisseur de rugosité, l'émissivité et la température de surface. Ces formules sont plus précisément décrites au prochain chapitre.

Tableau 2.1

Paramètres végétaux associés aux formules d'ETP.

formule d'évapotranspiration	$\alpha$	h	d	$z_0$
Thornwaite (1948)	-	-	-	-
Penman (1948)	X	X	X	X
Linacre (1977)	X	-	-	-
Priestley-Taylor (1972)	X	-	-	-

Tableau 2.2

Paramètres végétaux associés aux formules d'ETR.

formule d'évapotranspiration	$\alpha$	h	d	$z_0$	$\xi$	Ts
méthode des fluctuations (Eagleson, 1982)	X	-	-	-	-	-
méthode aérodynamique (Riou, 1982)	-	X	X	-	X	-
bilan énergétique	X	X	-	-	-	-
bilan hydrologique	-	-	-	-	-	-
formule de Séguin (1980)	X	X	-	X	X	X

Evidemment, il ne serait pas possible opérationnellement, ni même souhaitable, de vouloir tenir compte mathématiquement de tous les processus végétaux impliqués dans le bilan hydrologique, d'abord parce qu'il n'est pas sûr que nous puissions tous les identifier, ensuite parce qu'il est encore moins évident de les modéliser tous convenablement, enfin parce que nous ferions face à des modèles lourds à faire utiliser, considérant un très grand nombre de paramètres dont plusieurs seraient difficilement estimables par des méthodes simples et rapides et dont la précision justifierait mal, comparativement à des modèles plus simples, tant d'efforts.

Face à ces contraintes et devant la nécessité de tenir compte des divers types d'occupation du sol dans la modélisation hydrologique, les paramètres servant à définir des classes d'occupation du territoire hydrologiquement significatives, doivent pouvoir être utilisables dans les formules mathématiques hydrologiques existantes, et être de détermination aisée.

C'est pourquoi nous présentons au prochain chapitre des paramètres simples et descriptifs des divers types d'occupation du sol, en plus d'évaluer comment ils peuvent être pris en compte en modélisation hydrologique.

### 3. INFLUENCE DE L'OCCUPATION DU SOL SUR LE BILAN HYDROLOGIQUE

Sur un bassin versant, il est fréquent de rencontrer plusieurs types d'occupation du sol que l'on peut grossièrement diviser en surfaces végétales et non-végétales. En ce qui concerne les surfaces végétales, elles varient du couvert de mousses et lichens à la forêt climacique, en passant par les cultures. Les aires non-végétales incluent les surfaces d'eau, les sols nus, les affleurements rocheux, etc... On s'attend à ce que le cheminement d'une goutte tombant, par exemple, sur une forêt de résineux soit différent de celui d'une goutte tombant sur une zone urbaine. La forêt de résineux et la zone urbaine offrent à l'eau des surfaces de contact aux propriétés et structures différentes. Il en est ainsi de plusieurs autres types d'occupation du sol, qui, se cotôyant et constituant un bassin versant, contribueront chacun différemment au débit à l'exutoire.

Nous verrons quelles sont les caractéristiques de ces différents types d'occupation du sol qui leur procurent un comportement hydrologique distinct, en portant une attention particulière aux surfaces végétales. On trouvera à l'annexe A des notions théoriques relatives à chacune de ces caractéristiques.

#### **3.1 implications hydrologiques des paramètres descriptifs des surfaces végétales:**

##### **3.1.1 albédo:**

Du bilan radiatif, c'est l'albédo qui est retenu comme paramètre primordial descriptif d'une surface. Il est d'ailleurs pris en compte dans deux formules d'ETP, dont celle de Penman, exprimée par:

$$ETP = ((\Delta R_n + \gamma E_a) / (\Delta + \gamma)) \times 10^{-3} / L_e \quad (\text{m.j}^{-1}) \quad (3.1)$$

où:  $\Delta$  = pente de pression de vapeur à saturation

$R_n$  = bilan radiatif

$\gamma$  = constante psychrométrique

$E_a$  = pouvoir évaporant de l'air

$L_e$  = chaleur latente de vaporisation de l'eau

où le terme  $R_n$  est calculable à l'aide de formules empiriques comme celle de Riou (1972). On peut également en obtenir résolution par données satellitaires ou à l'aide de bilanmètres, procurant une précision de 5 à 10%.

Au niveau du sol, on a vu (équation 2.2) que l'albédo sert au calcul du  $R_n$ . C'est donc par l'entremise de  $R_n$  que l'équation de Penman tient compte de l'albédo. Généralement, la formule de Penman peut être appliquée à des surfaces de grandes dimensions; elle peut reproduire alors les variations saisonnières, mensuelles et journalières de l'ETP. C'est une formule climatique performante sous tous les climats parce que basée sur les processus physiques de diffusion de vapeur d'eau et sur le bilan énergétique. Elle nécessite cependant la connaissance d'un grand nombre de paramètres.

La seconde formule d'ETP incluant l'albédo est celle de Linacre (1977). L'usage de la formule de Penman étant limité par la disponibilité des valeurs de ses paramètres, Linacre tenta de développer une approximation de cette formule, basée seulement sur des mesures de températures. Voici ce qu'il suggère:

$$ETP = (\Delta / (\Delta + \gamma)) \times [ 24,41(0,75 - a) \cdot T_m / (100 - L_a) + 0,3807(T_a - T_d) ]^{0,001} \text{ (m.j}^{-1}\text{)} \quad (3.2)$$

où:  $\Delta$  = pente de pression de vapeur à saturation

$\gamma$  = constante psychrométrique

$a$  = albédo

$T_m$  = équivalent au niveau de la mer de  $T_a = T_a + 0,006(\text{altitude})$

$L_a$  = latitude moyenne du bassin (en degrés et centièmes de degrés)

$T_a$  = température de l'air journalière moyenne ( $^{\circ}\text{C}$ )

$T_d$  = température du point de rosée

Cette formule est moins précise que celle de Penman, mais toutefois meilleure que celle de Thornwaite et elle applicable sous différents climats. Son avantage principal réside dans le fait qu'elle n'est basée que sur des valeurs de températures et que les autres paramètres impliqués sont facilement déterminables. Le seul paramètre discriminant de l'occupation du sol est représenté par l'albédo.

Enfin, la formule d'ETR de la méthode du bilan énergétique tient compte également de l'albédo. Elle est basée sur l'équation:

$$R_n = H + L.E + G \quad (3.3)$$

dont les termes ont déjà été définis à la section 2.2, et où  $R_n$  s'est avéré être fonction de l'albédo (voir formules 2.2 et 2.3).

La méthode du bilan énergétique permet l'estimation de l'ETR ou de l'ETP de surfaces d'au moins quelques kilomètres carrés ( $\text{km}^2$ ) de superficie. Elle calcule

l'évapotranspiration par le biais du calcul de l'énergie disponible pour faire passer l'eau de la phase liquide à la phase vapeur.

L'albédo peut donc être considéré, en modélisation hydrologique, par le biais de formules d'ETP ou d'ETR.

### 3.1.2 hauteur:

Considérant maintenant la composante atmosphérique du bilan hydrologique, la hauteur de la végétation est à considérer. Les paramètres  $z_0$  et  $d$  qui en découlent (voir annexe A) sont de première importance dans le processus d'évapotranspiration. Ils doivent donc être retenus dans la caractérisation du comportement hydrologique des divers types végétaux. Devant ces évidences, les chercheurs ont introduit dans leurs formules un ou plusieurs paramètres reliés à la hauteur. Ainsi, Monteith (1965) a modifié la formule de Penman pour pouvoir l'appliquer à des surfaces saturées, en introduisant une fonction de vent selon laquelle:

$$E_a = 86400 \cdot \rho \cdot c_p \cdot k^2 \cdot u_1 (1 - h_r) \cdot e_s / \ln[z_1 - d / z_0] \times \ln[z_1 - d / z_{ov}] \text{ (J.m}^2\text{.j}^{-1}\text{.mb.k}^{-1}\text{)} \quad (3.4)$$

où:  $\rho$  = masse volumique de l'air

$c_p$  = chaleur spécifique de l'air

$k$  = constante de von Karman

$u$  = vitesse du vent

$h_r$  = humidité relative

$e_s$  = tension partielle de vapeur au niveau de la surface évaporante

$z_1$  = hauteur à laquelle les mesures de vent sont prises

$d$  = hauteur de déplacement du plan de référence

$z_0$  = épaisseur de rugosité

$z_{0v}$  = rugosité de surface pour le transport de vapeur d'eau

Par cette fonction de vent, Monteith (1965) fait intervenir la végétation avec les paramètres  $d$ ,  $z_0$ , et  $z_{0v}$ , trois paramètres référant tous à la hauteur  $h$ .

Parmi les approches d'estimation de l'ETR, la méthode aérodynamique en est une qui repose sur l'analyse des profils de vitesse du vent, de température et d'humidité de l'air et qui tient compte du paramètre  $h$ . On y tente de traduire en équations les mécanismes de diffusion qui entraînent la vapeur d'eau loin de la surface évaporante à partir de l'analyse théorique des liens entre flux de quantité de mouvement et profils de vitesse. Cette méthode nécessite donc la mesure ou la connaissance de gradients d'humidité et de vent à une hauteur donnée. Elle trouve son application dans la détermination de taux locaux d'évaporation ou d'évapotranspiration.

Sous forme de différences finies, les équations résultantes sont:

$$H = -\rho \cdot c_p \cdot k^2 \cdot Kh / Km \cdot \Delta\theta \cdot \Delta U / (\Delta \ln[z-d])^2 \quad (3.5)$$

et

$$LE = -\rho \cdot \xi \cdot L \cdot k^2 / p \times Kv / Km \times \Delta e \cdot \Delta U / (\Delta \ln[z-d])^2 \quad (3.6)$$

où:  $\rho$  = masse volumique de l'air

$c_p$  = chaleur spécifique de l'air

$k$  = constante de von Karman

$Kh$  = coefficient de transfert de chaleur sensible

$K_m$  = coefficient de transfert turbulent des quantités de mouvement

$\Delta$  = représente une variation

$U$  = vitesse du vent

$z$  = épaisseur de rugosité

$d$  = hauteur de déplacement du plan de référence

$\xi$  = émissivité de la surface

$L$  = chaleur latente de vaporisation de l'eau

$p$  = pression atmosphérique

$K_v$  = coefficient de transfert de vapeur d'eau

$e$  = pression de vapeur de l'air

La végétation  $y$  est donc représentée par l'intermédiaire de  $z$  et  $d$ . De plus, la méthode aérodynamique tient compte de l'émissivité ( $\xi$ ) de la surface.

Une autre méthode d'estimation de l'ETR, tenant compte indirectement de la hauteur du couvert végétal a été développée en 1980 par Séguin:

$$\text{ETR} - R_n = A - B(T_s - T_a) \quad (\text{m.j}^{-1}) \quad (3.7)$$

où  $A$  et  $B$  sont des constantes dépendant essentiellement de la rugosité de surface ( $z_0$ ) et  $T_s - T_a$  = différence de température instantanée au midi solaire entre la surface et l'air.

La constante  $B$  exprime un coefficient qui est fonction de la vitesse du vent, de la rugosité aérodynamique de la surface et de la stratification thermique. Séguin et Itier (1983) ont trouvé qu'en conditions instables ( $T_s > T_a$ ) et pour une épaisseur de

rugosité de 1 cm, les effets de vitesse de vent et de stratification thermique peuvent être réduits à une valeur moyenne globale de  $B = 0,25$  et qu'en conditions stables ( $T_s < T_a$ ) (cas résultant de l'advection),  $B = 0,18$ . Pour des surfaces à épaisseur de rugosité de 1 mm, ils obtiennent:

$$ET - R_n = 0,021(T_s - T_a)^{3/2} \quad (3.8)$$

Pour des couverts végétaux à structure verticale développée ( $z_0$  plus élevé), ces équations ne peuvent selon Séguin et Itier (1983) être rejetées, mais l'excès de résistance et la détermination de la température en tant que fonctions des échanges radiatifs dans la structure du canopé doivent être évalués.

La méthode de Séguin tient donc compte de cinq paramètres relatifs à la surface considérée: elle implique directement la température de surface, et indirectement, elle fait intervenir, par l'intermédiaire de la constante  $B$ , la hauteur de la végétation, sa rugosité de surface, puis par celui du rayonnement net, l'albédo et l'émissivité de surface.

La hauteur est donc reconnaissable dans la formulation des équations d'évapotranspiration et peut ainsi être introduite dans les calculs relatifs à la modélisation hydrologique.

### **3.1.3 indice foliaire:**

L'indice foliaire influe sur le bilan hydrologique atmosphérique par le biais de l'évapotranspiration et de l'évaporation d'eau interceptée. Il sera donc important d'en

tenir compte dans tout processus de modélisation hydrologique. Cependant, dans la plupart des modèles hydrologiques, on se restreint à ne modéliser que l'évaporation de l'eau interceptée et l'on ajoute au bilan en eau du sol, celle ayant passé à travers le canopy sans toucher au feuillage. Aucune des formules d'évapotranspiration retenues précédemment ne tient compte de l'indice foliaire. Cependant, sachant que cet indice est directement relié à l'évapotranspiration, plusieurs auteurs ont proposé différentes formules d'évaporation et d'interception qui en tiennent compte. Nous en présentons ici quelques-unes.

Ritchie (1972) a calculé l'évaporation potentielle (EVP) d'un sol où poussaient des cultures et trouvé que:

$$EVP = [s/(s + \gamma)] - 0.39(IF) \quad (\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-1}) \quad (3.9)$$

où:  $s$  = pente de la pression de vapeur saturante versus la température ( $\text{mb.}^{\circ}\text{C}^{-1}$ )

$\gamma$  = constante psychrométrique

IF = indice foliaire

Tanner et Jury (1975) ont utilisé l'indice foliaire pour calculer l'évaporation du sol nu selon une équation qui suppose l'hypothèse d'une décroissance exponentielle de l'ETP au sein du couvert végétal:

$$EVP = \alpha_e [\exp(-B \cdot IF)] \cdot E_{\text{éq}} \quad (3.10)$$

où:  $\alpha_e$  = constante de proportionnalité

$B$  = coefficient empirique d'extinction

IF = indice foliaire

$E_{\text{éq}}$  = évaporation à l'équilibre (mm.jr<sup>-1</sup>)

L'indice foliaire joue un grand rôle dans l'interception. L'équation de von Hoyningen-Huene (1983) utilise l'indice foliaire pour calculer l'interception journalière (I) par:

$$I = 0.3 + 0.27P + 0.13(IF) - 0.013P^2 + 0.0285P \cdot IF - 0.007(IF)^2 \text{ (mm)} \quad (3.11)$$

où: P = précipitations journalières (mm)

IF = indice foliaire

Schulze et George (1987) estiment le taux d'évaporation de l'eau interceptée ( $E_w$ ) de pins d'indice foliaire inférieur à 2.7 par:

$$E_w = E_o[0.267(IF) + 0.33] \quad (3.12)$$

où:  $E_o$  = évaporation potentielle calculée par la formule de Penman-Monteith.

IF = indice foliaire

Il est donc nécessaire de tenir compte de l'indice foliaire dans la modélisation hydrologique compte tenu de ses implications diverses. Son intégration aux formules d'interception et d'évaporation devrait être considérée afin de préciser la représentation mathématique des calculs de bilans hydrologiques.

### 3.1.4 profondeur racinaire:

La distribution verticale de l'eau dans le sol nous amène à retenir, comme paramètre végétal déterminant, la profondeur racinaire. De celle-ci dépendra en effet la couche de sol touchée par l'ETR, et, conséquemment, la distribution de l'humidité dans le sol.

La profondeur racinaire est rarement prise en compte de façon explicite dans les modèles hydrologiques. On se restreint généralement à appliquer les équations de bilan vertical du sol à des couches de sol de la zone insaturée, de profondeurs différentes, desquelles la végétation puisera l'eau nécessaire à sa survie. L'annexe C présente les profils racinaires de diverses espèces végétales ainsi que certaines notions qui leurs sont associées.

Fortin *et al.* (1990) ont développé un modèle hydrologique nommé HYDROTEL, applicable à l'échelle régionale, et un second AGRITEL, applicable à l'échelle locale. Dans ce dernier, la modélisation du bilan vertical de l'eau dans le sol est tirée de Brisson (1989). On y trouve les paramètres  $C_0$  (fraction maximale du contenu en eau relatif à la capacité au champ utile à la classe  $x$ ),  $z_s$  (profondeur maximale à laquelle la végétation de la classe  $x$  peut pomper l'eau à un taux égal à  $C_0$ ),  $z_p$  (profondeur maximale du système racinaire à maturité pour la classe  $x$ ) et  $z_v$  (profondeur atteinte par les racines quand le système racinaire est pleinement développé en surface), illustrés à la figure 3.1.

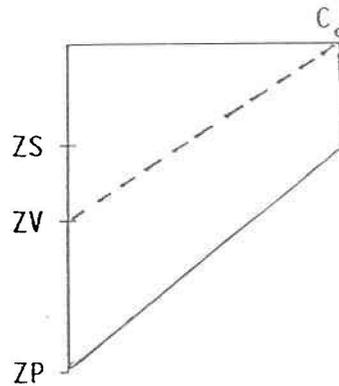


Fig. 3.1: schéma des divers paramètres relatifs au bilan en eau du sol  
(tiré de Fortin *et al.*, 1990)

Il ne serait pas significatif de tenir compte de ces entités dans une étude hydrologique régionale, mais à l'échelle locale, ils revêtent une importance non-négligeable. Nous quantifierons ces paramètres plus loin (chapitre 5).

### 3.1.5 résistances végétales:

La formule d'évapotranspiration réelle de Penman-Monteith introduit le rôle de la résistance des couverts végétaux grâce aux résistances stomatique et aérodynamique, par la formule:

$$E_a = \frac{\Delta R_n + (\rho c_p \delta e / r_a)}{\lambda [\Delta + \gamma (1 + (r_s / r_a))]} \quad (3.13)$$

où:

- $\Delta$  = pente de la courbe de pression de vapeur saturante de l'air
- Rn = rayonnement net
- $\rho$  = masse volumique de l'air
- $c_p$  = chaleur spécifique de l'air
- e = déficit de pression de vapeur saturante de l'air
- $r_a$  = résistance de la surface au transfert de vapeur d'eau
- $\lambda$  = conductivité thermique du sol
- $\gamma$  = constante psychrométrique
- $r_s$  = résistance de la surface

Ces résistances ont une influence certaine sur le contrôle des flux hydriques. Pour les forêts, couverts végétaux dont la résistance est très grande, Thom et Oliver (1977) suggèrent une formulation simplifiée, déduite de l'équation de Penman-Monteith, où l'ETR est obtenue à partir du déficit de pression de vapeur saturante de l'air et de la résistance du couvert:

$$ETR = \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a = \frac{65.0(\gamma)}{\Delta + \gamma} \times \frac{(e_s - e)}{r_a} \quad (3.14)$$

où:

- e = pression de vapeur saturante de l'air à 2 m au-dessus du sol
- $e_s$  = pression de vapeur de l'air à 2 m au-dessus du sol
- $\Delta$  = pente de la courbe de pression de vapeur saturante de l'air
- $\gamma$  = constante psychrométrique
- $r_a$  = résistance aérodynamique

Cette formule est applicable seulement en conditions atmosphériques neutres à profil logarithmique. C'est la seule formule d'ETR dans laquelle n'intervient pas

directement le rayonnement net. La forêt y est considérée comme une surface rugueuse et humide se comportant comme un thermomètre humide parfait.

On trouvera en annexe A6 des notions théoriques sur ces résistances végétales.

### **3.2 implications hydrologiques des paramètres descriptifs de surfaces non-végétales:**

Nous avons divisé ces surfaces en fonction de leur origine: naturelles ou élaborées par l'homme (non-naturelles).

#### **3.2.1 surfaces naturelles:**

Elles comprennent les sols nus, les surfaces de neige et de glace, les plans d'eau, etc... Pour classifier hydrologiquement ces surfaces, nous avons cherché à identifier les paramètres ayant une influence au point de vue hydrologique. Quelques-uns ayant été utilisés pour les surfaces végétales sont descriptifs également des surfaces naturelles non-végétales.

En effet, tout comme pour les surfaces végétales, l'albédo est une caractéristique influençant le bilan radiatif des surfaces non-végétales naturelles. On retrouve à l'annexe A des valeurs typiques d'albédo de surfaces naturelles. Il est facilement remarquable, en été, qu'une surface rocheuse granitique (à faible albédo) retient plus de chaleur qu'une surface calcaireuse (à albédo plus élevé), leur procurant des bilans énergétiques différents de par ces différences d'albédo.

L'épaisseur de rugosité s'applique également à décrire les surfaces naturelles non-végétales. La hauteur considérée est alors celle des éléments de rugosité. Ainsi, un sol nu labouré présentera un  $z_0$  plus élevé que celui d'une surface lisse de glace et les flux de vapeur y seront différents. A la hauteur des éléments de rugosité, une valeur de hauteur de déplacement du plan de référence ( $d$ ) est conséquemment associée.

A ces caractéristiques, s'ajoute un paramètre déterminant au point de vue hydrologique pour les surfaces non-végétales naturelles: le pourcentage d'imperméabilité. Il s'agit d'une caractéristique hydrologique non-négligeable de surfaces naturelles telles que les affleurements rocheux. C'est une indication de la propriété d'un bassin versant pour laquelle le ruissellement contribue directement à augmenter les taux de ruissellement des aires situées en aval (Jackson *et al.*, 1975). Ce sera le paramètre hydrologique le plus important servant à la classification de ces types d'occupation du sol, justement de par son implication hydrologique directe. A titre d'exemple, une zone d'affleurement rocheux possède un pourcentage d'imperméabilité de 90%, alors que celui des sols nus est de 0%, ce qui signifie que l'eau tombant sur une surface rocheuse verra 90% de son volume ruisseller et 10% s'infiltrer ou être retenu parmi les enfractuosités de la surface, tandis que tombant sur un sol nu, elle s'infiltrerait au complet, sans contribuer au ruissellement.

### **3.2.2 surfaces non-naturelles:**

On y considère les différents types d'occupation du territoire urbain, les surfaces pavées, les zones d'extraction, etc... Ici encore, l'albédo, tout comme pour les surfaces végétales, et la hauteur des éléments de rugosité, dont l'importance

hydrologique a été élaborée plus tôt, sont à considérer. Mais le paramètre qui décrit encore le mieux hydrologiquement ces surfaces est le pourcentage d'imperméabilité. Jackson *et al.* (1975) ont étudié l'usage hydrologique des valeurs de pourcentage d'imperméabilité des aires urbaines (commerciales et résidentielles) et ont évalué que l'usage de données Landsat multispectrales pour l'estimation de ce paramètre et des classes d'occupation du sol associées pour des sous-bassins d'au moins 1.5 km<sup>2</sup> était justifié.

### **3.3 synthèse:**

Il apparaît donc clairement que l'albédo, la hauteur de la végétation, l'indice foliaire, et la profondeur racinaire sont des caractéristiques végétales ayant un rôle important en hydrologie. Ce sont des paramètres qui, par surcroît, sont intégrables quantitativement dans la formulation hydrologique, permettant à la modélisation d'être plus fidèle à la réalité hydrologique.

L'albédo de toute classe d'occupation du sol est à retenir comme paramètre déterminant du bilan énergétique. La hauteur des obstacles au sol, déterminante de l'épaisseur de rugosité et de la hauteur de déplacement du plan de référence doit également être retenue pour tout type de surface. L'indice foliaire, de par ses nombreuses implications dans le bilan hydrologique ne saurait être négligé pour les surfaces végétales. Enfin, la profondeur racinaire de celles-ci sera déterminante des couches de sol touchées par la prise d'eau des racines et donc du bilan vertical en eau du sol.

Le paramètre déterminant du comportement hydrologique des surfaces non-végétales s'avère être le pourcentage d'imperméabilité, de par son incidence directe sur

le bilan hydrologique par le ruissellement. Son estimation par données satellitaires ajoute à son potentiel d'utilisation opérationnelle dans les modèles.

Dans le prochain chapitre, nous verrons que certains de ces paramètres sont sous-jacents à certaines classifications existant dans la littérature, même si ces dernières ne se veulent pas spécifiquement hydrologiques.

## 4. QUELQUES CLASSIFICATIONS PROPOSÉES DANS LA LITTÉRATURE

### **4.1 descriptions de ces classifications:**

Malgré la reconnaissance de l'importance de la distinction entre différents types d'occupation du sol, peu de classifications ont été développées à des fins spécifiquement hydrologiques. Nous présentons ici quelques-unes des classifications les plus répandues ainsi que leurs principales caractéristiques. Nous commenterons ensuite leur utilisation éventuelle en modélisation hydrologique.

#### **4.1.1 classification conventionnelle du Service Géologique des Etats-Unis (USGS):**

Certaines classifications conventionnelles sont reconnues internationalement, telles celle du USGS dont les classes sont présentées au tableau 4.1 et qui est composée de 2 niveaux de hiérarchie:

Tableau 4.1

Classification conventionnelle du USGS, d'après Still et Shih (1985).

niveau 1	niveau 2
1 urbain ou en construction	11 résidentiel 12 commercial 13 industriel 14 transport, communautaire et utilitaire
2 agricole	21 cultures et pâturages 22 vergers et vignes 23 cultures maraîchères 24 autres zones agricoles
3 rural	31 zones herbacées 32 zones arbustives 33 zones mixtes
4 forêts	41 décidues 42 conifériennes 43 mixtes
5 eau	51 cours d'eau et canaux 52 lacs 53 réservoirs 54 baies et estuaires
6 zones humides	61 forestières 62 non-forestières
7 zones dénudées	71 plages 72 autres aires sableuses 73 affleurements rocheux 74 gravières et zones d'ex- traction

Quoiqu'ayant été utilisée dans certaines études hydrologiques, cette classification n'est ni paramétrisée ni quantifiée de façon hydrologique. Elle renferme au niveau 1 la plupart des classes habituellement trouvées sur les cartes d'occupation du territoire conventionnelles, et au niveau 2, des classes plus détaillées dont on identifiera plus loin les critères de ségrégation.

Le Service de Conservation des Sols (SCS) des Etats-Unis a établi, à partir de certaines classes du USGS, les "Curve Numbers" (CN) qui sont des coefficients de ruissellement fonction du type de sol, de son utilisation, des conditions d'humidité antérieures et de leurs variations dans le temps. Ils représentent la corrélation entre des groupes de sols hydrologiques (A à D) et des classes d'utilisation du sol (tableau 4.3). Ils ont servi à calculer un index de ruissellement.

Tableau 4.2

Valeurs des "Curve Numbers" pour différents types d'occupation du sol, en fonction des groupes de sol hydrologiques du SCS.

Description de l'occupation du sol	Groupes de sol hydrologiques			
	A	B	C	D
zones cultivées, sans traitement de conservation	72	81	88	91
zones cultivées, avec traitement de conservation	62	71	78	81
zones rurales et pâturages en bonne condition	68	79	86	89
zones rurales et pâturages en mauvaise condition	39	61	74	80
prairies	30	58	71	78
zones forestières à faible couvert	45	66	77	83
zones forestières à couvert développé	25	55	70	77
espaces ouverts herbacés à 75% de couverture	39	61	74	80
espaces herbacés à 50-75% de couverture	49	69	79	84
zones commerciales et d'affaires (85% d'imperm.)	89	92	94	95
zones industrielles (72% d'imperméabilité)	81	88	91	93
zones résidentielles à 65% d'imperméabilité	77	85	90	92
à 38% d'imperm.	61	75	83	87
à 30% d'imperm.	57	72	81	86
à 25% d'imperm.	54	70	80	85
à 20% d'imperm.	51	68	79	84
zones pavées	98	98	98	98
gravier	76	85	89	91
sable et poussière	72	82	87	89

Note: référer au texte qui suit pour la signification des groupes A à D du SCS

Les groupes de sol hydrologiques furent déterminés par les taux d'infiltration et de perméabilité des sols. Le groupe A comprend des sols bien drainés avec de faibles potentiels de ruissellement; le groupe D consiste en sols argileux, les moins bien drainés et aux plus grands potentiels de ruissellement; les groupes B et C sont compris entre ces extrêmes. On peut calculer l'index de ruissellement en effectuant une sommation des CN pondérés de chaque catégorie d'utilisation du territoire du bassin versant étudié. La détermination de l'index de ruissellement se fait à l'aide de la formule:

$$Q = (I - 0,2s)^2 / (I + 0,8s) \quad (4.1)$$

où:  $Q$  = ruissellement de surface direct

$I$  = précipitations

$s$  =  $(25000/CN) - 254$  = différence de potentiel maximale entre les précipitations et le ruissellement

#### **4.1.2 classification hiérarchique d'Anderson (1976):**

Avec Anderson, la classification de l'occupation du territoire prend un tournant important. En effet, le système de classification qu'il propose a comme particularité de pouvoir être reconnu par des capteurs aéroportés ou satellitaires (Still et Shih, 1985). Ce système de classification adopte une structure hiérarchique de 4 niveaux au maximum, chacun d'eux pouvant être caractérisé à l'aide de données satellitaires et donc relié aux niveaux local, régional, étatique et national. Les catégories des deux premiers niveaux procurent à l'utilisateur une structure de base à laquelle des catégories de troisième et quatrième niveaux peuvent être ajoutées en fonction des besoins de l'utilisateur. Le tableau 4.3 présente le contenu des deux premiers niveaux.

Tableau 4.3

Classification hiérarchique d'Anderson, selon Fegeas (1983).

niveau 1	niveau 11
1 zones urbaines ou en construction	11 résidentiel 12 commercial et utilitaire 13 industriel 14 transport, communication et services 15 industriel et commercial 16 zones mixtes urbaines et en construction 17 autres zones urbaines ou en construction
2 zones agricoles	21 cultures et pâturages 22 vergers, vignes, aires horticoles 23 zones de cultures maraîchères 24 autres zones agricoles
3 zones rurales	31 herbacées 32 arbustives 33 mixtes
4 zones forestières	41 forêts décidues 42 forêts conifériennes 43 forêts mixtes
5 eau	51 ruisseaux et rivières 52 lacs 53 réservoirs
6 zones humides	54 baies et estuaires 61 forestières 62 non-forestières
7 zones dénudées	71 sols plats secs 72 plages 73 aires sableuses autres que les plages 74 affleurements rocheux 75 zones d'extraction 76 aires de transition 77 aires dénudées mixtes
8 toundra	81 arbustive 82 herbacée 83 sol nu 84 toundra humide 85 toundra mixte
9 neige pérenne et glace	91 champs de neige pérenne 92 glaciers

En comparant les tableaux 6.1 et 6.3, on note des similarités entre les deux systèmes de classification. Leurs classes de premier niveau sont identiques, bien que Anderson ait ajouté les classes toundra et neige pérenne et glace qui faisaient défaut à la classification de USGS. Les classes de second niveau du USGS sont toutes incluses dans la classification d'Anderson. Cette dernière présente en outre trois classes supplémentaires, ainsi que sept sous-classes reliées à la toundra, à la neige et à la glace.

Connors (1986) a utilisé la classification d'Anderson et l'a affinée en fonction de ses besoins aux niveaux III et IV. Le tableau 4.4 présente ces classes que Connors a utilisées:

Tableau 4.4

Classes utilisées par Connors (1986)

Classes d'Anderson (1976)		Classes définies par Connors (1986)	
Niveau I	Niveau II	Niveau III	Niveau IV
3. Zones rurales	31. herbacées	aires silteuses aires couvertes de végétation argile alluviale	sans horizon-B avec horizon-B
	33. arbustes et couvert herba- cé mélangés	alluvion couvert de végétation dunes	
6. Zones humides	61. zones fores- tières	zones d'infiltra- tion acides	
	62. zones non-fo- restières		
7. Zones dénudées	71. sols plats secs	puits salans gravier limono-saumâtres	avec végétation sans végétation avec végétation sans végétation avec végétation sans végétation
	74. affleurements rocheux	grès saprolite	
	75. d'extraction	schisteuses  sableuses  superficielles	

Le territoire d'étude de Connors ne renfermant que les classes 3, 6 et 7 d'Anderson, l'auteur n'a créé des classes de troisième et quatrième niveaux que pour ces types d'occupation du sol.

On retrouve au tableau 4.5 la résolution spatiale de chacun de ces niveaux, exprimée en fonction des tailles de pixel des capteurs correspondants.

Tableau 4.5

Résolution spatiale des niveaux hiérarchiques de la classification d'Anderson (1976).

Niveau de classification	Caractéristiques des données
IV (local)	10X10 m <sup>2</sup> (SPOT-panchro.), 20X20m <sup>2</sup> (SPOT-multisp.) et 30X30 m <sup>2</sup> (TM)
III (régional)	79 X 56 m <sup>2</sup> (MSS)
II (étatique)	79 X 56 m <sup>2</sup> (MSS)
I (national)	1000 X 1000 m <sup>2</sup> (NOAA) -

#### 4.1.3 classification de la Direction Générale des Terres du Canada:

Plus près de nous, la Direction Générale des Terres d'Environnement Canada a présenté en 1981 un système de classification de l'utilisation du territoire pour la surveillance de l'utilisation des terres. Le tableau 4.6 en présente le contenu:

Tableau 4.6  
Classification fédérale canadienne, d'après la Direction Générale des Terres (1981).

w000 végétation ligneuse

w100 arbres hauts et matures

w110 régulièrement espacés

w111 fruitiers et à noix

w112 autres décidus

w113 conifères

w120 irrégulièrement espacés

w121 décidus

w122 conifères

w200 petits arbres, arbustes, broussailles

w210 régulièrement espacés

w211 petits et nains

w212 arbustes hauts

w213 arbustes petits

w220 irrégulièrement espacés

w221 petits arbres

w222 arbustes hauts

w223 arbustes petits

w300 vignes

v000 herbes et autres plantes non-ligneuses

v100 cultures annuelles

v110 en rangées

v111 maïs

v112 légumes

v113 cultures racinaires et tuberculeuses

v114 fèves et pois

v115 tournesol

v116 colza

v117 tabac

v118 fleurs et bulbes

v119 autres

v120 cultures de champ

v121 blé

v122 avoine

v123 orge

v124 blé noir

v125 mil

v126 grains mixtes

v127 seigle

v128 autres

v190 autres

v200 herbes et/ou légumes, laïches et roseaux

v210 herbes et/ou légumes cultivés

v211 herbe cultivée

v212 légumes

v213 mixtes

v220 herbes, laïches, roseaux, etc... non-cultivés

- v221 herbes non-cultivées
    - v222 herbes non-ligneuses
    - v223 laïches
    - v224 roseaux
    - v229 autres
  - v300 mousses et/ou lichens
    - v310 mousses
    - v320 lichens
    - v330 mousses et lichens mélangés
  - v400 autres plantes non-ligneuses
- x000 surfaces dénudées
  - x100 rocheuses
    - x110 naturelles
      - x111 surfaces rocheuses nues
      - x112 surfaces rocheuses partiellement couvertes
    - x120 aménagées par l'homme
  - x200 meubles
    - x210 naturelles
      - x211 nues
      - x212 partiellement couvertes de végétation
    - x220 aménagées par l'homme
- y000 surfaces en construction
  - y100 structures
    - y110 immeubles
    - y120 autres structures
      - y121 structures solides autres que les immeubles
      - y122 structures ouvertes
      - y123 autres
  - y200 surfaces
    - y210 surfaces imperméables
    - y220 surfaces non-consolidées
- z000 eau
  - z100 océan
  - z200 cours d'eau, rivières et canaux
    - z210 cours d'eau et rivières
    - z220 canaux
  - z300 marais, lacs et réservoirs
    - z310 lacs et marais
    - z320 réservoirs et autres surfaces artificielles
- s000 neige et glace
  - s100 neige
    - s110 étendues saisonnières
    - s120 neige pérenne
  - s200 glace

La classification adopte une structure hiérarchique du même genre que celle de Anderson (1976), chaque niveau étant basé sur un degré différent de détail. Elle n'a cependant pas été développée principalement à des fins hydrologiques.

#### 4.1.4 classification du Centre d'Ingénierie Hydrologique des Etats-Unis (HEC):

Le Centre d'Ingénierie Hydrologique des Etats-Unis (HEC) utilise, comme base de classification du territoire, les classes présentées au tableau 4.7:

Tableau 4.7

Classification du territoire selon le Centre d'Ingénierie Hydrologique des Etats-Unis

1. végétation naturelle: broussailles, arbustes, aires forest.
2. espaces ouverts en développement: pelouses, terrains de golf, golf, cimetières
3. zones résidentielles à faible densité
4. zones résidentielles à moyenne densité
5. zones résidentielles à grande densité
6. zones agricoles: terres cultivées, cult. en rangées, cult à petits grains, etc...
7. zones industrielles
8. zones commerciales
9. pâturages: prairies, champs en jachère, etc...
10. plans d'eau: lacs, larges étangs, cours d'eau importants, rivières

C'est un système de classification simple de par sa structure, comparativement aux classifications à niveaux présentées antérieurement. Il est de ce fait applicable à une seule échelle spatiale, en l'occurrence à l'échelle régionale. Seule la division des secteurs résidentiels en faible, moyenne et grande densité témoigne d'un souci d'application à l'échelle locale.

#### 4.1.5 classification de Trolier (1986):

Trolier (1986) propose 22 classes hydrologiques synthétisées à partir d'une revue de littérature. Sa classification est divisée en fonction du caractère urbain ou rural des types d'occupation du sol et se veut applicable à l'échelle régionale et reconnaissable par Landsat. Le tableau 4.8 la décrit.

Tableau 4.8  
Classes hydrologiques de Trolier.

Classes rurales	Classes urbaines
cultures de plein champ vergers, vignes cultures maraîchères pâturages sol nu herbes broussailles forêts zones humides zones d'extraction plages plans d'eau	centres d'affaires zones commerciales zones industrielles et landes zones résidentielles à haute densité zones résidentielles à moyenne densité zones résidentielles à faible densité transport zones de développement urbain dépotoirs zones en construction mixtes

Les classes y sont suffisamment détaillées pour être applicables à l'échelle locale. Cependant, la structure uniforme linéaire de cette classification la rend moins facilement utilisable à diverses échelles spatiales.

#### 4.2 synthèse des diverses classifications:

Le tableau 4.9 présente, de façon synthétique, les similitudes des diverses classifications présentées antérieurement:

Tableau 4.9

Synthèse comparative des 5 systèmes de classification présentés.

Classes végétales	USGS	Anderson	Canada	HEC	Trolier
herbes	X	X	X	X	X
pâturages	X	X	X	X	X
cultures	X	X	X	X	X
vergers et vignes	X	X	X	-	X
forêts	X	X	X	X	X
zones humides	X	X	X	-	X
toundra	-	X	X	-	-
Classes non-végétales					
sables et plages	X	X	X	-	X
affleurements rocheux	X	X	X	-	-
eau	X	X	X	X	X
neige et glace	-	X	X	-	-
sol nu	-	X	X	-	X
résidentiel	X	X	-	X	X
commercial et affaires	X	X	-	X	X
industriel	X	X	-	X	X
transport et services	X	X	-	-	X
zones d'extraction	X	X	X	-	X

Les classes communes à chacun des systèmes de classification sont les herbes, les pâturages, les cultures, les forêts et l'eau. Ce sont des classes reconnues dans la littérature pour produire des influences hydrologiques distinctes et différentes et que l'on retrouve très fréquemment. Viennent ensuite, par ordre décroissant de fréquence, les vergers et vignes, les zones humides, les sables et plages, les zones résidentielles, commerciales et industrielles et les zones d'extraction, mentionnées pour 4 des classifications. Sont présentes dans 3 classifications les affleurements rocheux, le sol nu et les transports et services.

Le climat et le territoire pour lesquels une classification est élaborée fera en sorte que l'on négligera des classes qui seraient nécessaires en d'autres régions. Ainsi, le fait que les classifications du USGS et du HEC ne tiennent pas compte de la toundra est explicable par le fait que le territoire américain ne supporte pas cette entité écologique, tandis que la classification canadienne l'inclue. La fréquence d'occurrence des types d'occupation du territoire joue également de la même façon: la classe "neige et glace" n'est pas présente dans la classification du USGS mais apparaît dans celle du Canada. Il ne faut donc pas y voir une omission ou un oubli.

#### **4.3 évaluation des classifications proposées dans la littérature à des fins de modélisation hydrologique:**

En fonction des paramètres retenus précédemment (chapitre 3), nous évaluerons maintenant en quoi ces classifications sont applicables ou non à la modélisation hydrologique.

L'étude de Cermak (1979) montre qu'il n'est pas nécessaire d'utiliser toutes les classes des classifications conventionnelles pour les études hydrologiques régionales: il a généré des courbes de fréquence de débits en utilisant, d'une part, la classification conventionnelle du USGS et, d'autre part, des classes déterminables par Landsat (secteurs résidentiels, commerciaux, industriels, sol nu, zones culturelles, forêts, eau). Les différences furent jugées insignifiantes. Il conclut donc que les classes fournies par Landsat, entre autres satellites, sont significatives au point de vue hydrologique et suffisamment détaillées pour être considérées dans des études hydrologiques régionales.

La classification conventionnelle du USGS présente l'avantage, comme il a déjà été mentionné, d'une structure hiérarchique, lui permettant une application spatiale variable. Les sept classes de premier niveau sont typiques des classes régulièrement reconnues sur les photos aériennes et les cartes topographiques conventionnelles. Elles ont toutes un caractère hydrologique implicite distinct et pourraient d'ailleurs facilement être traduites quantitativement au point de vue hydrologique à l'aide des paramètres retenus précédemment. Les classes de second niveau réfèrent habituellement à une entité hydrologique: les classes "résidentiel", "commercial", "industriel" et "transport", "communication et utilitaire" possèdent des pourcentages d'imperméabilité différents, d'où la justesse d'une telle ségrégation; les classes agricoles de second niveau se différencient de façon moins évidente, mais des différences existent entre chacune d'elles au niveau de la profondeur racinaire, de la hauteur et de l'indice foliaire, paramètres hydrologiques importants; les classes rurales "herbacées" et "arbustives" sont hydrologiquement distinctes par leur hauteur, leur profondeur racinaire et leur indice foliaire; le même phénomène se présente avec les classes forestières "décidues" et "conifériennes", bien qu'ici ce soit surtout l'indice foliaire qui soit hydrologiquement déterminant; les classes 51 à 54 réfèrent au transport horizontal de l'eau; les zones humides "forestières" et "non-forestières" le font également, quoiqu'ici on ajoute les paramètres retenus précédemment (IF, h,  $z_s$  et  $\alpha$ ) pour les différencier; les zones dénudées diffèrent elles par leur albédo, mais d'abord et surtout par leur pourcentage d'imperméabilité.

Les mêmes observations sont applicables pour la classification d'Anderson, tant du point de vue de sa structure que de son contenu, puisqu'elle est quasi-identique à celle du USGS. Nous devons cependant noter les classes "toundra" et "neige pérenne et glace" supplémentaires. Parmi les classes 81 à 85, on retrouve divers paramètres de

différenciation hydrologique: l'indice foliaire, la profondeur racinaire, la hauteur et l'albédo pour les classes "arbustive" et "herbacée" et le pourcentage d'imperméabilité pour le "sol nu", la "toundra humide" et la "toundra mixte". Enfin, l'albédo et le pourcentage d'imperméabilité distinguent hydrologiquement les "champs de neige pérenne" et les "glaciers". La classification proposée par Anderson (1976), bien qu'elle n'ait pas été conçue spécifiquement à des fins hydrologiques, s'avère intéressante, de par sa structure qui lui permet d'être appliquée à plusieurs échelles spatiales et de par sa reconnaissance par des satellites de résolutions spatiales différentes. De plus, le fait qu'il ait été reconnu que les classes de niveau I ont une signification hydrologique quantifiable en fonction du Curve Number la rend utile en hydrologie. Cette identité hydrologique, en fonction du Curve Number, n'a pas été investiguée au niveau II. On peut cependant s'attendre à ce que les classes de ce niveau soient moins drastiquement caractérisables par le Curve Number.

La classification fédérale canadienne, avec ses quatre niveaux de résolution constitue un outil potentiel pouvant être appliqué aux études hydrologiques de résolutions spatiales variées. La distinction entre "végétation ligneuse" (W000) et "non-ligneuse" (V000) implique des différences de hauteur et de profondeur racinaire puisque la végétation ligneuse inclue les arbres et arbustes tandis que les plantes non-ligneuses sont représentées par les cultures, herbes, roseaux, etc... La hauteur y sert à distinguer entre arbres hauts et matures (W100), petits arbres, arbustes et broussailles (W200) et les vignes (W300). La division de niveau 3 de la classe "végétation ligneuse" fait référence à la disposition des arbres, qui n'est pas, cependant, un paramètre hydrologique déterminant, du moins au niveau régional.

Parmi la végétation non-ligneuse, la différenciation entre "cultures annuelles" (V100), "herbes/laïches/roseaux" (V200) et "mousses/lichens" (V300) fait ressortir des

différences de hauteur, d'albédo, d'indice foliaire et de profondeur racinaire. La division des cultures "annuelles en rangées" (V110) et de "plein champ" (V120) évoque, comme nous le détaillerons plus loin (chap. 5), des valeurs d'albédo, d'indice foliaire et de profondeur racinaire distinctes entre les deux classes. La division de troisième niveau chez les "herbes/laîches/roseaux" n'est pas clairement paramétrisable hydrologiquement, parce que fonction de la présence ou de l'absence de traitement cultural.

Chez les surfaces dénudées, le pourcentage d'imperméabilité est invoqué pour distinguer entre "surfaces rocheuses" (X100) (à grand pourcentage d'imperméabilité) et les "surfaces meubles" (X200) (à plus petit pourcentage d'imperméabilité). Le critère de division subséquent est la nature humaine ou naturelle de la surface, qui ne reflète aucune caractérisation hydrologique. Pour les "surfaces en construction" (Y000), c'est encore le pourcentage d'imperméabilité qui est à l'origine de la classification jusqu'au quatrième niveau.

La classe eau (Z000) se divise en fonction du rôle des étendues aqueuses dans le transfert d'eau en surface, facteur éminemment important en hydrologie. Enfin, la "neige et la glace" (S000) présentent des albédos, résistances et pourcentages d'imperméabilité différents. La distinction entre "étendues saisonnières" (S110) et "pérennes" (S120) fait référence au caractère temporel dynamique de la neige, fonction de sa situation géographique. La classification fédérale canadienne peut donc être, pour la plupart de ses divisions, paramétrisée hydrologiquement de façon quantitative.

Les classes du Centre d'Ingénierie Hydrologique des Etats-Unis sont toutes incluses parmi celles de Trolier (1986). Le paramètre hydrologique le plus évident y est le

pourcentage d'imperméabilité pour distinguer les zones résidentielles en fonction de leur densité, ainsi que les zones industrielles des zones commerciales. La ségrégation de la végétation naturelle, des zones agricoles et des pâturages, quoique justifiée par des caractéristiques de hauteur, de profondeur racinaire, d'albédo et d'indice foliaire, sont trop grossières pour être adéquatement paramétrisées hydrologiquement. On aurait intérêt à affiner cette classification au moins à un second niveau. D'ailleurs, les exemples fournis à propos du contenu de chacune des classes pourraient constituer à eux seuls des classes de deuxième niveau: les broussailles, arbustes et aires forestières (exemples de la classe "végétation naturelle") possèdent des caractéristiques hydrologiques différentes, dont on ne peut faire fi, tout comme les terres culturales, les cultures en rangées, à petits grains (exemples de la classe "zones agricoles") et les prairies et champs en jachère (exemples de la classe "pâturages"). Enfin, la classe "espaces ouverts en développement", parce qu'assez uniforme, représente des types d'occupation du sol hydrologiquement significatifs, homogènes et quantifiables par des paramètres de hauteur, d'indice foliaire, de profondeur racinaire, d'albédo et d'imperméabilité définis, toutes caractéristiques représentatives d'un couvert de gazon court et dense. La classe "eau" est ici présente et éminemment importante. C'est donc un système de classification moins utile que les précédents parce que moins précis et moins évidemment paramétrisable hydrologiquement, mais pour lequel une structure à deux niveaux serait souhaitable et plus utile pour une application hydrologique aux échelles locale et régionale.

Les classes de Trolier sont, sauf trois exceptions, incluses dans la classification d'Anderson. La structure est ici également de deux niveaux, mais fonction de la nature rurale ou urbaine des classes. On y distingue donc au premier niveau les classes rurales des classes urbaines, hydrologiquement différentes surtout par leurs

pourcentages d'imperméabilité. Parmi les classes rurales, chacune des classes présentes a un caractère hydrologique distinct mais qui n'est pas mis en évidence. Nous verrons au chapitre 5 comment se fait ce regroupement, fonction de paramètres hydrologiques. Parmi les classes rurales, on distingue, entre autres classes, les "cultures de plein champ", "les cultures maraîchères" et les "vergers et vignes". Ces trois classes, nous le verrons plus loin, possèdent des hauteurs, indices foliaires et profondeurs racinaires différentes, toutes caractéristiques hydrologiquement importantes. Des "pâturages" aux "forêts" en passant par les "broussailles", ces trois mêmes paramètres augmentent graduellement. Les "sols nus", "plages", "zones humides" et "zones d'extraction" diffèrent de par leurs pourcentages d'imperméabilité. On y retrouve également la classe eau, très importante et possédant ses caractéristiques hydrologiques propres. Les classes urbaines de Trolier sont toutes exprimables en fonction du pourcentage d'imperméabilité. La division des zones résidentielles selon leur densité exprime la variation de leur imperméabilité. Les zones "commerciales", "industrielles" et les "centres d'affaires" y sont différenciées, mais il faudrait voir les variations hydrologiques associées à chacune, tout comme entre les "zones de développement urbain" et les "zones en construction mixtes", afin d'évaluer la pertinence hydrologique de leur ségrégation. Les classes de "transport" et les dépotoirs sont légitimement ségrégées, la première présentant un grand pourcentage d'imperméabilité, la seconde, un plus faible. C'est une classification qui se veut hydrologique, mais pour laquelle il serait avantageux de définir clairement les bases de subdivision. Toutes les classes semblent importantes au point de vue hydrologique, mais souffrent d'une structure qui ne met aucunement en avant leurs identités hydrologiques.

Il y a donc, dans chacune de ces classifications, des réalités hydrologiques implicites le plus souvent, mais qu'il est nécessaire de comprendre et de maîtriser avant

d'en faire l'application à la modélisation hydrologique, afin d'en bien saisir les impacts. Ces réalités hydrologiques s'expriment essentiellement en termes d'albédo, de hauteur de végétation, d'indice foliaire, de profondeur racinaire et de pourcentage d'imperméabilité, renforçant ce choix de paramètres comme étant hydrologiquement significatifs.

Les classifications du USGS et d'Anderson sont les plus rapprochées, au niveau structural et de leur contenu, d'une classification essentiellement hydrologique. Elles pourraient utilement être adaptées de façon telle qu'elles seraient applicables aux études hydrologiques locales et régionales en mettant en évidence les paramètres hydrologiques sous-jacents aux divisions de leurs différents niveaux et en les quantifiant.

La classification de la Direction Générale des Terres du Canada, quoique moins évidemment paramétrisable hydrologiquement, présente un potentiel pouvant être mis en évidence pour une application régionale.

La classification du HEC et celle de Trolier, quoique potentiellement valables, mériteraient, pour l'application hydrologique, d'être restructurées et plus évidemment divisées.

Devant ces constatations et l'absence de classification spécifiquement hydrologique, nous proposons au chapitre suivant une classification de l'occupation du territoire fondée sur des paramètres simples, facilement quantifiables et pouvant être pris en compte dans les formules mathématiques utilisées en modélisation hydrologique.

## 5. PROPOSITIONS POUR UNE CLASSIFICATION DE L'OCCUPATION DES SOLS ADAPTÉE A LA MODÉLISATION HYDROLOGIQUE

### **5.1 classes proposées au niveau régional:**

#### **5.1.1 approche:**

Les classifications mentionnées au chapitre précédent, quoique pouvant être appliquées à la modélisation hydrologique, n'ont pas de définition et d'identité hydrologique précises. Nous développons ici une classification essentiellement vouée à la modélisation hydrologique, quantifiable à l'aide de paramètres simples, faciles à déterminer, lui permettant d'être facilement utilisée. Ces paramètres sont fréquemment rencontrés dans les formules mathématiques utilisées en modélisation hydrologique, telles celles d'évapotranspiration, de telle sorte que la quantification de ces paramètres ne nécessite généralement aucune recherche supplémentaire. Nous verrons plus loin (chapitre 7) l'apport que la télédétection peut fournir à la détermination quantitative de ces paramètres.

Nous nous sommes plus particulièrement penchés sur le bilan hydrologique régional puisque c'est cette échelle qui est la plus utilisée dans les modèles hydrologiques et que c'est à cette résolution spatiale que les ressources satellitaires sont les plus développées. La classification a été développée en deux parties distinctes, soit les classes végétales et non-végétales, différentes de par les paramètres hydrologiques servant à les décrire. La détermination des classes hydrologiques végétales proposées ici est fonction de données provenant de la littérature: à partir de valeurs d'ETR tirées de différentes publications, nous avons regroupé des classes

végétales qui furent ensuite divisées en un second niveau à l'aide de diverses valeurs hydrologiques, toujours tirées de la littérature. Cette hiérarchisation à 2 niveaux permettra d'appliquer la classification proposée à différentes échelles spatiales et de la déterminer à l'aide de sources différentes lui procurant ainsi l'avantage d'être définissable à l'aide d'images satellitaires de résolutions spatiales variées. Ce n'est qu'après avoir regroupé les classes que nous les paramétriserons hydrologiquement. La détermination des classes hydrologiques non-végétales s'est effectuée plus simplement, en fonction de paramètres régulièrement utilisés et à incidence hydrologique indéniable. Nous verrons ci-après comment s'est effectuée la ségrégation des classes à l'intérieur de chacune des parties (classes végétales et non-végétales).

### **5.1.2 classes végétales:**

#### **5.1.2.1 présentation des données:**

Nous avons répertorié, donc, à travers une revue de littérature, divers types d'occupation du territoire et les valeurs d'évapotranspiration réelle calculées ou mesurées leur étant associées. Toutes les valeurs d'évapotranspiration furent choisies pour des végétaux bien alimentés en eau, ne souffrant donc aucunement de stress hydrique. Les valeurs d'ETR sont quelques fois même voisines de l'évapotranspiration maximale (ETMax). Pour chaque article retenu, nous avons calculé les différences d'ETR entre différentes classes végétales (ETR inter-classes): les valeurs étant portées selon deux axes, les résultats sont issus de la différence entre la valeur d'ETR de l'abscisse (X) et celle de l'ordonnée (Y). Par exemple, pour Kristensen (1975), les valeurs des différences d'ETR/saison de croissance (ETR/sc) sont issues du tableau croisé suivant (tableau 5.1):

Tableau 5.1: exemple de tableau croisé utilisé pour le calcul des différences d'ETR inter-classes:

Y:	X: herbe courte	herbe longue	orge	betterave à sucre
herbe courte		+25	+5	+28
herbe longue			-20	+3
orge				+23
betterave à sucre				

Le tableau 5.2 renferme les caractéristiques des études retenues présentant des valeurs d'ETR sur une saison de croissance et le tableau 5.3, celles présentant des valeurs d'ETR sur une année. Les valeurs qu'on y trouve de hauteur, d'indice foliaire et de profondeur racinaire furent estimées, en fonction des descriptions faites des couverts, lorsque l'auteur ne les fournissait pas. Les rares données trouvées dans les textes sont soulignées. Nous ne mentionnons, dans les tableaux 5.2 et 5.3 que les valeurs des différences (calculées selon le principe du tableau 5.1) plutôt que de reproduire pour chaque article ce genre de tableau croisé.

Tableau 5.2  
Caractéristiques des articles retenus (ETR/saison de croissance).

<u>auteur</u>	<u>végétal</u>	<u>h</u> <u>(m)</u>	<u>IF</u>	<u>z<sub>r</sub></u> <u>(m)</u>	<u>ETR/sc</u> <u>(mm)</u>	<u>Différences d'ETR</u> <u>(mm.sc<sup>-1</sup>)</u>
Kristensen (1975)	h. courte	0,1	1,0	0,8	373	-28(b. sucre) , -25(h. lg), -5(orge)
	h. longue	0,4	3,0	1,2	398	20(orge), -3(b. sucre)
	orge	1,0	1,7	1,5	378	+ 23(b. sucre)
	b. sucre	0,6	2,8	1,5	401	
Szeicz (1969)	2 sites:					
	p. terre	0,6	2,8	0,5	735 et 320	65(pin), 25(pin)
	luzerne	0,4	2,5	1,4	930 et 404	195(p.terre), 260(pin), 84(p. terre),99(pin)
	f. de pins	27,0	4,0	3,0	670 et 305	
Perrier (1982)	herbe	0,4	3,0	1,0	370	35(mais)
	maïs	2,0	2,5	0,6	335	
Baumgartner (1970)	blé	1,0	3,0	1,8	182,5	74,5(p.terre), 124,8(conif.)
	orge	1,0	1,7	1,3	190	7,5(blé), -117,3(conif.), -67(p. terre)
	p. terre	0,6	2,8	0,5	257	-50,3(conif.)
	luzerne	0,4	2,5	1,4	282,5	92,5(orge), 25,5(colza), 100(blé) -24,8(conif.)
	for. épin.	25,0	8,0	3,0	307,3	
Ryszkowski (1987)	blé	1,0	3,0	1,8	436	-18(b. sucre), -29(colza)
	colza	1,0	3,0	1,5	465	11(b. sucre)
	b. sucre	0,6	2,8	1,5	454	
	prairie	0,7	4,0	1,0	500	64(blé), 46(b. sucre), 35(colza)

Tableau 5.3  
Caractéristiques des articles retenus (ETR/an).

Auteur	végétation	h(m)	IF	z <sub>r</sub> (m)	ETR/an (mm)	Différ. d'ETR (mm.an <sup>-1</sup> )
Penman (1966)	f. trop. hum.	21,0	5,0	6,1	1550	485(f. conif.), -410(f. trop) -895(f. trop.) -640(bambou), -15 1050(f. trop.)
	f. bambou	12,0	4,0	3,0	1140	
	sapin autrich.	25,0	8,0	3,0	655	
	f. feuillus	20,0	4,0	3,0	500	
Roberts (1983)	bouleau	25,0	2,0	3,0	344	20,5(chêne), 20,5(épin.) -24(pin) 0(épin.), -44,5(pin) -44,5(pin)
	chêne	25,0	5,0	2,0	323,5	
	épinette	20,0	7,0	2,0	323,5	
	pin	25,0	4,0	3,0	368	
Law (1958) dans Rutter (1968)	herbe	0,4	3,0	1,0	416	-384(épin.)
	épinette	20,0	7,0	2,0	800	
Delfs (1958) dans Rutter (1968)	herbe	0,4	3,0	1,0	521	-58(épin.)
	épinette	20,0	7,0	2,0	579	
Burger (1943) dans Rutter (1968)	herbe	0,4	3,0	1,0	696	-165(f. mixte)
	f. mixte	25,0	4,0	3,0	861	
Hirata (1929) dans Rutter (1968)	herbe	0,4	3,0	1,0	603	-81(f. mixte)
	f. mixte	25,0	4,0	3,0	684	
Gifford (1984)	tremble	35,0	2,8	3,0	246	-148(épin.), -26(sapin) 122(sapin)
	sapin	15,0	7,0	3,0	272	
	épinette	20	7	2	394	
Sellers (1981)	herbe	0,4	3,0	1,0	398	-157(pin)
	pin	25,0	4,0	3,0	555	
Baumgartner (1970)	herbe	0,4	3,0	1,0	590	-260(f. conif.), -170(cult.) -90(f. conif.)
	terres agric.	1,5	2,5	1,0	760	
	f. conif.	25,0	8,0	3,0	850	

Il serait délicat de vouloir comparer tous ces chiffres entre eux, de façon quantitative: d'abord parce qu'ils n'expriment pas tous le même phénomène (ETR/saison de croissance, ETR/an), ensuite parce qu'ils ont été trouvés en diverses régions climatiques, sur des sols différents et en utilisant des techniques différentes. Doorenbos et Pruitt (1977) estiment que les ordres de grandeur des valeurs approximatives d'ETR sur une saison de croissance de différentes cultures varient essentiellement en fonction des caractéristiques culturales, du climat, de la durée de la saison de végétation, de l'époque de plantation, de la taille des champs, du niveau de la nappe phréatique et des pratiques culturales, facteurs qui diffèrent en fonction des sites d'étude retenus ici. Nous nous servons toutefois de ces résultats, qui, même s'ils sont affectés d'une grande variabilité quantitative, peuvent nous procurer des ordres de grandeur significatifs.

#### **5.1.2.2 traitement des données:**

Considérant d'abord les différences d'ETR durant une saison de croissance, on peut retenir, du tableau 5.2, les différences d'ETR minimales et maximales entre les différents types végétaux impliqués. Le tableau 5.4 présente ces résultats:

Tableau 5.4

Valeurs des écarts d'ETR durant une saison de croissance.

type végétal	Différences minimales (mm.sc <sup>-1</sup> )	Différences maximales (mm.sc <sup>-1</sup> )	Valeurs isolées (mm.sc <sup>-1</sup> )
herbe courte	5 (orge)	28 (b. à sucre)	---
herbe longue	3 (b. à sucre)	-20 (orge)	---
prairie	35 (colza)	64 (blé)	---
orge	7,5 (blé)	-117,3 (conifères)	---
blé	-18 (b. à sucre)	-124,3 (conifères)	---
colza	---	---	11 (b. à sucre)

Le signe négatif indique que c'est le type végétal placé entre parenthèses qui évapotranspire ces millimètres d'eau de plus que celui de la colonne de gauche. En l'absence de signe, c'est l'entité végétale de la colonne de gauche qui évapotranspire le plus.

En plaçant ces résultats sur une échelle de différences relatives par rapport au blé (figure 5.1 a)), on obtient 4 groupes de végétaux (présentés au tableau 5.5) présentant globalement et relativement les uns aux autres les mêmes différences d'ETR:

Tableau 5.5

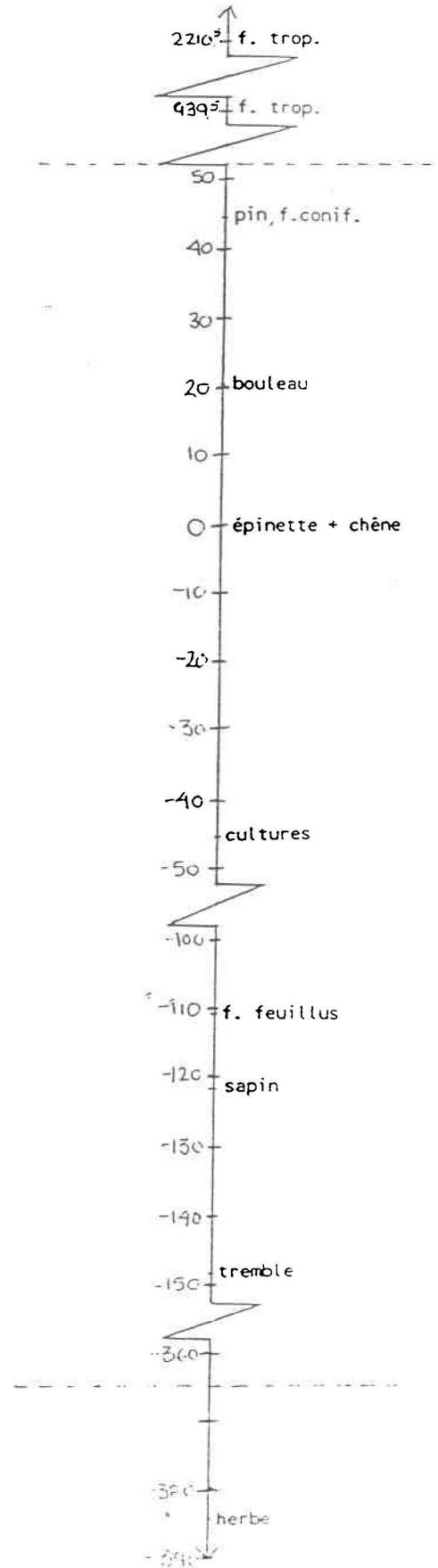
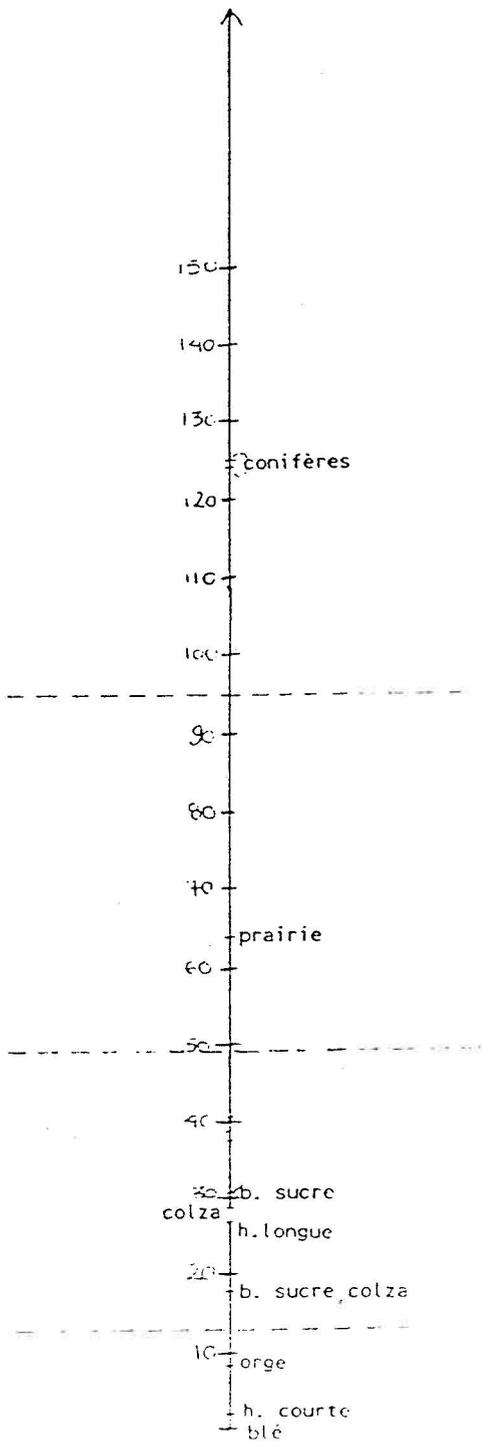
Groupes végétaux se dégageant des valeurs d'ETR par saison de croissance.

- cultures à petits grains (blé, orge)
- cultures maraîchères (betterave à sucre, colza)
- prairies
- forêts conifériennes

FIGURE 5.1: échelles des différences d'ETR relatives :

a): ETR/sc par rapport au blé:

b): ETR/an par rapport à l'épinette:



Les divisions présentées en tireté sur la figure 5.1 sont tout à fait arbitraires et n'ont pour but que de faire ressortir les 4 classes ci-dessus mentionnées. Les classes "cultures à petits grains" et "cultures maraîchères" contiennent respectivement une mention "herbe courte" et "herbe longue". Ces classes d'herbe ne correspondent pas à des cultures et, en ce sens, ne peuvent pas à ce stade-ci être tenues comme représentatives. Cependant, il est intéressant de noter que l'"herbe courte" s'associe aux "cultures à petits grains" et donc à de faibles valeurs d'ETR/sc, tandis que l'"herbe longue", de laquelle on s'attend légitimement à ce qu'elle procure de plus grande valeurs d'ETR/sc, est effectivement associée à la classe suivante ("cultures maraîchères") qui présente de plus grandes valeurs d'ETR/sc.

Considérant maintenant les différences d'ETR par année, on peut retenir, du tableau 5.3, les différences d'ETR minimales et maximales présentées au tableau 5.6:

Tableau 5.6  
Valeurs des écarts d'ETR durant une année.

type végétal	Différences minimales (mm.an <sup>-1</sup> )	Différences maximales (mm.an <sup>-1</sup> )	Valeurs isolées (mm.an <sup>-1</sup> )
herbe	---	---	-384(épinette)
cultures	---	---	-90(conifères)
f. feuillus	-155 (f. conif.)	-1050 (f. trop.)	---
bouleau	-20.5 (chêne et épin.)	-24 (pin)	---
chêne	0(épinette)	-44,5 (pin)	---
tremble	-26 (sapin)	-148 (épinette)	---
f. conifères	---	---	-895(f. trop.)
épinette	-44,5 (pin)	122 (sapin)	---

Ces résultats produisent, lorsque placés sur une échelle de différences relatives par rapport à l'épinette (figure 5.1 b)), les classes du tableau 5.7:

Tableau 5.7

Groupes végétaux issus des valeurs d'ETR par année.

-herbe
-cultures
-forêts de feuillus
-forêts conifériennes
-forêts tropicales

Ici, la ségrégation des classes se fait de façon moins évidente. Les classes extrêmes "herbe" et "forêt tropicale" sont facilement reconnaissables. Cependant, plutôt que d'observer une évolution graduelle des valeurs d'ETR des cultures aux conifères en passant par les feuillus, on observe des inversions de classes. Ainsi, le sapin, plutôt que de se trouver près de l'épinette ou de la forêt coniférienne, se situe entre deux espèces décidues (tremble et forêt de feuillus). De même, ces deux classes de feuillus, plutôt que de se situer près du bouleau et du chêne et au-dessus des cultures, se trouvent entre l'herbe et les cultures. Ces inversions peuvent être attribuables à l'imprécision du traitement ici effectué qui ne se veut que comparatif, imprécision doublée d'un faible volume de données qui ne permet pas une très grande généralisation. Malgré ces inversions, la situation sur l'échelle du tremble, d'une part, du pin et de la forêt coniférienne, d'autre part, nous fera retenir les classes feuillus et conifères comme étant distinctes et consécutives aux cultures en ce qui a trait au volume d'eau évapotranspiré par année.

Plusieurs comparaisons de différences dans les taux de transpiration entre les conifères et les feuillus ont été faites dont celle de Metz et Douglass (1959). La plupart de ces recherches rapportent que la végétation forestière bien dense semble

utiliser l'eau environ au même taux quelle que soit l'espèce impliquée. Federer (1978), mentionne qu'il n'est ni utile ni nécessaire de spécifier jusqu'à l'espèce forestière, pour les études hydrologiques régionales. Partant de ceci et puisque les espèces forestières mentionnées dans les articles retenus constituaient des forêts, nous n'avons pas différencié entre espèces, nous contentant des classes générales feuillus et résineux.

En comparant les tableaux 5.5 et 5.7, nous observons que la classe commune est représentée par les forêts conifériennes et que les classes culturelles du tableau 5.5 sont plus précises que celles du tableau 5.7.

En attribuant à ces classes des valeurs représentatives de hauteur, d'indice foliaire et de profondeur racinaire (tableau 5.8), on remarque qu'il s'en dégage des gradients: de la classe "herbe" à la "forêt tropicale", ces 3 paramètres augmentent globalement graduellement. Les classes d'occupation du sol dérivées de la littérature sont ici paramétrisables au point de vue hydrologique et définissent ainsi des classes, importantes à considérer dans toute étude hydrologique applicable à l'échelle régionale.

Tableau 5.8

Paramétrisation des classes de niveau 1 dérivées de la littérature.

Type végétal	$\alpha$	h(m)	IF	$z_r$ (m)
herbes	0,15-0,25	0,1-0,4	2,0-3,0	0,5-1,0
prairies	0,1-0,25	0,4-0,7	3,0	2,0
cultures	0,15-0,25	0,1-1,5	2,0-2,8	0,3-3,0
forêt de feuillus	0,12(été) 0,18(hiver)	8+	4,0	3,0+
forêt de conifères	0,1-0,15	8+	8,0	3,0+
forêt tropicale	0,13	20+	5,0	6,0+

### 5.1.3 classes non-végétales:

Puisque l'occupation du sol est susceptible de comporter également des surfaces non-végétales, il est essentiel ici de classer ces surfaces et de les quantifier pour pouvoir les intégrer justement à la modélisation hydrologique. Les surfaces non-végétales peuvent l'être d'origine naturelle ou suite à l'action de l'homme. Cette précision permettra de distinguer les zones rurales des zones urbaines, qui sont hydrologiquement différentes.

Contrairement à ce qui fut le cas chez les classes végétales, la paramétrisation hydrologique des classes non-végétales repose sur des entités dont l'importance hydrologique est facilement concevable, non secondées par des valeurs hydrologiques calculées ou mesurées d'évaporation; malgré l'importance de l'albédo et de l'épaisseur de rugosité dont il a été question précédemment, il appert que le pourcentage d'imperméabilité soit le paramètre dont l'incidence hydrologique soit la plus directe et importante.

Nous avons donc quantifié au tableau 5.9 les paramètres descriptifs les plus répandus de quelques-unes de ces surfaces, soient l'albédo, l'épaisseur de rugosité et le pourcentage d'imperméabilité (%IMP), à l'échelle régionale.

Tableau 5.9

Paramétrisation des classes non-végétales.

type de surface	$\alpha$	$z_0$ (m)	%IMP
non-végétale naturelle:			
affleurement rocheux	0,05-0,35	0,002	90
glace	0,3-0,4	0,001	90
sols nus	0,05-0,45	0,002	0
neige	0,35-0,90	0,002	0
plans d'eau	0,04-0,08	0,01-0,06	0
non-végétale non-natur.:			
villes à édifices élevés	0,05-0,20	165	90
résidentiel multi-famil.	0,15	1,25	50
résidentiel uni-familial	0,10	0,125	40

Peu de données sont présentes dans la littérature concernant les caractéristiques hydrologiques des types d'occupation du sol non-végétaux. Jackson *et al.* (1975) ont publié des valeurs de pourcentages d'imperméabilité (contenues au tableau 5.9) pour certaines zones urbaines, constituant l'essentiel des données en ce domaine, et ne couvrant pas malheureusement les types d'occupation du sol urbains. Il est ici suggéré de classer au niveau régional les classes non-végétales en fonction principalement du pourcentage d'imperméabilité. Cependant, le petit volume de données ne permet pas de présenter un tableau de classes non-végétales préconisées, caractérisées en fonction d'un gradient uniforme de ce paramètre. Il est donc préconisé d'affecter aux classes non-végétales utilisées, des valeurs de pourcentage d'imperméabilité établies quantitativement de façon relative à celles mentionnées au tableau 5.9.

## **5.2 classes proposées au niveau local:**

A l'échelle locale, il s'avère important de tenir compte de certains paramètres précis non-pertinents à l'échelle régionale. Nous conservons la même structure que précédemment en fonction du caractère végétal des types d'occupation du sol.

### **5.2.1 classes végétales:**

Afin d'affiner la classification du tableau 5.8 à une échelle locale, nous avons porté en graphique les valeurs de différentes entités hydrologiques trouvées dans la littérature pour plusieurs espèces végétales (surtout agricoles). La figure 5.2 présente les valeurs d'ETR durant une saison de croissance fournies principalement d'après Doorenbos et Pruitt (1975). On peut facilement y regrouper les classes "herbe", "céréales à petits grains", "cultures maraîchères", "cultures fourragères" et la classe "grandes cultures" qui comprend la canne à sucre, le café, le cacao, etc... Ces classes définissent en plus un gradient d'ETR, gradient augmentant de l'"herbe" aux "grandes cultures". La figure 5.3, elle, représente des profondeurs racinaires données par Doorenbos et Pruitt (1975) et (1977). La ségrégation en classes végétales y est moins évidente, mais on y retrouve quand même un gradient chez les profondeurs racinaires, celles-ci augmentant graduellement des "cultures maraîchères", en passant par les "céréales à petits grains", les "cultures fourragères" jusqu'aux "grandes cultures".

FIGURE 5.2: Valeurs d'ETR pour une saison de croissance

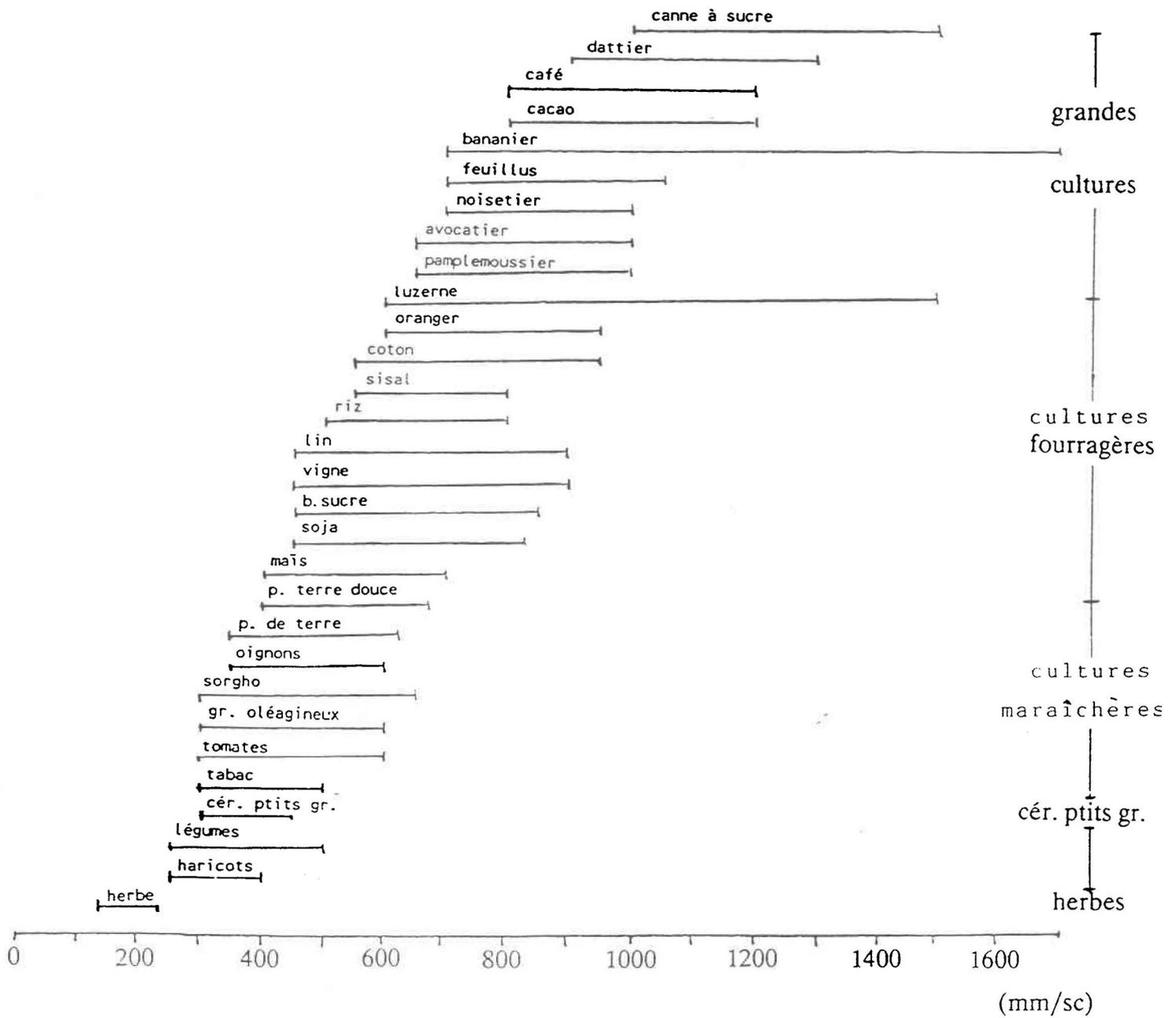
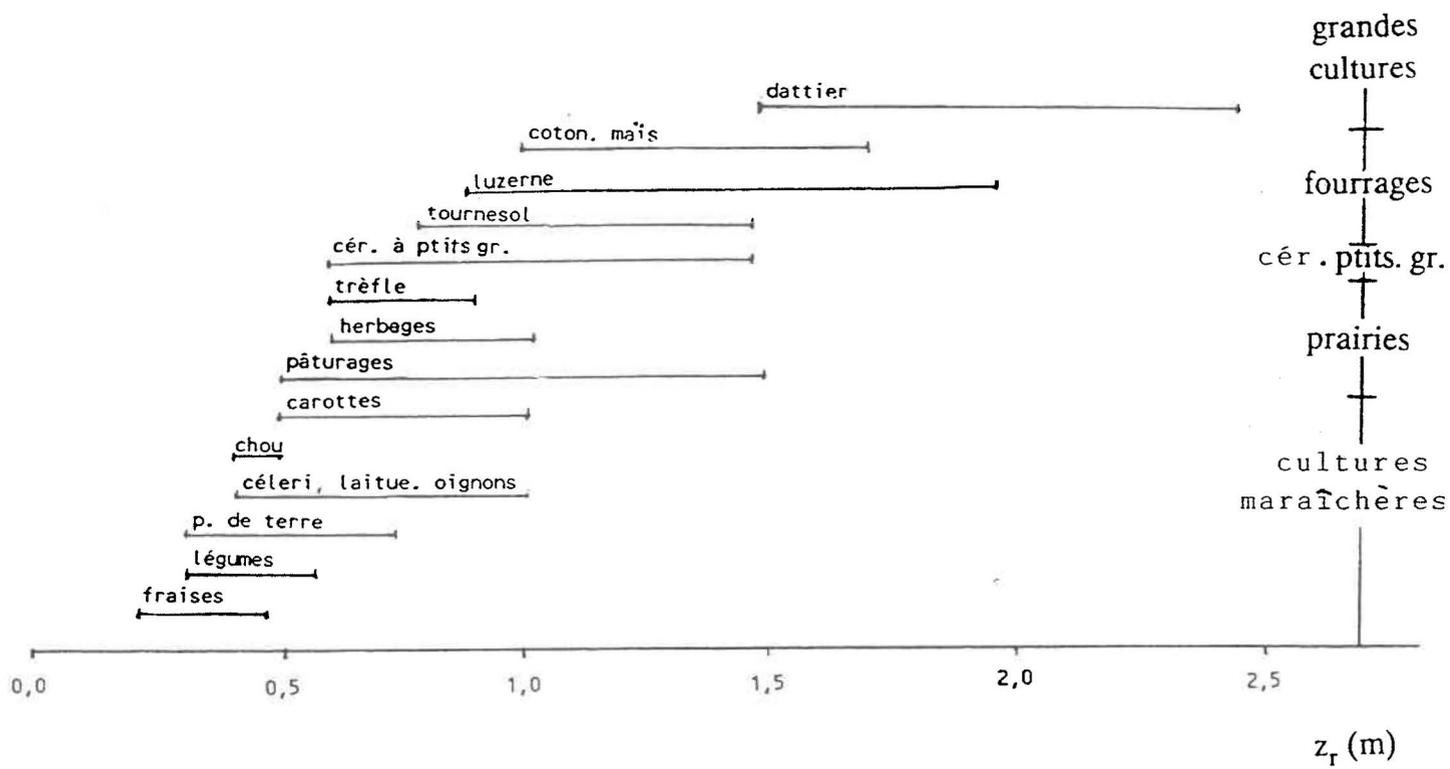


FIGURE 5.3: Valeurs des profondeurs racinaires de différents couverts végétaux



Légende: cér. ptits gr. = céréales à petits grains  
p. de terre = pomme de terre

On a porté sur la figure 5.4 les valeurs du paramètre "p" de Doorenbos et Pruitt (1977). Ce paramètre représente "la fraction de l'eau du sol disponible permettant une évapotranspiration non-restreinte" (Doorenbos et Pruitt, 1977). On a quantifié au tableau 5.10, en fonction de ce "p" les classes culturales qui s'en dégagent:

FIGURE 5.4: Valeurs du paramètre "p" de Doorenbos et Pruitt (1977)

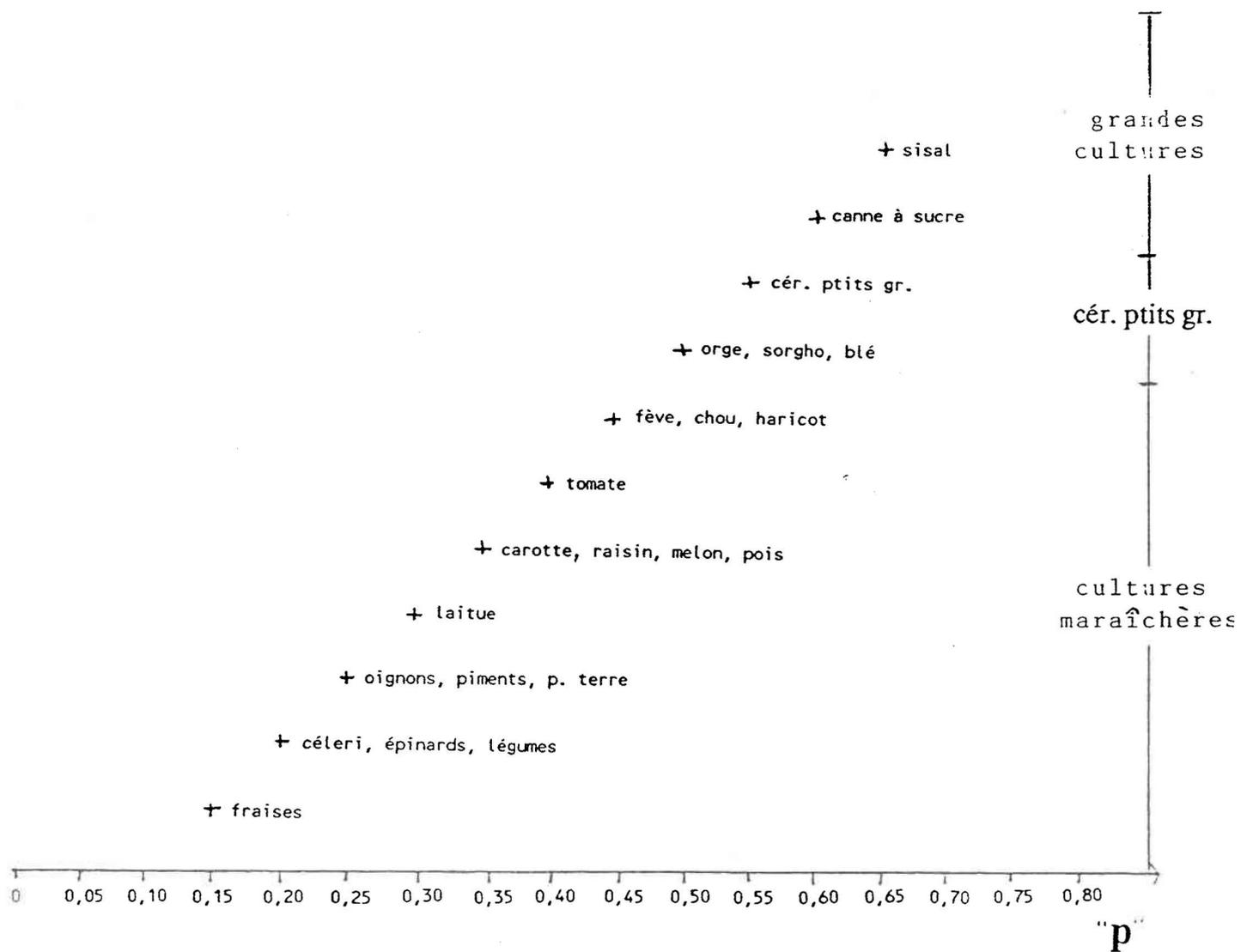


Tableau 5.10

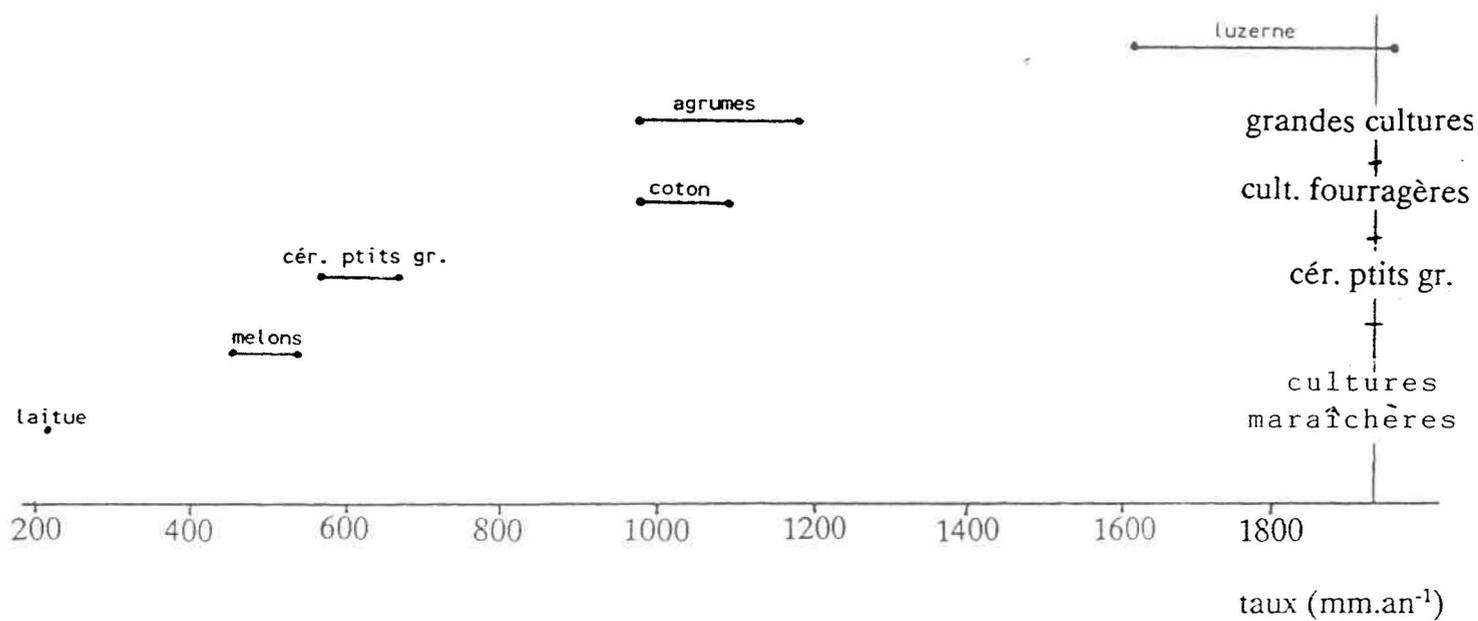
Paramétrisation des classes culturales se dégageant de la figure 5.4.

type végétal	valeurs de "p"
cultures maraîchères	0,20-0,50
céréales à petits grains	0,55-0,60
cultures fourragères	absence de données
grandes cultures	0,65-0,80

Ces classes culturales présentent donc un gradient fonction du paramètre "p", gradient établi dans le même sens que celui des valeurs d'ETR et de profondeur racinaire.

La figure 5.5 présente les valeurs du taux d'utilisation de l'eau pour des cultures irriguées, d'après Raymond (1985). Malgré le peu de données, on y distingue les mêmes classes que plus haut (cultures maraîchères, à petits grains, fourragères et grandes cultures).

FIGURE 5.5 : taux d'utilisation de l'eau pour  
des cultures irriguées



Les classes végétales se dégageant des figures 5.2 à 5.5 sont toujours les mêmes, et témoignent de gradients hydrologiques (ETR/sc,  $z_r$ , etc...). De par leur spécificité, elles ajoutent une dimension spatiale supplémentaire à la classification régionale du tableau 5.8 précédent. Nous avons quantifié ces classes applicables à l'échelle locale à l'aide des mêmes paramètres hydrologiques que pour les classes développées au niveau régional. Le tableau 5.11 présente ces valeurs d'albédo ( $\alpha$ ), de hauteur (h), d'indice foliaire (IF) et de profondeur racinaire ( $z_r$ ) étant associées aux classes hydrologiques d'application locale:

Tableau 5.11

Paramétrisation des classes de niveau 2.

type végétal		$\alpha$	h(m)	IF	$z_r$ (m)
niveau 1	niveau 2				
herbes	courtes	0,15-0,25	0,0-0,1	2,0	0,5-0,8
	longues	0,15-0,25	0,1-0,4	3,0	0,8-1,0
cultures	marâchères	0,15-0,25	0,1-0,5	2,8	0,3-0,9
	à petits grains	0,25	0,5-1,0	2,0	0,9-1,5
	fourragères	0,15-0,25	1,0-1,5	2,5	1,0-2,0
	grandes cultures	0,18	1,5+	2,5+	2,0-3,0

Notre division des cultures à petits grains (blé, orge, avoine, seigle, mil, sorgho, etc...), cultures fourragères (luzerne, maïs, soja, lin, sisal, colza, etc...) et des grandes cultures (cacao, café, canne à sucre, etc...) est corroborée par Jensen (1968) qui les distingue, lui, en fonction du rapport ETR/ETP (tableau 5.12):

Tableau 5.12

Valeurs du rapport ETR/ETP selon Jensen (1968).

type de culture	Rapport ETR/ETP
à petits grains	0,88
fourragères	0,65
grandes cultures	0,55

Donc, à partir de caractéristiques hydrologiques telles l'évapotranspiration, la profondeur racinaire, etc..., on reconnaît des types végétaux ayant des comportements et caractéristiques hydrologiques quantitativement différents.

La paramétrisation des classes végétales d'application locale jusqu'ici effectuée est applicable aux études hydrologiques locales, mais ne considère que le bilan atmosphérique. L'application de cette classification hydrologique aux études locales nécessite des paramètres supplémentaires. Ce sont donc ceux relatifs au bilan vertical dans le sol utilisés dans le modèle AGRITEL et décrits à la section 3.1.4 que nous utiliserons ici.

Weaver (1926) et Doorenbos et Pruitt (1975) sont les principales sources qui nous ont été utiles pour quantifier  $z_v$  (profondeur atteinte par les racines quand le système racinaire est pleinement développé en surface),  $z_s$  (profondeur maximale à laquelle la végétation peut pomper l'eau à un taux égal à  $C_0$ ),  $z_p$  (profondeur maximale du système racinaire à maturité) et  $C_0$  (fraction maximale du contenu en eau relatif à la capacité au champ utile à la végétation). Le tableau 5.13 présente les valeurs de ces paramètres du bilan vertical dans le sol pour chacune des classes hydrologiques végétales applicables à l'échelle locale.

Tableau 5.13

Paramétrisation des classes végétales d'application locale en fonction du bilan vertical dans le sol.

type de surface		$z_p$ (m)	$z_v$ (m)	$z_s$ (m)	$C_o$
niveau 1	niveau 2				
herbes	courtes	0,5-0,8	0,5	0,25	0,9
	longues	0,8-1,0	0,6	0,3	0,9
cultures	maraîchères	0,3-0,9	0,1-0,6	0,1-0,3	0,9
	à petits grains	0,0-1,5	0,6-1,0	0,3-0,5	0,9
	fourragères	1,0-2,0	0,7-0,8	0,3-0,4	0,9
	grandes cultures	2,0-3,0	1,3-2,0	0,5-0,7	0,9

La quantification ici effectuée fixe les caractéristiques de la végétation au maximum de leur développement. Cependant, ces caractéristiques varient durant l'année et il est légitime de s'interroger sur l'influence de telles variations sur le bilan hydrologique.

Nous avons terminé ici la paramétrisation hydrologique et la quantification des types d'occupation du sol végétaux pour leur application à des études locales et régionales. Il faut cependant être prudents dans la délimitation quantitative des classes. Par exemple, il serait malaisé de vouloir affiner encore plus la classification en se basant sur la profondeur racinaire. Ce paramètre semble être plus souvent contrôlé par les caractéristiques du sol que par celles de la plante elle-même. Par ailleurs, l'albédo semble avoir une influence peu déterminante sur les valeurs d'évapotranspiration. Les paramètres les plus directement impliqués dans les bilans d'ETR sont la hauteur, l'indice foliaire et la profondeur racinaire.

Il est évident que nous n'avons pas pu tenir compte de tous les stades végétaux. Ainsi, la végétation ligneuse, avant de se constituer en peuplement forestier verra se modifier ses caractéristiques hydrologiques de hauteur, d'indice foliaire et de profondeur racinaire. Nous laissons à l'utilisateur, à partir des valeurs moyennes fournies, la liberté de paramétrer ces "inter-classes" qui pourraient se présenter.

### **5.2.2 classes non-végétales:**

Il ne semble pas nécessaire de caractériser plus explicitement que nous l'avons fait au niveau régional, les surfaces non-végétales naturelles ou non-naturelles pour leur application à l'échelle locale. L'augmentation de résolution au sol ne motive pas d'analyse plus poussée du comportement hydrologique de ce type d'occupation du sol.

### **5.3 synthèse:**

Nous avons donc défini, à partir de données provenant de la littérature, des classes végétales et non-végétales hydrologiquement significatives et paramétrisables à l'aide d'entités hydrologiques simples, aux échelles locale et régionale. Le tableau 5.14 se veut une synthèse globale de ces classes et de leur quantification hydrologique. Les chiffres qui y sont mentionnés sont des valeurs moyennes caractéristiques des classes retenues, mais leurs limites pourront varier en fonction de l'espèce, du type de sol, des conditions hydriques, etc.... Ils constituent quand même une description hydrologique typique de chacune des classes.

Tableau 5.14

Synthèse des classes végétales et des paramètres hydrologiques proposés en vue de la modélisation hydrologique

Classes végétales niveau 1:	$\alpha$	h(m)	IF	$z_r$ (m)			
herbes	0,2	0,2	2,5	0,65			
prairies/pâturages	0,175	0,55	3,0	2,0			
cultures	0,2	0,8	2,4	1,65			
friches	0,2	1,5	3,0	1,8			
forêt de feuillus	0,12(h) 0,18(é)	8,0+	4,0	3,0+			
forêt de conifères	0,125	8,0+	8,0	3,0+			
niveau 2:					$z_v$ (m)	$z_s$ (m)	Co
herbe courte	0,2	0,05	2,0	0,65	0,5	0,25	0,9
herbe longue	0,2	0,25	3,0	0,9	0,6	0,3	0,9
cult. maraîchères	0,2	0,3	2,8	0,6	0,4	0,2	0,9
cult. petits grains	0,25	0,75	2,0	1,2	0,8	0,4	0,9
cult. fourragères	0,2	1,25	2,5	1,5	0,8	0,4	0,9
grandes cultures	0,18	1,5+	2,5+	2,5	1,7	0,6	0,9

Tableau 5.14 (suite)

Classes non-végétales naturelles:	$\alpha$	$z_0$ (m)	%IMP
affleurements rocheux	0,05-0,35	0,002	90
glace	0,3-0,4	0,001	90
sols nus	0,05-0,45	0,002	0
neige	0,35-0,9	0,002	0
eau	0,04-0,08	0,01-0,06	0
non-naturelles:			
hauts édifices	0,05-0,2	165	90
commerc./indust./transp.	a.d.	a.d.	90
résidentiel multi-familial	0,15	1,25	50
résidentiel uni-familial	0,10	0,125	40

(a.d.: absence de données)

Cette variété de classes ne renferme pas tous les types d'occupation du territoire, mais les principales rencontrées en climat tempéré. L'absence de certaines classes est surtout occasionné par le manque de données quantitatives relativement aux paramètres hydrologiques ( $\alpha$ , h, IF,  $z_r$ , %IMP). Ainsi, les marécages n'y figurent pas. On peut cependant deviner leur albédo compris entre celui de l'eau et de l'herbe courte, leur hauteur et leur indice foliaire semblables à ceux de l'herbe courte; les zones d'extraction (carrières, mines à ciel ouvert, etc...) peuvent elles être comparées aux affleurements rocheux en ce qui a trait à l'albédo et au pourcentage d'imperméabilité. L'épaisseur de rugosité pourra cependant y être différente selon que la surface est plus ou moins irrégulière.

Il est donc possible d'adapter hydrologiquement les niveaux 1 et 2 de la classification fédérale canadienne et de la classification d'Anderson en fonction de ce qui a été dit à la section 4.4, et à l'aide de la paramétrisation donnée ici. De même, la classification conventionnelle américaine du USGS, possédant des classes presque semblables à celles préconisées ici, la rend facilement paramétrisable et ainsi applicable aux études hydrologiques. Ces trois classifications nord-américaines ont donc un potentiel d'application hydrologique et peuvent être restructurées pour servir à des études hydrologiques régionales.

Les classes du HEC recourent certaines de celles quantifiées ici, mais d'autres sont trop imprécises pour pouvoir être caractérisées mathématiquement. Celles de Trolier, plus concises seraient quantifiables et utilisables dans une approche hydrologique et bénéficieraient d'une restructuration.

Certains modèles hydrologiques utilisent certains de ces paramètres que nous retenons comme étant caractéristiques des types d'occupation du sol. L'annexe B en présente quelques-uns.

#### **5.4 considérations au niveau global:**

L'avancement de la recherche à l'échelle globale ne permet pas encore la détermination de classes hydrologiques quantifiables. Cette section se veut une présentation du rôle que jouent la végétation et les autres types d'occupation du territoire dans la circulation générale de l'atmosphère, et des paramètres qui y sont impliqués.

Les échanges hydrologiques à l'échelle globale sont saisonniers et géographiquement variables: en hiver, les surfaces continentales sont des puits d'humidité atmosphérique prise des océans, tandis qu'en été, quand l'advection thermique est le principal mécanisme de précipitations, la diminution de l'humidité du sol par évaporation et transpiration transforme les continents en sources d'eau atmosphérique (Eagleson, 1986).

Les Modèles de Circulation Globale (MCG) sont utilisés depuis quelques années pour calculer la réponse de l'atmosphère à des changements dans les conditions de surface du sol. Ils sont basés sur des équations thermodynamiques pour l'atmosphère et les océans. Dans presque tous les GCM, les flux de radiation, de chaleur et de masse à travers les basses couches de l'atmosphère sont traités comme des processus indépendants. La végétation est une condition limite prescrite dans ces modèles, mais cette prescription ne tient pas compte de la synergie existant entre le

climat, le sol et la végétation, qui détermine des paramètres comme la densité du canopé, le type de canopé, l'albédo et l'utilisation de l'eau (Eagleson, 1986).

Les MCG tiennent compte de l'ABL (Atmospheric Boundary Layer), qui est la couche de l'atmosphère parfaitement bien mélangée au-dessus d'une surface mince négligeable (type d'occupation du sol) (Brutsaert, 1986). L'épaisseur de l'ABL est de l'ordre du kilomètre et des dizaines de kilomètres dans le sens du vent sont parcourues avant qu'un signal de surface se propage pleinement jusqu'à son sommet (Brutsaert, 1986).

L'échelle de temps qui lui est attribuée est de l'ordre de 30 à 60 minutes parce qu'on doit tenir compte du cycle diurne de l'atmosphère et de la turbulence. Les flux au sommet de cette couche sont fonction de la rugosité de la surface sous-jacente et de sa résistance de surface, ce qui donne à ces deux paramètres une application généralisée aux processus hydrologiques de toutes les échelles spatiales planétaires (locale, régionale et globale).

On ne saisit pas encore tout à fait (Brutsaert, 1986) les flux dérivés au-dessus de terrains plats avec de petites valeurs de  $z_0$ , ceux au-dessus d'une végétation haute et encore moins au-dessus de terrains accidentés. On reconnaît toutefois devoir considérer pour le calcul des flux dans l'ABL, des composantes du paysage suisse: des collines de 100 m espacées de 1 km procurent une épaisseur de rugosité ( $z_0$ ) de 3,8 m et une hauteur de déplacement du plan de référence ( $d$ ) de 46 m (Brutsaert, 1986), valeurs évidemment non-négligeables.

Mintz (1984) a montré que lorsque la disponibilité en eau du sol d'une surface et son albédo sont modifiés, il s'ensuit des changements dans les précipitations, les

températures et le patron de circulation général de l'atmosphère. Il a de plus été démontré qu'une modification de la rugosité de surface altérerait la convergence du transport de vapeur d'eau horizontal dans la couche limite atmosphérique et produisait de grandes variations dans la distribution des précipitations convectives (Sellers, 1986).

L'ordre de grandeur d'un couvert forestier pouvant exercer un effet sur les cycles énergétique et hydrologique de la couche atmosphérique est de l'ordre du  $\text{km}^2$  grâce à l'effet oasis (Choisnel, 1985). Il est donc important de tenir compte des couverts végétaux même peu étendus dans le cadre des études hydrologiques globales.

Eagleson (1986) mentionne en outre l'importance de la distinction entre végétation décidue et coniférienne dans les modèles globaux.

La plupart des modèles de circulation générale existant calculent l'ETP par une formulation qui est appropriée pour l'évaporation d'une surface d'eau libre, mais non pour une surface végétale (et particulièrement pas pour une végétation forestière) et donc ne tiennent pas compte de l'influence de la végétation sur les transferts d'eau et d'énergie à l'atmosphère.

Récemment, on a vu se développer des modèles tenant compte de la végétation. Ainsi, le modèle BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) (Dickinson, *et al.*, 1986) et le SiB (Sellers *et al.*, 1986) sont des modèles globaux qui généralisent les formules de transfert aérodynamique habituellement utilisées dans les MCG, pour tenir compte de la présence de surfaces multiples, c'est-à-dire sol et canopé. Des coefficients de résistance aérodynamique y sont calculés pour les canopés, en fonction de la hauteur de référence à laquelle sont disponibles les variables atmosphériques, et de la

rugosité de surface ( $z_0$ ). Le modèle de l'Institut d'Etudes Spatiales Goddard (GIS) tient compte, lui, en plus de l'épaisseur de rugosité, de l'albédo des surfaces végétales.

Nous n'avons rencontré aucun modèle de circulation globale tenant compte des caractéristiques hydrologiques des surfaces non-végétales. Celles-ci ayant un rôle moins dynamique que les surfaces végétales en hydrologie, il semble suffisant et satisfaisant de les paramétrer de façon identique aux études régionales. Malgré le fait qu'elles n'évapotranspirent pas, leur albédo, leur pourcentage d'imperméabilité, la hauteur de leurs obstacles (dans le cas de zones urbaines) et conséquemment l'épaisseur de rugosité et la hauteur de déplacement du plan de référence générées sont susceptibles de manifester leur influence à la circulation générale de l'atmosphère.

On retrouve donc, comme paramètres hydrologiques végétaux à retenir au niveau global, l'épaisseur de rugosité ( $z_0$ ), et la hauteur de déplacement du plan de référence ( $d$ ) (deux paramètres fonction de la hauteur des obstacles), la résistance de surface ( $r_c$  dans le cas de surfaces végétales), ainsi que l'albédo. Ce sont tous des paramètres qui ont été retenus précédemment pour leur application à la modélisation des échelles spatiales locale et régionale. La pertinence de ces choix est ici associée à l'avantage d'une paramétrisation quasi-uniforme quelle que soit l'échelle spatiale considérée.

Le chapitre suivant permettra de quantifier les impacts hydrologiques des différentes classes végétales ici proposées.

## 6-DÉTERMINATION DE L'INFLUENCE HYDROLOGIQUE DES CLASSES VÉGÉTALES PROPOSÉES

Afin de mieux cerner l'impact hydrologique des classes hydrologiques préconisées, nous avons calculé les différences d'évapotranspiration générées par les différentes classes végétales à l'aide de la formule de Penman.

On a choisi cette dernière parce que c'est celle qui renferme le plus de paramètres descriptifs des végétaux ( $\alpha$ , h, d) et dont on peut s'attendre à ce qu'elle traduise le mieux les influences hydrologiques des classes végétales. Nous avons utilisé la formulation déjà mentionnée au chapitre 3, selon laquelle:

$$ETP = \left( \frac{Rn + \gamma Ea}{\Delta + \gamma} \right) \times \frac{10^{-3}}{Le}$$

où:  $Rn = (1-\alpha)Rg - \sigma Ta^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{h_r e_s}) (0,1 + 0,9h/H)$

et  $Ea = \frac{86400 \cdot \rho \cdot c_p \cdot k^2 \cdot u_{za} \cdot (1-h_r) \cdot e_s}{\ln((z_a-d)/z_0) \cdot \ln((z_a-d)/z_{0v})}$

$\Delta$  = pente de pression de vapeur à saturation à la température  $Ta$  ( $mb \cdot k^{-1}$ )

$Rn$  = rayonnement solaire net ( $J \cdot m^{-2} \cdot j^{-1}$ )

$\alpha$  = albédo

$Rg$  = rayonnement solaire global journalier ( $J \cdot m^{-2} \cdot j^{-1}$ )

$\sigma$  = constante de Stephan-Boltzman ( $4,8986 \times 10^{-3} j \cdot m^{-2} \cdot k^{-1} \cdot j^{-1}$ )

$Ta$  = température moyenne journalière de l'air ( $^{\circ}K$ )

$h_r$  = humidité relative (%)

$e_s$  = pression de vapeur à saturation pour l'eau à la température  $T_a$  (mb)

$h$  = heures d'ensoleillement (hre)

$Le$  = chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $2,466 \times 10^6 \text{ J.kg}^{-1}$ )

$H$  = longueur du jour (hre)

$\gamma$  = constante psychrométrique ( $0,6638 \text{ mb.k}^{-1}$ )

$E_a$  = terme représentant le pouvoir évaporant de l'air ( $\text{J.m}^{-2}.\text{j}^{-1}.\text{mb.k}^{-1}$ )

$\rho$  = densité de l'air ( $1,2923 \text{ kg.m}^{-3}$ )

$c_p$  = chaleur spécifique de l'air ( $1005 \text{ j.kg}^{-1}.\text{k}^{-1}$ )

$k$  = constante de von Karman (0,4)

$u_{z_a}$  = vitesse du vent à la hauteur  $z_a$  ( $\text{m.s}^{-1}$ )

$z_a$  = niveau de référence (m)

$d$  = hauteur de déplacement du plan de référence ( $0.7 \times$  hauteur du couvert végétal (m))

$z_0$  = rugosité de surface pour le transport de moment (m)

$z_{0v}$  = rugosité de surface pour le transport de vapeur d'eau (m)

Nous avons effectué une correction de la vitesse du vent au-dessus des couverts végétaux, pour tenir compte plus précisément des caractéristiques aérodynamiques de chacun, selon laquelle:

$$u_{z_a} = u \times \left( \frac{\log_{10} (z_a/z_0)}{\log_{10} (z_n/z_0)} \right)$$

où:  $u_{z_a}$  = vitesse du vent corrigée

$z_n$  = hauteur à laquelle sont prises les mesures de vent (10 m)

Les valeurs des paramètres végétaux utilisés sont présentées au tableau 6.1 pour chacune des classes:

Tableau 6.1

Valeurs des paramètres végétaux utilisés

Classe	$\alpha$	d(m)	h(m)	$z_0$	$z_a$	$z_{0v}$
herbe courte	0,2	0,035	0,05	0,0019	2,035	0,00039
herbe longue	0,2	0,175	0,25	0,0098	2,175	0,00195
prairies et pâturages	0,2	0,36	0,55	0,0247	2,36	0,00494
cultures maraîchères	0,2	0,21	0,3	0,0117	2,21	0,00234
cultures à petits grains	0,25	0,525	0,75	0,0293	2,525	0,00585
cultures fourragères	0,2	0,875	1,25	0,0488	2,875	0,00975
grandes cultures	0,18	1,05	1,5	0,0585	3,05	0,0117
friches	0,2	1,05	1,5	0,0585	3,05	0,0117
forêts de feuillus	0,18	5,6	8,0	0,312	7,6	0,0624
forêts de conifères	0,125	5,6	8,0	0,312	7,6	0,0624

( $\alpha$  et h proviennent du tableau 5.14)

Les valeurs des paramètres météorologiques sont celles observées à la station météorologique de Saint-Isidore d'Aukland (numéro 7027372) située au sud du bassin versant de la rivière Eaton, au sud de la province de Québec, pour le 15 juillet 1975. Cette date fut choisie parce que les types végétaux y ont habituellement atteint leur plein développement et les conditions météorologiques sont celles d'un maximum de saison de croissance. Le tableau 6.2 présente ces valeurs prises à une hauteur  $z_n$  de 2 m.

Tableau 6.2

Valeurs des paramètres météorologiques utilisés.

paramètre (unités)	valeur
Rg ( $J.m^{-2}.j^{-1}$ )	24123000
Ta ( $^{\circ}K$ )	+292
$h_r$ (%)	0,55
h (hre)	11,3
H (hre)	15,0

Les résultats issus des calculs sont présentés au tableau 6.3 et illustrés à la figure 6.1:

Tableau 6.3

Valeurs d'ETP calculées à l'aide de la formule de Penman.

Classes	valeurs d'ETP(mm.jr <sup>-1</sup> )
herbe courte	4,06
herbe longue	4,56
cultures maraîchères	4,64
cultures à petits grains	4,89
prairies et pâturages	5,07
cultures fourragères	5,74
friches	5,98
grandes cultures	6,11
forêts de feuillus	12,87
forêts de conifères	13,23

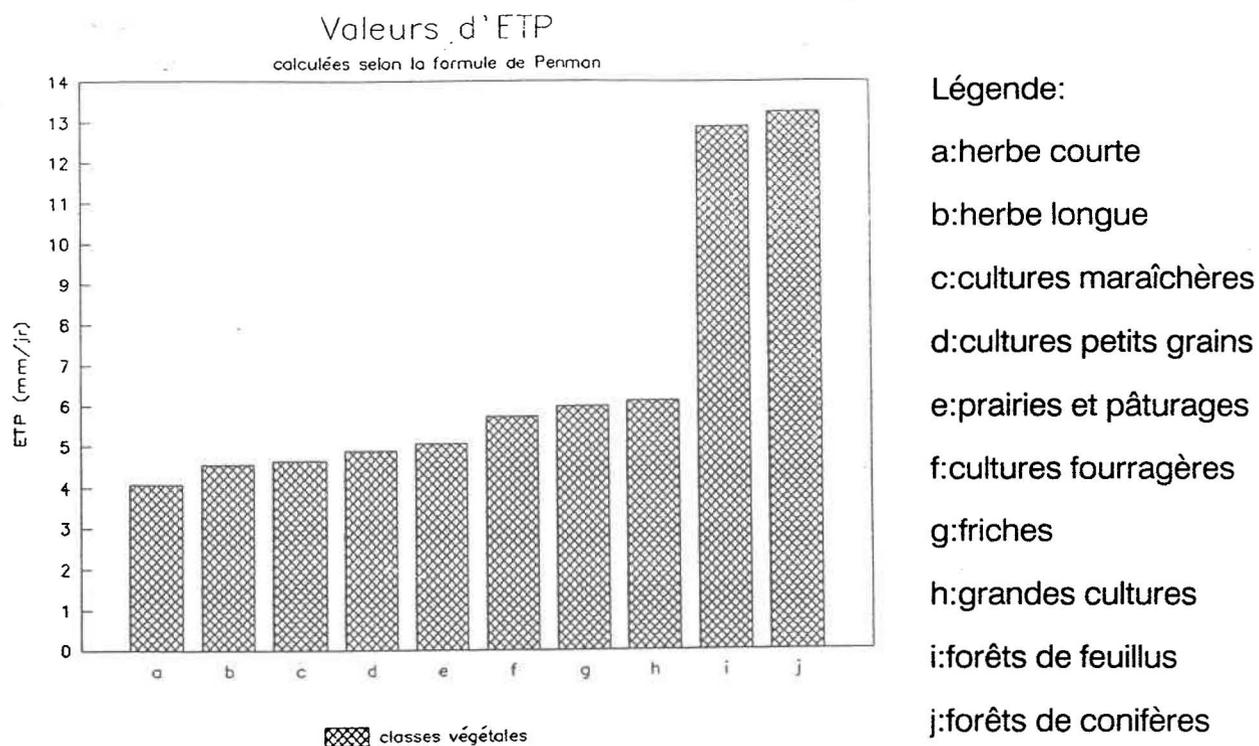


Fig. 6.1: valeurs d'ETP calculées par la formule de Penman ( $\text{mm.jr}^{-1}$ )

On remarque à la figure 6.1 un gradient général d'ETP augmentant de la classe "herbe" aux classes forestières. Les valeurs élevées des évapotranspirations des couverts forestiers sont probablement surestimées: le couvert forestier pouvant être réduit à une surface humide extrêmement rugueuse se comportant comme un thermomètre humide parfait, l'évapotranspiration tend à être estimée seulement en fonction des échanges convectifs. Or, selon Thom et Oliver (1977), la formule de Penman privilégie l'importance du rayonnement au détriment des échanges convectifs. Ainsi, l'adaptation de la formule de Penman aux couverts végétaux élevés n'est encore qu'un outil d'approximation des valeurs d'évapotranspiration.

Les résultats obtenus témoignent globalement du caractère distinct des principales classes hydrologiques préconisées ici et ne servent qu'à quantifier et illustrer

hydrologiquement cette classification. Les classes proposées au tableau 5.14 ont donc un impact significatif sur l'ensemble des processus hydrologiques, par le biais, entre autres, de l'évapotranspiration.

Considérant comme représentatives les valeurs des paramètres utilisés, on peut affirmer que les classes précédemment recommandées (chap. 5) correspondent effectivement à une réalité hydrologique, puisque la figure 6.1 témoigne d'un gradient d'ETP en fonction de ces mêmes classes. De plus, les calculs effectués renforcent le choix de classes en les quantifiant par rapport à l'évapotranspiration. La croissance des valeurs d'eau évapotranspirée de l'"herbe courte" aux "forêts conifériennes" respecte l'ordre établi et préconisé auparavant.

Pour deux petits bassins versants dont l'un serait recouvert par exemple uniquement d'herbe et le second de forêts, on peut s'attendre, d'après les résultats ici obtenus avec la formule de Penman, à une évapotranspiration, pour le premier, inférieure d'un facteur 4 (voir tableau 6.3) à celle produite par le second. Sur une période annuelle, de telles différences représenteraient un volume d'eau important et donc mériteraient d'être considérées.

Si les formules d'évapotranspiration tenaient compte plus précisément des paramètres végétaux, on pourrait générer, pour chaque classe végétale ici proposées, des valeurs d'ETP ou d'ETR différentes les unes des autres. Or, il faudrait déterminer si de telles formules seraient utiles, c'est-à-dire si elles permettraient effectivement d'ajouter de la précision aux calculs, compte tenu des nombreuses imprécisions reliées à tous les autres calculs impliqués dans le bilan hydrologique d'un bassin versant.

Les résultats calculés ici sont représentatifs d'une période de l'année (la saison de croissance) et d'une seule composante du bilan hydrologique (l'ETP). Il faudra s'attendre à des résultats d'évapotranspiration différents en calculant l'ETP pour une saison différente. En hiver, alors que l'albédo des feuillus passe de 0,18 à 0,12, la valeur d'ETP calculée sera nécessairement inférieure. Il y aura de plus, parallèlement à la diminution d'ETP, une influence de la diminution de l'indice foliaire des feuillus sur d'autres composantes du bilan hydrologique dont l'accumulation d'eau, l'interception par les feuilles, l'évolution du stock de neige et la fonte de la neige (les feuilles tombées produisent une modification du bilan radiatif de la neige au sol).

Le chapitre qui suit fait état des informations que peut nous fournir la télédétection en regard des paramètres descriptifs des différents types d'occupation du sol.

## 7- APPORTS DE LA TÉLÉDÉTECTION

### **7.1 théorie générale:**

Les méthodes manuelles et traditionnelles pour l'identification des classes d'utilisation du territoire sont coûteuses et laborieuses. Par exemple, la pratique générale de délimitation et de quantification des détails de l'occupation du sol avec des photos aériennes ou des cartes procure habituellement l'information adéquate, mais a la restriction d'une validité temporelle limitée (Srinivas, 1986). D'autres techniques plus modernes et rapides sont aussi efficaces sinon plus; une de ces techniques est la télédétection.

La télédétection consiste à rassembler des données au moyen d'un appareil de perception qui n'est pas en contact avec l'objet perçu et à évaluer les données recueillies. Son intérêt principal est l'apport de la dimension spatiale. Elle permet d'aborder une gamme d'échelles allant de la résolution du pixel à une échelle quelconque obtenue par intégration d'un ensemble de pixels. L'on dispose de différents vecteurs pour l'obtention des données, à savoir: les satellites, les avions de haute altitude, conventionnels ou légers, les fusées et les ballons. La télédétection utilise différentes longueurs d'onde du rayonnement électromagnétique. Les domaines spectraux qu'elle utilise, les longueurs d'onde qui les délimitent et les divers types de récepteurs sont indiqués au tableau 7.1.

Tableau 7.1: caractéristiques du spectre électromagnétique utilisées en télédétection  
(d'après Girard, 1989)

Domaines spectraux	Longueurs d'onde	Appareils de télédétection	
	290 nm (*)		
<i>Ultra violet</i>	400 nm	Scanneur ultra violet	
<i>Visible</i>	700 nm	Photographies noir et blanc, couleur	
			Photographies multispectrales
Proche	900 nm	Infra-rouge noir et blanc	
			couleur
<i>Infra-rouge</i>	Moyen réflectif	1 100 nm	
	Moyen	1 500 nm	
		2 400 nm	
	3 000 nm		
Thermique	5 500 nm	8 000 nm	
	14 000 nm		
<i>Micro-ondes ou hyper-fréquences</i>	K	0,75 cm	Radar S.L.A.R. Scanneur H.F. Radiomètre H.F.
	X	2,4 cm	
	C	3,75 cm	
	S	7,5 cm	
	L	15 cm	
	UHF	30 cm	
	P	100 cm	
	136 cm		

(\*) L'unité internationale des longueurs d'onde est le mètre. Il est recommandé d'employer ses sous-multiples : mm =  $10^{-3}$  m,  $\mu\text{m}$  ou  $\mu$  =  $10^{-6}$  m, nm =  $10^{-9}$  m.

Les domaines spectraux qui contribuent aux renseignements sur les paramètres de surface sont le visible (0,4-0,8  $\mu\text{m}$ ) et le proche infra-rouge (0,8-1,1  $\mu\text{m}$ ) pour l'état de la végétation, l'infra-rouge thermique (8-14  $\mu\text{m}$ ) pour l'état de la végétation et son évapotranspiration, et les micro-ondes passives (ondes centimétriques) pour l'humidité superficielle du sol.

Il existe plusieurs types de satellites dont les satellites d'observation de la Terre, les satellites météorologiques et les satellites géostationnaires. Le tableau 7.2 présente les caractéristiques principales de quelques-uns.

Tableau 7.2

Caractéristiques principales de quelques satellites.

<u>Type de satellite</u>	<u>nom</u>	<u>capteur</u>	<u>longueur d'onde (<u>m</u>)</u>	<u>résolution (<u>m</u>)</u>	<u>fréquence des images (jrs)</u>
Satellite d'observation de la Terre à défilement	LANDSAT 4 et 5	TM1	0,45-0,52	30	16
		TM2	0,53-0,61		
		TM3	0,62-0,69		
		TM4	0,78-0,90		
		TM5	1,57-1,78		
		TM6	10,42 à 11,66		
		TM7	2,1-2,35		
	LANDSAT 1, 2 et 3	MSS1	0,5-0,6	76	18
		MSS2	0,6-0,7		
		MSS3	0,7-0,8		
		MSS4	0,8-1,1		
	SPOT	HRV1	0,5-0,59	20(multi-spectral) 10(panchromatique)	26
		HRV2	0,62-0,68		
		HRV3	0,78-0,88		
météorologique	NOAA6, 7 et 8	AVHRR1	0,58-0,68	1100	0,25
		AVHRR2	0,72-1,1		
		AVHRR3	3,53-3,93		
		AVHRR4	10,3-11,3		
		AVHRR5	11,5-12,5		
géostationnaire	Météosat2	Bande 1	0,4-1,1	VIS:2500 IR:5000	0,5 hre
		Bande 2	5,7-7,1		
		Bande 3	10,5-12,5		

Ce sont les capteurs montés à bord des satellites qui reçoivent et mesurent le rayonnement issu de la couverture du sol. Les capteurs sont caractérisés par leur résolution au sol (dimension de l'objet le plus petit que l'appareil est capable d'appréhender) et leur résolution spectrale (position et largeur de la bande de longueur d'onde mesurée par le capteur).

L'énergie radiante qui atteint le capteur est exprimée en "digital data counts" (d.c.) adimensionnels et de valeurs comprises entre 0 et 255. En utilisant des formules d'étalonnage, on convertit ces valeurs en données physiques ( $\text{Watts.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ ) et ensuite en valeurs de réflectance.

## **7.2 applications à la végétation:**

Les canopés végétaux sont des réflecteurs non-lambertiens, c'est-à-dire que leur luminance est dépendante des angles d'observation ou d'éclairement. Leurs caractéristiques spectrales correspondent approximativement à celles des feuilles, l'effet des tiges pouvant être négligé dans la plupart des cas. La réflectance des feuilles est fonction de trois facteurs fondamentaux: la pigmentation, la structure cellulaire et la teneur en eau (Collet, 1983). Le passage de la réflectance spectrale globale de la feuille à celle d'un couvert végétal (canopé) fait appel à l'utilisation de modèles effectuant une corrélation entre des données de réflectance et des données relatives à la structure de la végétation. Le modèle de base est celui de Kubelka Munk (1931). A partir de celui-ci, ont été développés d'autres modèles tels ceux Duncan *et al.* (1967) et Allen-Richardson (1968). Ces modèles diffèrent par leurs hypothèses et les conditions aux limites qu'ils introduisent, mais ils montrent tous une corrélation entre la réflectance et la structure de la végétation et ont l'aptitude à donner des informations sur la turgescence et la maturation du végétal.

L'étude des relations entre mesures radiométriques et mesures biophysiques du canopé végétal peut être considérée de deux points de vue: par l'approche empirique qui établit des liens statistiques entre les deux genres de mesures ou par

l'approche modélisatrice qui traite des modèles de réflexion directe ou des modèles inverses. Les études empiriques sont nombreuses. Elles considèrent la végétation naturelle et utilise des données de terrain ou satellitaires. La modélisation a surtout été développée pour les cultures, au niveau de la feuille et du canopé.

La figure 7.1 présente les caractéristiques spectrales de la végétation verte en exprimant le pourcentage de réflectance en fonction de la longueur d'onde.

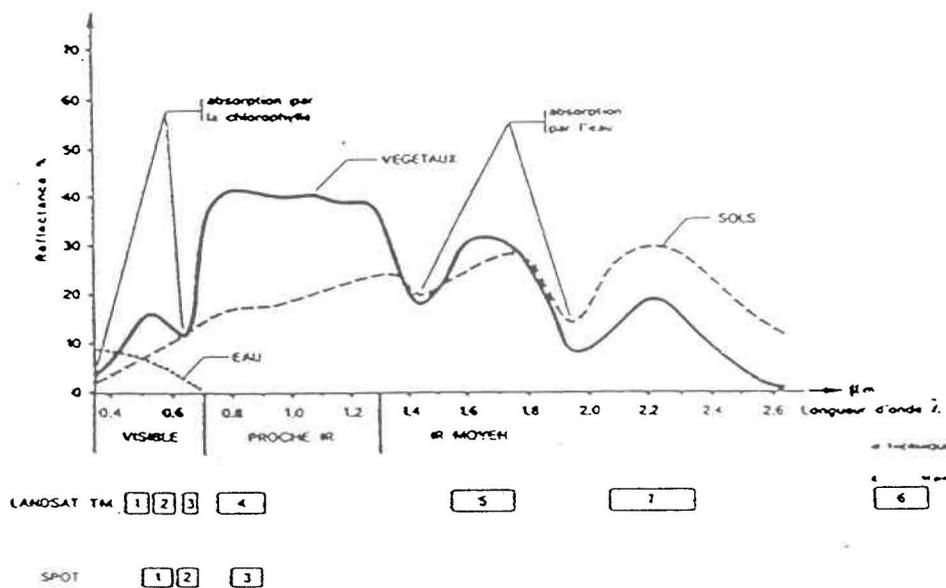


Fig. 7.1: caractéristiques spectrales de la végétation verte et des sols  
(d'après Abednego, 1989)

La réflectance de la végétation est caractérisée par un pic dans le visible, précisément dans la bande verte ( $0,54 \mu\text{m}$ ), par de grandes valeurs de réflectance dans le proche infrarouge (PIR) et dans deux bandes séparées du domaine de l'infrarouge moyen, et par une petite réflectance dans le bleu, le rouge (absorption par la

chlorophylle) et aux environs de 1,4, 1,9 et 2,5  $\mu\text{m}$  (absorption de l'eau par l'atmosphère). Cette figure présente également la réponse spectrale des sols. Les longueurs d'onde permettant une meilleure différenciation de ces deux types d'occupation du sol sont comprises entre 0,7 et 1,3  $\mu\text{m}$  (PIR), où la végétation a une plus grande réflectance et entre 2,0 et 2,6  $\mu\text{m}$ , où ce sont les sols qui présentent la plus grande réflectance.

En corrélant différentes bandes de façon graphique, il est possible de regrouper certaines "classes" définies en fonction de leurs réflectances variées. Ainsi, la figure 7.2 fournit un exemple utilisant les bandes TM 5 et 7 de Landsat.

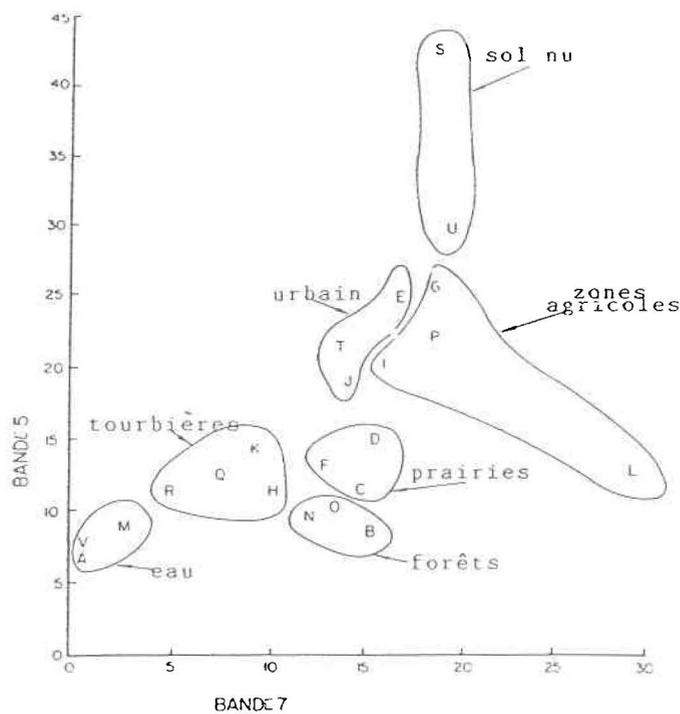


Fig. 7.2: diagramme de dispersion entre les bandes TM 5 et 7 de Landsat  
(adapté d'après Still et Shih, 1985)

D'autres combinaisons de 2 ou n bandes peuvent aussi être utilisées pour obtenir des regroupements différents de ceux illustrés ici.

### 7.3 indices de végétation:

Il est ainsi très vite apparu que la combinaison de différentes bandes spectrales pouvait apporter des informations quantitatives sur l'état des végétaux. La variable agronomique choisie pour caractériser l'état de la végétation est l'indice foliaire, dont la détermination nécessite plusieurs mesures sur le terrain et de nombreux calculs. On a donc tenté de trouver un moyen plus rapide de l'obtenir.

On a ainsi vu surgir de la littérature plusieurs combinaisons de bandes tentant de caractériser le mieux possible le couvert végétal, faisant naître ainsi les indices de végétation (IV), qui sont des mesures quantitatives, basées sur des valeurs digitales et qui tentent de mesurer la biomasse ou la vigueur végétale, et sont donc fortement corrélés avec l'indice foliaire. Le tableau 7.3 dresse la liste des principaux IV utilisés dans la littérature.

Tableau 7.3

Principaux indices de végétation et les formules associées.

Indice	formule de détermination
SVI	$(PIR-R)/k$
RVI	$(PIR/k) \cdot k$
NDVI	$k \cdot ((PIR-R)/(PIR+R))$
TVI	$(NDVI+k)$
PVI	$((0,851 \cdot MSS2) + (0,355 \cdot MSS4) - MSS2)^2 + ((0,355 \cdot MSS2) + (0,148 \cdot MSS4) - MSS4)^2)^{0,5}$
GVI	$-0,290MSS1 - 0,562MSS2 + 0,600MSS3 + 0,491MSS4$

où  $k$  est une constante, PIR et R représentant respectivement les rayonnements électromagnétiques dans le proche infrarouge et le rouge, et MSS4-5-6 et 7 les bandes du capteur MSS des satellites LANDSAT 4 et 5.

Généralement, la valeur des indices de végétation augmente avec le taux de phytomasse. Le modèle exponentiel de Best et Houton (1985) exprime bien ceci par la formule:

$$IV = A \cdot (1 - e^{-B \cdot IF}) \quad (7.1)$$

où A et B sont des coefficients, IV l'indice de végétation et IF l'indice foliaire.

La relation entre indice de végétation et phytomasse dépend de la structure du canopé. Généralement, pour de grandes valeurs de phytomasse, l'indice de végétation devient insensible à d'autres augmentations de phytomasse.

Avec des données provenant d'un radiomètre de simulation des bandes spectrales du capteur HRV de SPOT, Lacaze (1988) trouve une relation quasi-linéaire entre l'indice NDVI et le pourcentage de couverture végétale d'un peuplement de chênes verts (figure 7.3).

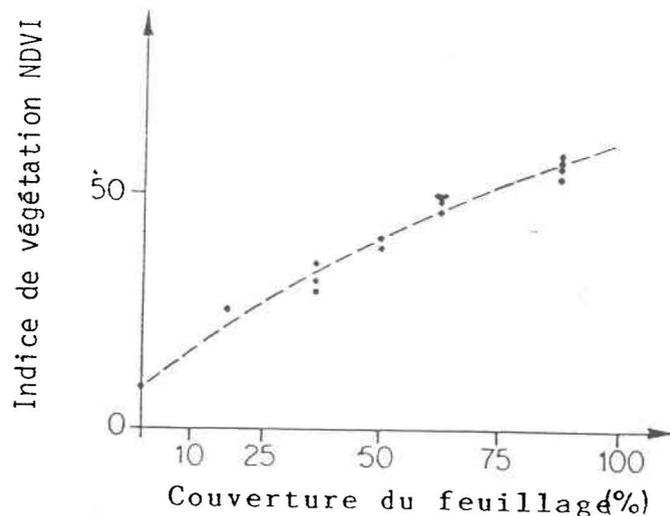


Fig. 7.3: relation entre NDVI et le pourcentage de couverture du chêne vert  
(adaptée d'après Lacaze, 1988)

Pour les canopés herbacés, la saturation de l'IV est observée pour des valeurs de phytomasse supérieures à  $300-600 \text{ g.m}^{-2}$  de matière sèche, cet intervalle étant dû aux différences de structure du canopé d'une espèce à l'autre.

Pour le soja, Holben *et al.* (1980) ont trouvé une valeur de saturation de NDVI à un indice foliaire de 4, tandis que Methy *et al.* (1981) observent cette saturation à un indice foliaire de 2.

Chez les espèces forestières feuillues, la saturation n'est pas toujours observée. On trouve en outre une relation quasi-linéaire entre l'indice de végétation RVI et un indice foliaire compris entre les valeurs 1 et 4.

Pour ce qui est des espèces forestières conifériennes, les données aéroportées suggèrent une relation linéaire entre indice de végétation et indice foliaire jusqu'à des valeurs de IF de 16 (Peterson *et al.*, 1987).

Le NDVI est préféré pour le suivi de la végétation globale parce qu'il compense partiellement pour les effets de variation des conditions d'illumination dûes aux hétérogénéités dans la structure du paysage observé et aux conditions de prises de vue différentes (Tarpley *et al.*, 1984). Les effets atmosphériques tels que la dispersion par les poussières présentes dans l'atmosphère et les aérosols ainsi que les nuages de taille sous-pixel tendent à diminuer les valeurs de NDVI calculées.

Les nuages, l'eau et la neige ont de plus grandes valeurs de réflectance dans le visible que dans l'infrarouge faisant en sorte que leurs NDVI sont inférieurs à 0. Le roc et le sol nu ont des valeurs de réflectance semblables leur procurant un NDVI presque nul.

Puisqu'il existe une relation linéaire croissante entre indice de végétation et indice foliaire, il est conséquemment légitime de trouver la même relation linéaire entre l'indice foliaire et le NDVI. Le problème réside dans la variation de cette relation en fonction du type de couvert et de l'espèce.

Le NDVI des cultures à petits grains et des cultures fourragères augmente graduellement avec l'indice foliaire et la biomasse sur pied, atteint ensuite un plateau et diminue enfin en début de sénescence. Il caractérise donc bien l'évolution de leurs stades phénologiques.

Il semble de plus permettre la distinction entre des groupes de végétaux différents grâce à l'étude de Lagouarde *et al.* (1986) qui séparent nettement les surfaces à faible production de biomasse (cultures maraîchères), les cultures à petits grains et les fourrages.

Le NDVI est cependant un mauvais discriminateur des déficiences hydriques de la plante, lorsque celles-ci surviennent à de grands taux de couverture. Il est de plus très sensible à la diffusion atmosphérique.

Le tableau 7.4 présente diverses formules reliant NDVI à IF pour divers couverts végétaux, ainsi que les auteurs, végétaux et capteurs associés à chacune de ces formules.

Tableau 7.4

Quelques relations NDVI et IF pour des couverts végétaux divers.

<u>Auteur</u>	<u>Végétation</u>	<u>Capteur</u>	<u>IF</u>	<u>Formule</u>
Daughtry <i>et al.</i> (1980)	blé	---	$0 < IF < 4$	données tirées du graphique
Best (1985)	avoine	TM, MSS	$0 < IF < 5$	$NDVI = 0,79911(1 - e^{-3,17918(IF)})$ $r^2 = 0,892$
Hatfield (1984)	cult. petits gr.	MSS	$0 < IF < 9$	$NDVI = 93,5(1 - \exp(-0,9(IF)))/100$
Holben (1980)	soja	MSS	$0 < IF < 8$	$NDVI = 0,92 - (e^{-0,407 - 0,736(IF)})$ $r^2 = 0,84$
Kimes (1981)	maïs	TM	$0 < IF < 5$	$NDVI = 0,691(IF)^{0,199}$
Maas (1988)	maïs	---	$0 < IF < 5$	$IF = 0,01895 \exp(5,798(NDVI))$
Running (1989)	for. conifér.	NOAA - AVHRR	---	$NDVI = \ln((IF)/(1,625)).0,34$ $r^2 = 0,88$
Nemani (1989)	for. conifér.	NOAA - AVHRR	---	$NDVI = \ln((IF)/(0,65)).0,34$
Nemani (1989)	for. conifér.	TM	$0 < IF < 7$	$NDVI = \ln((IF)/(0,64)).0,31$

Les indices de végétation sont fortement corrélés à l'indice foliaire de la végétation. On perçoit donc assez bien utiliser les pixels d'images satellitaires pour calculer l'indice foliaire à partir des relations du tableau 7.4.

Au niveau local, le rôle de la télédétection est évaluable en fonction du morcellement des étendues végétales et de la superficie du territoire étudié. Si le territoire est assez uniforme et de superficie supérieure à  $10^{+4}$  km<sup>2</sup>, la télédétection peut

être utile à la détermination de l'indice foliaire. Running (1986) a trouvé une relation entre des bandes du capteur TM de LANDSAT et l'indice foliaire de forêts conifériennes:

$$TM4/TM3 = 1,23 + 0,614 (IF) \text{ avec } r^2 = 0,82 \text{ et } \sigma = 1,187 \quad (7.2)$$

Au niveau régional, la procédure consistant à se procurer des indices foliaires à l'aide d'indices de végétation, discutée plus haut peut être appliquée, et de façon encore plus confortable qu'à l'échelle locale, puisque les capteurs habituels fournissent des images avec des pixels de résolution plus applicable au niveau régional.

Au niveau global, la procédure d'obtention de l'indice foliaire à partir d'un indice de végétation est encore valable, mais peu d'études ont démontré la validité hydrologique des résultats obtenus.

#### **7.4 apports de la télédétection concernant l'albédo:**

L'albédo dépend de la nature de la cible (teneur en eau et état de la surface), de l'état de l'atmosphère, de la géométrie de la visée et de la hauteur du soleil. Les capteurs AVHRR, TM et SPOT permettent de l'évaluer avec des résolutions respectives de 1.1 km, 30 m et 20 m, et une précision similaire de 5%. Il est utilisé en télédétection pour l'identification des surfaces et est également relié au contenu en humidité du sol.

Deux difficultés apparaissent concernant sa détermination: la prise en compte correcte des effets de transmission atmosphérique et le passage de la réflectance spectrale observée dans la bande du capteur à l'albédo qui est la réflectance globale intégrée sur l'ensemble du spectre visible. Dans les deux cas, des procédures de calcul permettent d'améliorer la précision sur la valeur absolue des données d'albédo.

Différents modèles ont été élaborés en vue de l'estimation de l'albédo ( $\alpha$ ), modèles effectuant ou non les corrections atmosphériques. La méthode de Otterman (1979) a été développée à l'aide de données Landsat MSS et utilise la formule:

$$\alpha = \left( \frac{\pi}{E} \right) \sin A \times \{ B_4/G_4 + B_5/G_5 + B_6/G_6 + B_7/G_7 \} \quad (7.3)$$

où: E = éclairement solaire total dans les 4 bandes Landsat  
A = angle d'élévation solaire  
Bi = valeur numérique du pixel dans la bande i  
Gi = gain en termes numériques par unité de luminance (à partir de la calibration du radiomètre)

Cette méthode ne calcule pas les corrections atmosphériques, tout comme les modèles de Vuillaume *et al.* (1976) et de Patoureaux (1979 et 1980), qui utilisent les données de Daedelus.

Les modèles de Amado (1982), Robinove *et al.* (1981) et Eliason *et al.* (1981) effectuent, eux, les corrections atmosphériques. Celui de Amado (1982) utilise les données de Météosat selon:

$$\alpha = \frac{W_{sat} - W_o \cdot R_1}{W_o \cdot (1 - R_1) \cdot (1 - R_2) \cdot (1 - B_1) \cdot (1 - B_2)} \quad (7.4)$$

où: W<sub>sat</sub> = rayonnement solaire atteignant le satellite  
W<sub>o</sub> = rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère

R1 = facteur de réflexion de l'atmosphère vers l'espace

R2 = facteur de réflexion de l'atmosphère vers le sol

B1 = facteur d'absorption de la vapeur d'eau sur le trajet espace-sol

B2 = facteur d'absorption de la vapeur d'eau sur le trajet sol-satellite

Ce modèle n'est applicable que pour un ciel clair et en supposant l'épaisseur d'eau condensable constante sur toute la zone, ce qui introduit une légère incertitude quant aux résultats. L'absorption par l'ozone et le gaz carbonique est négligée.

### **7.5 apports de la télédétection concernant la hauteur:**

Au niveau local, Jacqueminet (1989), avec des images SPOT, a calculé des paramètres texturaux permettant d'estimer la variation de taille de peuplements ligneux, paramètres mis au point à l'aide de la technique appelée "morphologie mathématique".

Par micro-ondes actives, Rosenthal (1985) a trouvé, pour une autre étude locale, une relation entre la hauteur de cultures (maïs, mil, sorgho) et de pâturages, et des indices de végétation tels que les SVI et les PVI: les bandes K (13,3 GHz) et C (4,75 GHz) sont sensibles à des variations de hauteur de plantes courtes et la bande P (0,4 GHz) est sensible à des différences entre les plantes hautes et courtes. Les indices de végétation peuvent donc servir à évaluer les hauteurs des végétaux.

Stanhill (1970) mentionne que la valeur de l'albédo est inversement proportionnelle à la hauteur de la voûte de la végétation, à cause des plus grandes possibilités de réabsorption des radiations réfléchies dans les voûtes profondes. La figure 7.4 illustre la relation qu'il présente pour cinq types d'occupation du sol. Les lignes

verticales réfèrent à l'écart type et les lignes horizontales à la variation saisonnière de l'albédo.

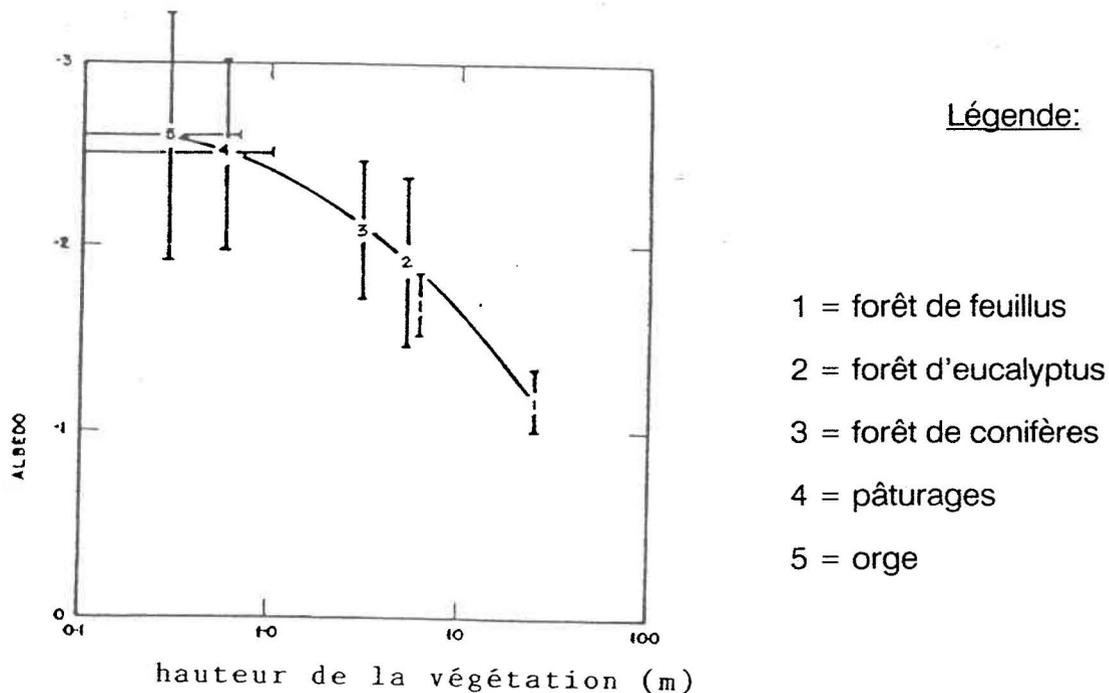


Fig. 7.4: relation entre albédo et hauteur du canopé (d'après Stanhill, 1970)

La hauteur des cultures fourragères, soja et maïs, est fortement corrélée avec le NDVI au début de la saison de croissance lorsque le développement de la culture est rapide, mais avec l'apparition de la chlorose, le NDVI est surtout lié aux fluctuations de la végétation verte (Bariou, 1985).

La rugosité de surface, on l'a vu, est liée à la hauteur des obstacles que supporte cette surface. Cette rugosité se traduit, dans le visible, par une quantité plus ou

moins grande d'ombre. Une surface lisse a une réflectance plus grande qu'une surface rugueuse, et ceci quelle que soit l'humidité de surface du sol.

Dans les micro-ondes, le signal rétrodiffusé augmente quel que soit l'angle d'incidence, quand la rugosité augmente pour les longueurs d'onde de 3.3 et 13.3 cm.

La rugosité de surface est le principal paramètre affectant le retour du signal radar dans la bande L.

Aux niveaux régional et global, l'apport de la télédétection à fournir des indications sur la hauteur est encore peu documenté.

#### **7.6 apports de la télédétection concernant le bilan en eau du sol:**

Dans le visible, il existe une relation inverse, pour une surface donnée, entre réflectance et taux d'humidité superficielle. Cette relation est valable pour les couverts végétaux aussi bien que pour le sol nu. Dans ces cas, l'influence de l'état hydrique dépend énormément de la nature du sol, faisant en sorte que les relations entre réflectance et humidité de surface sont propres à chaque type de surface. Pour être utilisées de façon opérationnelle, elles devraient donc être étalonnées dans chaque cas spécifique. Par ailleurs, la réflectance dépend aussi d'un grand nombre d'autres facteurs, dont l'influence est difficilement séparable de celle de la seule humidité.

Dans les micro-ondes, à la suite des études entreprises vers 1970 à l'Université du Kansas, on a fait apparaître des relations entre la variation de la constante diélectrique et la teneur en eau du sol. Les micro-ondes passives permettent de

déterminer l'humidité superficielle du sol au niveau régional. La mesure du contenu en eau de la végétation et du sol par senseurs micro-ondes est basée sur la différence entre les propriétés diélectriques de la matière sèche et de l'eau liquide. Les senseurs ne peuvent pénétrer le sol à plus de 5 cm (Schultz, 1989). La résolution spatiale des micro-ondes passives est dictée par l'altitude de la plate-forme et par le rapport entre la longueur d'onde et la longueur de l'antenne.

Dans l'infrarouge thermique, les travaux effectués font apparaître des relations entre les amplitudes de températures diurnes et la teneur en eau du sol (Idso *et al.*, 1975).

## **7.7 apports de la télédétection à la détermination de diverses entités hydrologiques:**

### **7.7.1 température de surface:**

La température de surface n'est, en fait, que le témoignage, à un instant donné, du bilan énergétique d'une surface. Les réchauffements diurne et nocturne du sol dépendent de la chaleur spécifique, de la diffusivité thermique des matériaux en place et, au premier chef, de leur composition, texture et hydratation. Elle est donc un bon indicateur du stress hydrique et de l'humidité du sol.

La télédétection permet un apport dans le domaine spatial intermédiaire entre la mesure ponctuelle et le niveau régional. L'infrarouge thermique (3-5  $\mu\text{m}$  et 8-14  $\mu\text{m}$ ) ainsi que les micro-ondes permettent de déterminer la température superficielle.

Dans l'infrarouge thermique, la température de surface des différents éléments d'un couvert végétal dépend à chaque instant du bilan de leurs échanges énergétiques selon la formule de l'équation 2.4. Pour les sols, la conductivité thermique est plus faible lorsqu'ils sont secs que lorsqu'ils sont humides. Avec une augmentation de leur porosité, la conductivité diminue.

Dans les micro-ondes, les peuplements végétaux ont été étudiés le plus souvent en méthodes actives. On s'est rendu compte que le signal rétrodiffusé s'élève avec l'augmentation de la teneur en eau, est fonction de la hauteur, de la densité, de la structure et de la géométrie des feuilles. Chez les sols, en radiométrie passive, la température radiative est fonction de l'état de la surface du sol, de son humidité et de différentes caractéristiques physiques et chimiques. En bandes L (20 cm), la température radiative augmente avec la rugosité. Plus l'humidité du sol augmente, plus la température radiative diminue. Chez les systèmes actifs (scattéromètres, SCAR, SAR, etc...). le signal rétrodiffusé augmente avec l'humidité du sol. La rugosité de surface influence aussi ce signal, sauf vers 4,5-5 GHz où le signal est relativement peu sensible à la rugosité.

Les satellites NOAA-AVHRR, GARR-GOES-VISSR, GARP-Météosat-HRR et Landsat sont aptes à en fournir une estimation dans l'infrarouge et le visible, tandis que les micro-ondes permettent de déterminer les températures de brillance avec Nimbus. AVHRR, VISSR et Landsat procurent une précision d'un degré Kelvin.

Le capteur THIR (Temperature Humidity Infrared Radiometer) sur Nimbus 5 fut développé pour évaluer la température des surfaces de la Terre dans la région de 10-12 m et l'humidité atmosphérique dans la bande d'absorption de la vapeur d'eau (6,7 m). Les résolutions sont respectivement d'environ 8 et 22 km.

Le MRIR (Medium Resolution Infrared Radiometer) est un radiomètre à plusieurs canaux enregistrant l'information simultanément dans 5 bandes des portions visible et infrarouge du spectre. La radiation thermique mesurée par MRIR a une résolution d'environ 40 km.

La littérature scientifique est riche de travaux dans lesquels les auteurs recherchent des relations empiriques entre ce paramètre et des variables telles que le potentiel hydrique foliaire, la conductance stomatique, la photosynthèse et même le stock d'eau disponible dans le sol (Wiegand *et al.*, 1983).

#### **7.7.2 résistance du canopé:**

Nemani et Running (1989) ont établi une relation entre la résistance du canopé ( $r_c$ ) et le rapport entre la température de surface et le NDVI d'une forêt coniférienne à l'aide de données NOAA (figure 7.5):

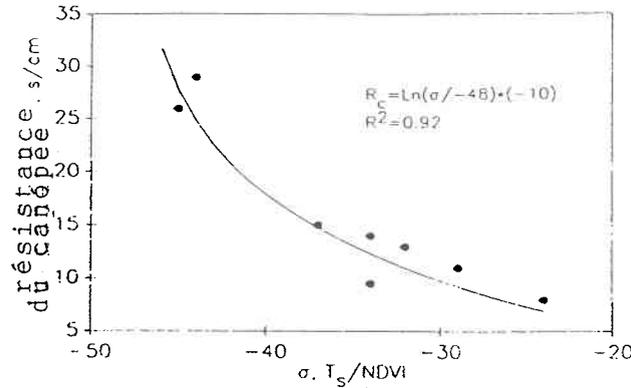


Fig. 7.5: relation entre la résistance du canopé et le NDVI (adaptée de Nemani, 1989)

où l'équation de la courbe est:

$$r_c = \ln((T_s/NDVI)/-48) \cdot -10 \quad (7.5)$$

Cette équation est applicable aux niveaux local, régional et global. Son avantage tient au fait que l'on n'a pas à calculer  $r_c$ , mais surtout que les valeurs à y fournir sont peu nombreuses et estimables par télédétection ( $T_s$  et NDVI).

Taconet *et al.* (1986) proposent que  $r_c$  peut être estimée par thermographie infrarouge en conjonction avec un modèle de simulation, rappelant la relation de Perrier. La télédétection pourrait donc nous fournir la valeur de  $r_c$  si cette formule se voyait applicable à plusieurs types végétaux hydrologiquement importants.

Halldin (1979) présente une façon d'estimer  $r_a$  ayant l'avantage d'être résolue en faisant appel à la télédétection pour la température de surface:

$$r_a = f(u).exp(s(Ts - Ta)) \quad (7.6)$$

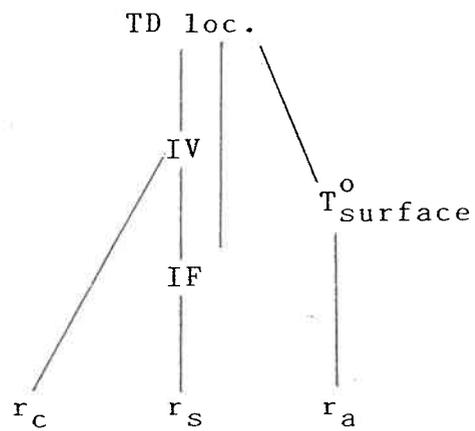
où  $u$  est la vitesse du vent et  $s$  est un paramètre.

Cette formule est applicable en conditions stables pour une forêt de pin à l'échelle régionale.

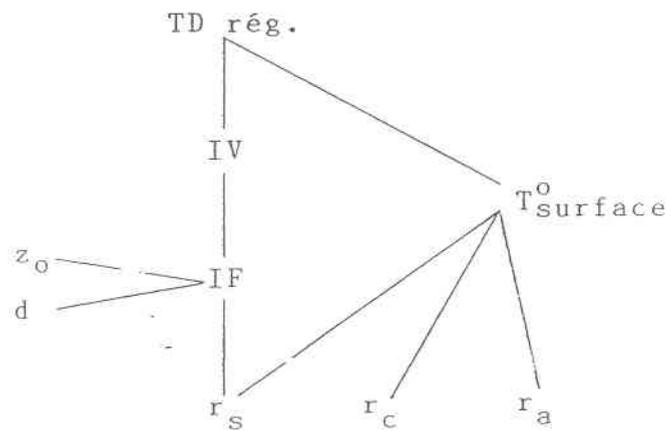
La figure 7.6 résume les apports de la télédétection mentionnés aux échelles locale, régionale et globale pour les différents paramètres végétaux retenus au chapitre 3.

Fig. 7.6: apports de la télédétection aux échelles locale, régionale et globale:

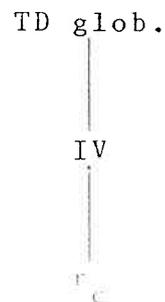
a) échelle locale:



b) échelle régionale:



c) échelle globale:



On y remarque que c'est à l'échelle régionale que la télédétection peut actuellement nous offrir le plus de potentiel. Les résistances de surface, du canopy et aérodynamique peuvent y être déterminées à partir de la télédétection. Les paramètres  $z_0$  et  $d$  peuvent également être obtenus grâce à l'intermédiaire des indices de végétation, via l'indice foliaire.

Les informations fournies par la télédétection à l'échelle locale sont moins nombreuses, mais permettent également de déterminer les trois résistances ci-haut mentionnées.

Enfin, la télédétection à l'échelle globale ne peut actuellement opérationnellement nous fournir autant d'information qu'aux échelles précédentes, cette faiblesse étant imputée à l'abondance des recherches à ces échelles, comparativement aux publications de portée spatiale globale.

### **7.8 apports de la télédétection à la détermination des classes d'occupation des sols:**

Nous avons ci-dessus présenté les apports que peut fournir la télédétection à la détermination de différents paramètres hydrologiques. Les capteurs offrent également l'avantage de distinguer certains types d'occupation du sol. Nous ne discuterons pas ici des nombreuses méthodes de classification des images satellitaires. Plusieurs travaux sur le sujet ont été publiés et pourront être consultés (Connors (1985), Franklin *et al.* (1986), Lo (1986), etc...).

Nous évoquerons plutôt les principaux satellites et leurs capacités de discernement entre différents types d'occupation du sol, afin de reconnaître le potentiel

direct de la télédétection à la détermination des classes hydrologiques d'utilisation du sol proposées. Evidemment, cet exposé se veut général et à ce sujet également, de nombreux ouvrages déjà publiés pourront être consultés pour de plus amples détails.

Les études portant sur le potentiel des capteurs satellitaires à l'identification des classes d'utilisation du sol portent surtout sur les capteurs Landsat MSS et TM, et SPOT. Landsat 1, 2, et 3 ont d'abord été utilisés pour reconnaître les traits physiographiques régionaux et classifier grossièrement l'occupation du sol au niveau 1 d'Anderson. Ils permettaient de réaliser une cartographie à petite et moyenne échelles. La seconde génération de systèmes de télédétection par satellites a augmenté la résolution spatiale (avec SPOT) ou les résolutions spectrale, spatiale et radiométrique (avec TM), permettant d'accéder aux niveaux 2 et 3, et possiblement 4 de la classification d'Anderson, et de procurer ainsi des améliorations significatives pour les apports de la télédétection aux modèles hydrologiques numériques.

Le tableau 7.5 présente, de façon comparative, les possibilités de quelques capteurs à la reconnaissance des classes hydrologiques proposées au chapitre 5.

Tableau 7.5

Reconnaissance de quelques capteurs face à différents types d'occupation du sol.

Classes végétales	MSS	TM/SPOT	NOAA	GOES
herbe	X	X	X	-
prairies et pâturages	X	X	-	-
cultures en général	X	-	X	-
cultures maraîchères	-	X	-	-
cultures à petits grains	-	X	-	-
cultures fourragères	-	X	-	-
forêts décidues	X	X	X	X
forêts conifériennes	X	X	X	X
Classes non-végétales				
zones d'extraction	X	X	-	-
sol nu	X	X	X	X
plages	-	X	-	-
zones humides	-	X	-	-
zones résidentielles	X	X	-	-
commerc./industr./transp.	X	X	-	-
zones urbaines	X	X	-	X
eau	X	X	X	X

Le nombre de classes reconnues diminue de TM/SPOT à GOES et on peut y remarquer que SPOT discerne les mêmes classes que TM. En effet, du point de vue spectral, ils offrent des capacités égales pour les domaines spectraux homologues. L'apport essentiel de SPOT à la cartographie réside dans le gain de précision spatiale.

TM et SPOT discriminent spectralement entre différentes espèces de conifères, ce que ne fait pas MSS. Ils peuvent également fournir une indication sur la structure des peuplements (Franklin, 1986).

On reconnaît chez TM et SPOT plusieurs des classes hydrologiques préconisées auparavant, à savoir les herbes, les céréales à petits grains, les cultures

fourragères, les cultures maraîchères, les prairies et pâturages, les forêts conifériennes et décidues, l'eau, les zones résidentielles, le sol nu, etc... Ceci fait de ces capteurs des outils privilégiés d'obtention des différentes classes hydrologiques proposées.

Il est donc opérationnellement possible de classer les différents types d'occupation du sol d'un bassin versant à l'aide d'images satellites. Les classes végétales ont fait l'objet de plusieurs travaux et l'apport de la télédétection à la délimitation de classes végétales significatives au point de vue hydrologique est indéniable. On retrouve beaucoup de similitudes entre les groupes végétaux reconnaissables par la télédétection et les classes hydrologiques préconisées ici.

Il est évident que la distinction entre différentes cultures est temporellement variable. Ainsi, émerge la distinction entre la classification de base ici développée et une classification opérationnelle permettant la reconnaissance et la différenciation des classes à l'aide de la télédétection. Ces deux concepts sont particulièrement applicables aux classes culturales: aux deux niveaux de classification, les cultures maraîchères, à petits grains, fourragères et les grandes cultures doivent être distinguées. A l'intérieur d'une seule classe, sont comprises plusieurs espèces ne présentant pas nécessairement la même réflectance. Ainsi, la classification hydrologique d'une image satellitaire en fonction de ces quatre classes devra tenir compte des différentes réflectances à l'intérieur d'une même classe hydrologique et des variations temporelles de ces réflectances à travers le temps. Pour constituer une classe (classification de base), on devra tenir compte des différentes valeurs de réflectance inhérentes aux différentes espèces constituant cette classe.

## 7.9 stratégies d'acquisition des données satellitaires:

La végétation, de par son caractère dynamique, verra sa signature spectrale se modifier tout au cours de l'année. Ainsi, il est important de se procurer les images satellites des périodes traduisant le mieux les caractéristiques qu'on veut y trouver.

Evidemment, les images recommandées pour l'identification des groupes végétaux sont les images estivales, prises au maximum de la saison de végétation. Les différentes cultures se distingueront mieux en période de maturation, c'est-à-dire au début août pour l'Amérique du Nord, alors que les forêts de feuillus seront plus facilement distinguées des conifériennes en plein été.

Pour les herbes, friches et pâturages, la différenciation peut être ambiguë sur une image satellite estivale puisque ces classes présentent des réflectances et rugosités de surface voisines. Des reconnaissances sur le terrain ou des photographies aériennes de basse altitude pourraient en ces cas être utiles.

Les cours d'eau bordés de végétation caduque se définissent plus clairement sur des images hivernales alors que la végétation a perdu les feuilles qui surplombaient les rives du cours d'eau.

Pour la majorité des classes non-végétales naturelles et non-naturelles (classes urbaines), la signature spectrale est identique quelle que soit la date considérée. Les classes non-végétales naturelles sont habituellement facilement repérées et bien différenciées les unes des autres. Les classes urbaines sont difficilement séparables avec des images satellites de faible résolution. Les cartes

conventionnelles et les photographies aériennes peuvent ici aussi être d'un grand recours.

## 8-CONCLUSION

La modélisation hydrologique souffre actuellement de ne pas comporter de classes descriptives des types d'occupation du sol, qui soient définies et quantifiées hydrologiquement. Les modèles n'ont pas intégré quantitativement l'influence globale de la végétation et des autres surfaces composant le territoire, et les classifications disponibles, bien que composées de divers types de surfaces, ne sont pas directement quantifiables intégralement pour une application hydrologique, parce que n'ayant pas été développées essentiellement à cette fin.

Pourtant, des paramètres de détermination quantitative relativement simple peuvent servir à caractériser des classes hydrologiques. Nous avons ici retenu l'albédo, la hauteur, l'indice foliaire, la profondeur racinaire, la résistance du canopé et la résistance aérodynamique pour les couverts végétaux, et l'albédo, la hauteur (et donc l'épaisseur de rugosité et la hauteur de déplacement du plan de référence) et le pourcentage d'imperméabilité pour les surfaces non-végétales. Ces paramètres présentent en outre l'avantage de pouvoir être utilisés dans les formules couramment utilisées en modélisation hydrologique.

Ce sont ces paramètres qui caractérisent les classes d'occupation du sol que nous proposons. Ces dernières furent établies à l'aide de la compilation des résultats de diverses publications. Qu'elles soient de nature végétale ou non-végétale, l'identité hydrologique de ces classes est quantifiable à l'aide des paramètres retenus précédemment.

Il serait utile de préciser quantitativement les améliorations apportées au calcul du bilan hydrologique par l'introduction de ces classes hydrologiques dans l'étude

de bassins versants, en fonction des variations spatiales et temporelles, telles les variations estivales d'indice foliaire, de hauteur de végétation, et de profondeur racinaire.

On peut s'attendre en outre à ce que les précisions apportées par la prise en compte de ces classes soient moindres sur le bilan hydrologique d'un bassin d'échelle régionale et pour une période annuelle que celles générées sur une parcelle locale et pour une période de temps plus restreinte, puisque la petite précision apportée par des classes hydrologiquement significatives serait, dans le premier cas, noyée à travers d'autres sources d'imprécisions beaucoup plus grandes (erreurs sur la mesure des précipitations, sur la hauteur de la neige au sol, etc...)

L'influence spatio-temporelle de ces variations et la contribution des classes hydrologiques à l'amélioration des calculs mériteraient d'être investigués plus précisément afin de mieux cerner l'impact, à des échelles spatiales et temporelles variées, de la prise en compte de classes d'occupation du sol hydrologiques.

Cette classification, dont l'application hydrologique est spatialement variable, (échelles locale et régionale), présente en outre l'avantage de pouvoir être reconnue à l'aide de données satellitaires de même que la majorité des paramètres qui la caractérisent.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abednego, B. S. P. (1989)

Apports de la télédétection à la conception de modèles de simulation hydrologique, Thèse no. 806, Département de Génie Rural, Ec. Polyt. Fédér. de Lausanne, Thèse de doctorat.

Abtew, W., Gregory, J. M., Borrelli, J. (1989)

"Wind profile: estimation of displacement height and aerodynamic roughness" American Society of Agricultural Engineers, 32(2): pp. 521-527.

Agence Spatiale Européenne (1980)

Télédétection par satellite: applications en agroclimatologie et agrométéorologie, 141 p.

Anderson, J. R., Hardy, E. E., Roach, J. T. et Wilmer, R. E. (1976)

"A land-use-cover classification system for use with remote sensing data" U.S. Geological Survey Professional Paper, no. 964, 22 p.

Assad, E. D. (1987)

Utilisation des satellites météorologiques pour le suivi agroclimatique des cultures en zone sahéenne: cas du Sénégal, thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France.

Aston, A. R. et Dunin, F. X. (1980)

"The prediction of water yield from a 5 hectares experiment catchment, Krawarre, New South Wales" Australian Journal of Soil Resources, 18, 149-162.

Badhwar, G. D. (1984)

"Comparison of simulated TM data and MSS data" Remote Sensing of Environment, 14, pp. 247-256.

Baker, P. N. *et al.* (1972)

"Simulation of growth and yield in cotton" Crop Science, 12, pp. 431-435.

Band, L. E. et Wood, E. F. (1988)

"Strategies for large-scale distributed hydrological simulations" Appl. Mathem. and Comput., 27, pp. 23-37.

Bariou, R. (1985)

Dossiers de télédétection: indices de végétation, Centre Régional de Télédétection, Université de Rennes.

Bariou, R., Lecamus, D. et Le Henaff, F. (1985)

Dossiers de télédétection: albédo, réflectance, Centre Régional de Télédétection, Université de Rennes, 30 p.

Barley (1970)

"The configuration of the root system in relation to nutrient uptake" Adv. Agron., 22, pp. 159-201.

- Baumgartner (1970)  
"Water and energy balances of different vegetation covers" dans: Bilan Hydrique Mondial, UNESCO.
- Best, P. G. (1985)  
"Spectral estimation of GLAI of oats" Remote Sensing of Environnement, 17, pp. 27-36.
- Bras, R. L. (1989)  
Hydrology: an introduction to hydrologic sciences, Addison-Wesley, 643 p.
- Brisson, N. (1989) Modèle de simulation de la culture du soja et de son fonctionnement hydrique: estimation agrométrique des potentialités de production, Thèse de doctorat,
- Brown, K. W. (1981)  
"A comparison of the structure, primary production and transport of cypress ecosystems in Florida" Ecological monograph, 51(4): pp. 403-427.
- Brutsaert, W. (1982)  
Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications, D. Reidel, 299 p.
- Brutsaert, W. (1986)  
"Catchment scale evaporation and the atmospheric boundary layer" Wat. Res. Res., 22(9), pp. 395-455.
- Bush et Ulaby (1978)  
"An evaluation of radar as a crop classifier" Remote Sensing of Environnement, 7, pp. 15-36.
- Calder, I. R. et Newson, M. D. (1979) "Land-use and upland water resources in Britain-a strategic look" Wat. Res. Bulletin, 15(6), pp. 1628-1639.
- Calder, I. R. 1986 "The influence of land-use on water yield in upland areas of the U. K." J. of Hydrology, 88, pp. 201-211.
- Cermak, R. J., Feldman, A., Webb, R. P. (1979)  
"Hydrological land-use classification using Landsat" Satellite Hydrology, pp. 262-269.
- Charbonneau, L., Perras, S., Bonn, F. et Brochu, R. (1988)  
"Analyse et interprétation d'images SPOT d'un secteur urbain et agro-forestier de Sherbrooke" Journal Canadien de Télédétection, 14(2), pp. 92-103.
- Chassagneux, P., Choisnel, E. (1986)  
"Modélisation de l'évaporation globale d'un couvert forestier; 1-Principes physiques et description du modèle" Ann. Sci. For., 43(4): pp. 505-520.
- Choisnel, E. (1985)  
"Cycle de l'eau dans l'atmosphère et rôle des zones forestières" La Météorologie, 7(9): pp. 37-50.
- Combs, S. T., Bowie, L. Y. et Tello, J. C. (1988)  
"Investigation of the response of a large watershed to changes in vegetation: development of the WTRYLD simulation model"

Connors, K. F., Gardner, T. W., Peterson, G. W. (1986)  
"Digital analysis of the hydrological components of watersheds using simulated SPOT imagery" Hydrological Applications of Space Technology, IAHS publications, no. 160.

Cowan, I. R. (1964)  
"Transport of water in the soil-plant-atmosphere system" Journal of Applied Ecology, pp. 221-239.

DeMichele, D. W. et Sharpe, P. J. H. (1973)  
"An analysis of the mechanisms of guard cell motion" Journal of Theoretical Biology, 41, pp. 77-96.

Denmead, O.T. (1973) "Relative significance of soil and plant evaporation in estimating evapotranspiration", p. 505-511, in: Plants response to climatic factors, Proc. Uppsala Symp. (1970) UNECSO, Paris.

Deardoff, J. W. (1978)  
"Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation" Journal of Geophysical Resources, 83(4): pp. 1889-1903.

Devillez, F. et Laudelout, H. (1986)  
"Application d'un modèle hydrologique à un bassin versant forestier de Wallonie" Ann. Sci. For., 43(4), pp. 475-504.

Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P. J. et Wilson, M. F. (1986)  
Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model" National Center for Atmospheric Research, Boulder, Co. Tech Note/TN-275+STR.

Direction Générale des Terres, Service de la Conservation de l'Environnement, Environnement Canada (1981)  
Land use classification for land use monitoring, Working paper no. 17, 40 p.

Doorenbos, J. et Pruitt, W. O. (1975)  
Les besoins en eau des cultures, Bulletin d'irrigation et de drainage no. 24, Rome, 198 p.

Doorenbos, J. et Pruitt, W. O. (1977)  
Guidelines for predicting crop water requirements, Bulletin d'irrigation et de drainage no. 24, Rome, 144 p.

Douglass, J. E. (1988)  
"Effects of species and arrangement of species" dans: Plant canopies: their growth, form and function, pp. 451-461.

Eagleson, P. S. (1982)  
Land surface processes in atmospheric General Circulation Models, Presses Universitaires de Cambridge, 560 p.

Eagleson, P. S. (1982)  
"Ecological optimality in water-limited natural soil-vegetation systems; 1. theory and hypotheses" Water Resources Research, 18(2): pp. 325-340.

- Eagleson, P. S. (1986)  
 "The emergence of global-scale hydrology" Wat. Res. Res., 22(9), pp. 65-145.
- Federer, C. A. (1978)  
 "Simulated streamflow response to possible differences in transport among species of hardwood trees" Wat. Res. Res., 14(6), pp. 1089-1097.
- Feddes, R. A. et Ritjema, P. E. (1972)  
 "Water withdrawal by plant roots" Journal of hydrology, 17, 33-59.
- Fegeas, R. G. (1983)  
Land use and cover digital data, USGS circular 895-E.
- Fortin, J. P., Villeneuve, J. P., Benoît, J., Blanchette, C., Montminy, M., Proulx, H., Moussa, R., Bocquillon, C. (1990)  
Hydrotel 2.0 (User's guide), Rapport scientifique de l'INRS-Eau, no. 282, 151 p.
- Frayse, G. (éd.) (1980)  
Remote sensing applications in agriculture and hydrology, Rotterdam, 502 p.
- Gangopadhyaya, M. (1966)  
Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration, Note technique de l'OMM no. 201, T. P. 105, 121 p.
- Garratt, J. R. (1978)  
 "Flux profile relations above tall vegetation" Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 104, pp. 199-211.
- Gates, D. M. *et al.* (1965)  
 "Radiation and convection for ponderosa pine" American Journal of Botany, 52, pp. 66-71.
- Gholz, H. L. (1982)  
 "Environmental limits on aboveground net primary production, leaf area index and biomass in vegetation zones of the Pacific North West" Ecology, 63(2), pp. 469-481.
- Gifford, G. F., Humphries, W., Jaynes, R. A. (1984) "A preliminary quantification on the impacts of aspen to conifer succession on water yield-II: modeling results" Wat. Res. Bull., 20(2), pp. 181-186.
- Girard, M. C. et C. M. (1989)  
Téledétection appliquée: zones tempérées et intertropicales, Masson, Collection Sciences Agronomiques, Paris, 260 p.
- Goodell, B. C. (1951) "Comparison of streamflow in two experimental watersheds" Trans. Amer. Geophys. Un. vol. 32. p.927.
- Goward, S. N., Compton, J. T., Dye, D. G. (1985)  
 "North american vegetation patterns observed with the NOAA-7 AVHRR" Vegetatio, 64, pp. 3-14.

- Grace, J. (1983)  
Plant-atmosphere relationships, Chapman et Hall, Londres, 92 p.
- Grier, C. C., Running, S. W. (1977)  
"Leaf area of mature north-western coniferes for relation to site water balance" Ecology, 58, pp. 893-899.
- Halldin, S., Grip, H., Perttu, K. (1979)  
"Model for energy exchange of a pine forest canopy" dans: Comparison of forest, water and energy exchange models, Halldin (éd), Copenhagen, pp. 59-75.
- Halldin, S., Saugier, B. et Pontailier, J. Y. (1985)  
"Evapotranspiration of a deciduous forest: simulation using routine meteorological data" Journal of hydrology, 75, pp. 323-341.
- Hamon, W. R. (1963)  
"Computation of direct runoff amounts from storm rainfall" Int. Assoc. Sci. Hydrol. Public., 63, pp. 52-62.
- Holben, B. N. (1980)  
"Limitations on the application of a ground-based spectral technique for determining rain forest leaf area index" Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 46, pp. 1555-1561.
- Houghton, J. T. (1984)  
The Global Climate, Cambridge University Press, 233 p.
- Huillet, T. et Lauga, J. (1985)  
"A soil-plant-water model with a case study in a forested catchment" Ecological modelling, 27, pp. 235-250.
- Idso, S. B., Aase, J. K., Jackson R. D. (1975)  
"Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations" Boundary-Layer Meteorology, 9, pp. 113-122.
- Institut d'hydrologie danois (1986)  
Introduction to the SHE.
- Institut National de la Recherche Agronomique (1979)  
L'eau et la production agricole, Editions S. E. I., CNRA Versailles, 269 p.
- Jackson, T. J., Ragan, R. M. et McCuen, R. H. (1975)  
"Land use classification for hydrologic models using interactive machine classification of Landsat data", pp. 2365-2378.
- Jacqueminet, C., Mering, C., Poncet, Y. et Courel, M. F. (1989)  
"Etude quantitative des formes d'organisation spatiale du couvert ligneux en milieu sahélien à partir des images satellites SPOT" Bulletin S.F.P.T., no. 114, pp. 20-22.
- Jensen, M. E. (1968)  
"Water consumption by agricultural plants" dans: Water deficits and plant growth, Kozlowski (éd.), pp. 1-22.

Johnson, L. E. (1989)  
"Maphyd: a digital map-based hydrologic modelling system" Photogrammetric Engineering and Remote sensing, pp. 911-917.

King, C. et D. (1979)  
"Méthode d'étude de la rugosité d'un sol" Société Française de Photogrammétrie et de Télédétection, Bulletins nos 73-74, pp. 25-32.

Kristensen, K. J. et Jensen, S. E. (1975)  
"A model for estimating actual evapotranspiration from potentiel evapotranspiration" Nordic Hydrology, 6, pp. 170-188.

Kochenderfer, J. N. (1973)  
"Root distribution under some forest types native to west Virginia" Ecology, 54(2), pp. 445-447.

Kozlowski, T. T. (éd.) (1968)  
Water deficits and plant growth, Presse académique de New York.

Kramer, P. J. (1983)  
Water relations of plants, Presse Académique de New York, 489 p.

Lacaze, B. (1988)  
"The relationships between remote sensed vegetation indices and plant canopy properties" Satellite remote sensing for hydrological and water management, Gordon et Breach, pp. 153-165.

Ladiges et Ashton (1974)  
"Variations in some Central Victorian populations of Eucalyptus viminalis" Australian Journal of Botany, 22, pp. 81-102.

Lieberman, J. A. et Fletcher, P. W. (1947) "Further studies of balanced water cycle on experimental watersheds" Trans. Amer. Geophys. Un., vol. 28, p. 421.

Linacre, E. T. (1977)  
"A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone" Agric. Meteor., 18, pp. 409-424.

Mareyoyama, (1956) "Effects of changes in forest cover on streamflow" Twelfth Forestry Congress, Oxford.

Mc Naughton, K. C. (1988)  
"Regional interactions between canopies and atmosphere" dans: Plant canopies, their growth, form and function, Russell (éd).

Metz, L. J. et Douglass, J. E. (1959)  
"Soil moisture depletion under several Piedmont cover types" U. S. Dept. Agr. Tech. Bull., 1207, 23 p.

- Mihara, (1961)  
 "The microclimate of paddy rice culture and on the artificial improvement of the temperate factor" Présenté au 10ième Congrès des Sciences du Pacifique. Mimeo, 13 p.
- Mintz (1984)  
 "The sensitivity of numerical simulation climate to land-surface boundary conditions", in: The Global Climate, Houghton, J. T. (éd).
- Monteny, B. A. (1970)  
 "Evapotranspiration de divers couverts végétaux en région méditerranéenne semi-aride" Agricultural Meteorology, pp 19-38.
- Morton, A. J. (1984)  
 "What are the limits on forest evaporation?" Journal of hydrology, 74, pp. 373-398.
- Nemani, R. R. et Running, S. W. (1989)  
 "Estimation of regional surface resistance to evapotranspiration from NDVI and thermal IR AVHRR data" Journal of Applied Meteorology, 28, pp. 276-284.
- Nemani, R. R. et Running, S. W. (1989)  
 "Testing a theoretical climate soil-leaf area hydrologic equilibrium of forests using satellite data and ecosystem simulation" Agricultural and Forest Meteorology, 44, pp. 245-260.
- Neumann, H. H. et Shaw, R. H. (1989)  
 "Leaf area measurements based on hemispheric photographs and leaf litter collection in a deciduous forest during autumn leaf-fall" Agricultural and Forest Meteorology, 45, pp 325-345.
- Penman, H. L. (1967)  
 "Evaporation from forests: a comparison of theory and observation" dans: International Symposium on forest hydrology, pp. 373-380.
- Passioura, J. B. (1976)  
 "Control of water movement through plants" dans: Transport and transfert processes in plants, Wardlaw (éd.)
- Patoine, M. (1988)  
Mise au point d'un modèle informatisé de gestion de l'irrigation, Mémoire de maîtrise présenté à l'INRS-Eau, Université du Québec.
- Perrier, A. et Séguin, B. (1970)  
 "Méthodes et techniques de détermination des coefficients de transfert et des flux dans l'air" dans: Technique d'étude des facteurs physiques de la biosphère, INRA, Publication 70-4, Paris, 543 p.
- Peterson, Running, S. W. (1987)  
 "Relationship of TMS data to LAI of temperate coniferous forests" Remote Sensing of Environment, 22, 323-341.
- Poole, et Miller (1981)  
 "The distribution of plant water stress and vegetation characteristics in South California chaparral" The Amer. Midl. Natur., 105(1), pp. 32-43.

- Prasad, R. (1988)  
 "A linear root water uptake model" Journal of Hydrology, 99, pp. 297-306.
- Rambal, S., Vauclin, M., Saugier, B., Berger, A., Djerrari, A. (1979)  
 "Détermination expérimentale de l'ETR par la méthode aérodynamique combinée: analyse de sensibilité, comparaison avec le bilan hydrique in-situ" Sixth annual European Geophysical Society Meeting, pp. 1-21.
- Rambal, S., Koechlin, B. et Debusshe, M. (1986)  
 "Rôle des arbres pionniers sur la teneur en eau du sol en surface de friches de la région méditerranéenne" Acta Oecologica, 7(21), pp. 177-190.
- Rambal, S. et Leterme J. (1987)  
 "Changes in aboveground structure and resistance to water uptake in Quercus coccifera along a rainfall gradient" Plant response to stress, Tenhunen *et al.* (éd.), pp. 191-200.
- Rambal, S. (1987)  
Evolution de l'occupation des terres et ressources en eau en région méditerranéenne karstique, Rapport PIREN "observatoire garrigue", 25 p.
- Rambal, S. (1989)  
 "From daily transpiration to seasonal water balance: an optimal use of water?"
- Rango, A., Feldman, A., George, T. S. et Ragan, R. M. (1983)  
 "Effective use of Landsat data in hydrologic models" Water Resources Bulletin, 19(2), pp. 165-174.
- Raymond, L. H. (1985)  
 "Estimation of consumptive use and evapotranspiration in Palo Verde valley, California" Remote Sensing Applied for consumptive use, monographie de l'AWRA, série no. 6.
- Riley, H. (1989)  
 "Irrigation of cereals, potato, carrot and onion on a loam soil at various levels of moist deficit" Norw. J. of Agric. Sc., 3(20), pp. 117-145.
- Riou, C. (1972)  
La détermination pratique de l'évaporation, Mémoire de l'ORSTOM no. 80, Paris, 236 p.
- Ritchie, J. T. (1972)  
 "Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover" Wat. Res. Res., 8(5), pp. 1204-1213.
- Ritchie, J. T. (1974)  
 "Atmospheric and soil water influence on the plant water balance" Agric. Meteor., 14, pp. 183-198.
- Roberts, J. (1983)  
 "Forest transpiration: a conservative hydrological process?" Journal of Hydrology, 66, pp. 133-141.

- Rosenthal, W. D. (1985)  
 "Visible/Infrared/microwave agricultural classification, biomass, and plant height algorithms" dans: IEEE Trans. Geo. and Rem. Sens., vol. GE-23, no. 2.
- Running, S. W., Peterson, D. L., Spanner, M. A. et Teuber, K. B. (1986)  
 "Remote sensing of coniferous forest leaf area" Ecology, 67, pp. 273-276.
- Running, S. W. (1988)  
 "A general model of forest ecosystem processes for regional applications" Ecological Modelling, 42, pp. 125-154.
- Russell, E. J. (1973)  
Soil conditions and plant growth, 10ème éd., Longman (éd.), Londres, 849 p.
- Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C. et Morton, A. J. (1971)  
 "A predictive model of rainfall interception in forests 1. Derivation of the model from observations in a plantation of corsican pine" Agric. Meteorol., 9, pp. 367-384.
- Ryszkowski, L. et Kedziora, A. (1987)  
 "Impact of agricultural landscape structure on energy flow and water yield" Landscape ecology, 1(2), pp. 85-94.
- Schultz, G. A. (1989)  
 "Remote sensing of watershed characteristics and rainfall input" dans: Unsaturated flow in hydrological modeling, Morel-Seytoux (éd.), pp. 301-323.
- Seguin, B. et Itier, B. (1983)  
 "Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from TIR data" Intern. Journ. of Remote Sensing, 4(2), pp. 371-383
- Sellers, P. J., Mintz, Y., Sud, Y. C., et Dalcher, A. (1986)  
 "A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models (GCMs)" Journal of Atmospheric Sciences, 43(6), pp. 505-531.
- Shuttleworth, W. J. et Gash, J. H. C. (1984)  
 "Eddy correlation measurements of energy partition for Amazon forest" Quart. J. R. Met. Soc., 110, pp. 1143-1162.
- Shuttleworth, W. J. (1983)  
 "Evaporation models in the global water budget" Variation in the global water budget, Street-Perrott *et al.* (éd.), pp. 147-171.
- Slatyer, R. O. (1967)  
Plant-water relationships, Presse académique de New York, 366 p.
- Smith, W. K. (1980)  
 "Importance of aerodynamic resistance to water use efficiency in three conifers under field conditions" Plant physiology, 65, pp. 132-135.
- Srinivas, M. G. (1986)  
 "Application of satellite derived land cover data in estimating regional water potential" Hydrologic. Appl. of Space Technology, Publication de l'IAHS, no. 160.

- Stanhill, G. (1970)  
 "Some results of helicopter measurements of the albedo of different land surfaces" Solar energy, 13, pp. 59-66.
- Stewart, D. W. (1985)  
 "The effect of available soil water and root density on actual and potential transpiration relationships" Can. Agric. Engin., 27(1), pp. 7-11.
- Still, D. A. et Shih, S. F. (1985)  
 "Using Landsat data to classify land use for assessing the basinwide runoff index" Wat. Res. Bull., 21(6), pp. 931-940.
- Szeicz, G. (1969)  
 "Aeorodynamic and surface factors in evaporation" dans: Wat. Res. Res., 5(2), pp. 380-394.
- Taconet, O., Carlson, T., Bernard, R. et Vidal-Madjar, D. (1986)  
 "Evaluation of a surface/vegetation parametrisation using satellite measurements of surface temperature" Journal of Climate Applied Meteorology, 25, pp. 1752-1767.
- Tanner, C. B. et Jury, W. A. (1975)  
 "Estimating evaporation and transpiration from a row crop during incomplete cover" Agron. Journ., 68, pp. 239-243.
- Tarpley, J. D., Schneider, S. R. et Money, R. L. (1984)  
 "Global VI from NOAA-7 meteorological satellite" Journal of climate Applied Meteorology, 23, pp. 491-495.
- Taylor, H. M. (1978)  
 "The role of rooting characteristics" Advances in agronomy, 30, pp. 99-128.
- Thom, A. S. et Oliver, H. R. (1977) "On Penman's equation for estimating regional evaporation" Quart. J. R. Met. Soc., 103, pp. 345-357.
- Trolier, L. J. et Philipson, W. R. (1986)  
 "Visual analysis of Landsat TM images for hydrological land-use cover" Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 52(9), pp. 1531-1538.
- UNESCO (1977)  
Hydrological maps: a contribution to the international hydrological decade, Paris, 204 p.
- Voltz, M. et Rambal, S. (1987)  
 "Evaluation de CORNGRO: un modèle de simulation des transferts hydriques et de la croissance d'une culture de maïs" Agronomie, 7(9). pp. 727-738.
- von Hoyningen-Huene, J. (1983)  
 "Die interzeption des niederschlages in landwirtschaftlichen pflanzenbestanden", Deutscher Verband fur Wasserwirtschaft und Kulturbau, Verlag Paul Parey-Hamburg, Schriften, 57, pp. 1-66.

Wardlaw, A. C. (1976)

Transport and transfert processus in plants.

Weaver, J. E. (1926)

Root development of field crops, McGraw-Hill, New York, 291 p.

Wiegand, C. L., Nixon, P. R. et Jackson, R. D. (1983)

"Drought detection and quantification" Agr. Wat. Manam., 7, pp. 303-321.

Wilde, S. A. (1958)

Forest soils, Cie de presse Ronald, New York, 537 p.

Winkel, T., Lacaze, B. et Rambal, S. (1989)

"Regional mapping of potential and maximum evapotranspiration" dans Collaborative program in Remote Sensing in the management of the less favoured areas of the European communities, 2ème rapport intérimaire, pp. 1-10.

Wu, H. I., Sharpe, P. J. H., Walker, J. et Penridge, L. K. (1985)

"Ecological field theory: a spatial analysis of resource interference among plants" Ecological modelling, 29, pp. 215-243.

ANNEXE A: RAPPEL DE NOTIONS THÉORIQUES

## A.1 continuum sol-plante-atmosphère:

La figure A.1 présente le cycle hydrologique et les divers cheminements de l'eau par le ruissellement de surface, l'infiltration, le drainage souterrain, l'évaporation ainsi que par la transpiration effectuée par la végétation.

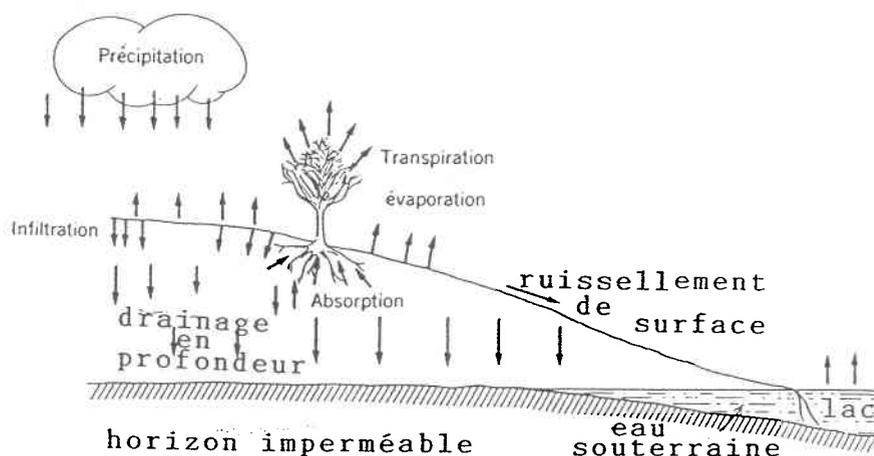


Fig. A.1: principaux processus hydrologiques (d'après Kramer, 1983)

Pour décrire ces interactions, on a élaboré, dans la littérature, le concept de continuum entre le sol, la plante et l'air environnant. Plusieurs auteurs ont mis l'emphase

sur le fait que la plante, le sol et l'atmosphère sont parties intégrantes d'un seul système dynamique qui transfère l'eau à l'atmosphère.

Ce concept de continuum a apporté des contributions importantes en stimulant l'intérêt de la modélisation des divers aspects des relations plante-eau. Ces contributions vont de l'élaboration des modèles de stomates (De Michele et Sharpe, 1973), aux modèles de plantes entières et de peuplements (Baker *et al.*, 1972). Nous verrons ici les deux types de relations que la plante entretient avec son environnement immédiat: la relation sol-plante et la relation plante-atmosphère.

#### **A.1.1 relations sol-plante:**

A ce niveau, ce sont les racines qui servent de médium au transport de l'eau. La plus grande partie de l'eau retirée du sol par les racines est perdue par la transpiration, très peu d'eau étant utilisée directement pour la croissance de la plante. A titre d'exemple, la quantité d'eau retenue par les divers organes des cultures représente à peine 1% de la quantité totale évapotranspirée durant le cycle complet de croissance de ces végétaux.

Dans la littérature, on exprime généralement la quantité d'eau du sol disponible pour la consommation par les plantes, par la différence entre le contenu en eau du sol à la capacité au champ et le contenu en eau du sol au point de flétrissement. La figure A.2 présente la relation entre la tension dans le sol et son contenu en eau pour trois sols, caractéristiques des classes texturales principales.

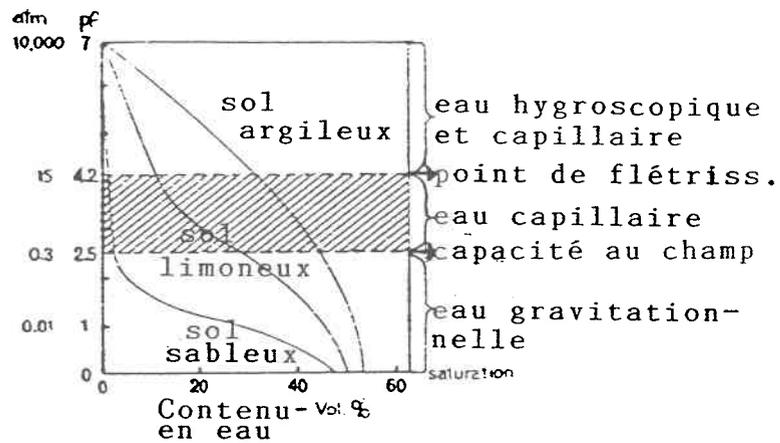


Fig. A.2: relation entre tension et contenu en eau d'un sol (d'après UNESCO, 1977)

L'entrée d'eau dans les racines est affectée par l'étendue de la zone absorbante, par la perméabilité du cortex racinaire au mouvement de l'eau et par le potentiel en eau à la surface des racines.

Le mouvement de l'eau à travers la racine et les éléments conducteurs du xylème, jusqu'aux feuilles, est initié et grandement contrôlé par la transpiration des feuilles en réponse au gradient de potentiel en eau à partir de l'eau du sol, à travers la plante, et jusqu'à l'atmosphère. L'eau se déplace du xylème de la feuille à travers le tissu mésophyllien et à travers les parois cellulaires bordant les cavités sous-stomatales.

Cette prise d'eau n'est pas uniforme sur le profil racinaire du sol. Ainsi, dans une approche modélisatrice du sol, on verra donc à stratifier ce dernier en couches où la

végétation puisera différemment l'eau indispensable à sa survie. Cette stratification sera différente selon le type de végétal impliqué.

### A.1.2 relations plante-atmosphère:

L'échange d'énergie et de matière entre la plante et l'atmosphère est effectué par le processus de diffusion. Dans l'atmosphère située loin des surfaces végétales, la diffusion des flux d'énergie et de matière est turbulente et s'effectue à un taux déterminé par la structure turbulente de l'air, qui, elle, est fonction de la vitesse du vent et de la rugosité aérodynamique de la végétation.

Très près des surfaces, la diffusion a lieu à travers la couche limite (figure A.3) où le mouvement moléculaire est le véhicule de transfert. L'eau est vaporisée et diffusée à l'extérieur des feuilles à travers les stomates (figure A.4), de petits pores dans l'épiderme de la feuille, à travers lesquels la plupart des échanges d'eau et de gaz carbonique ont lieu.

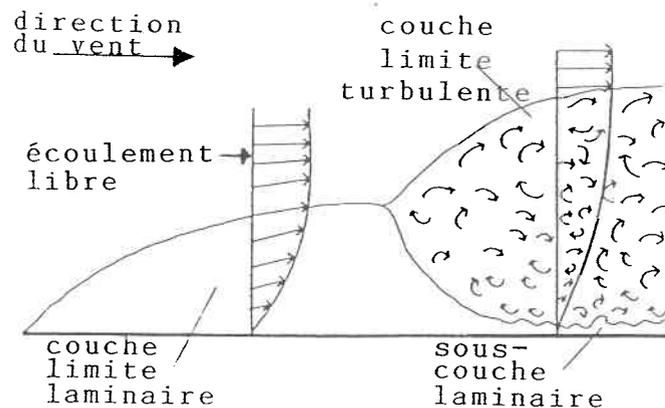


Fig. A.3: schématisation de la couche limite (d'après Grace, 1983)

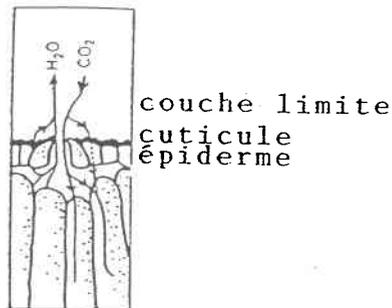


Fig. A.4: détail d'un stomate (d'après Grace, 1983)

La chaleur et la vapeur laissées dans l'atmosphère à la surface des plantes modifient la température et l'humidité de l'air en contact avec ces surfaces. Ces modifications modulent les flux de vapeur et de chaleur de la végétation. L'importance de ce phénomène dépend de l'aire du canopé. De petites superficies végétales modifient de minces couches de l'atmosphère et les changements locaux dans le microclimat sont petits. L'influence d'un simple champ (échelle locale) peut s'étendre verticalement jusqu'à 10 m (McNaughton, 1988).

Un canopé uniforme couvrant une aire de quelques centaines de km<sup>2</sup> (échelle régionale) aura une influence se faisant sentir à travers la couche limite turbulente planétaire jusqu'à 1 km ou plus au-dessus du sol (McNaughton, 1988) (voir figure A.5).

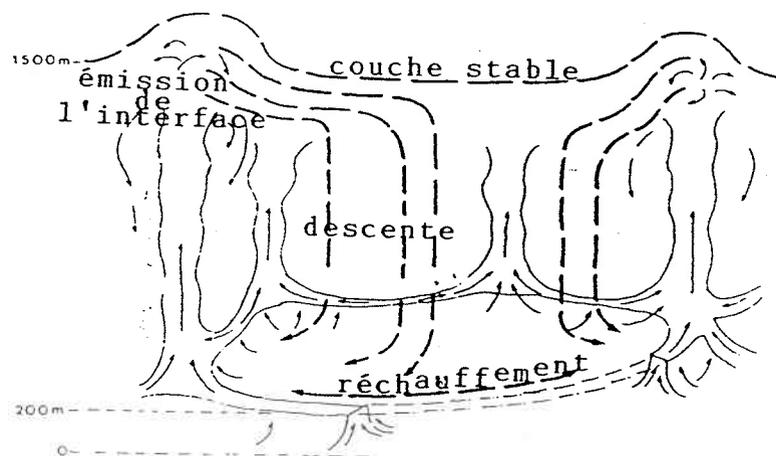


Fig. A.5: patrons de convection à l'intérieur d'une couche limite planétaire convective (d'après McNaughton, 1988)

La relation plante-atmosphère est modélisable par le biais des formules d'évapotranspiration.

## A.2 albédo:

L'albédo, on l'a vu précédemment, est le rapport entre l'énergie réfléchie et incidente sur une surface. Il varie en fonction de la longueur d'onde et de l'angle d'incidence du rayonnement. En jours clairs, l'albédo de la majorité des surfaces naturelles dépend de l'altitude du soleil au-dessus de l'horizon, mais cette dépendance diminue avec l'augmentation de nuages (Brutsaert, 1982). Chaque surface réfléchit un

pourcentage plus ou moins important de l'énergie incidente. Le tableau A.1 présente un échantillon de valeurs moyennes d'albédo de différentes surfaces par rapport au rayonnement solaire.

Tableau A.1  
Valeurs moyennes d'albédo, d'après Brutsaert (1982).

type de surface	albédo
eau profonde	0,04-0,08
soils foncés humides, champ labouré	0,05-0,15
soils gris, champs nus	0,15-0,25
soils secs, désert	0,20-0,35
sable blanc, calcaire	0,30-0,40
herbe verte	0,15-0,25
herbe sèche	0,15-0,20
prairies et savannes	0,20-0,30
forêt coniférienne	0,10-0,15
forêt décidue	0,15-0,25
forêt avec neige fondante	0,20-0,30
couvert nival vieux et sale	0,35-0,65
neige fraîche et sèche	0,80-0,90

Par ailleurs, au cours d'une saison de croissance, l'albédo peut subir des variations appréciables, en particulier chez les espèces décidues et la plupart des cultures annuelles: l'albédo des feuillus augmente graduellement durant la feuillaison, demeure constant ensuite pour la plus grande partie de la saison de croissance, puis diminue graduellement à l'automne lors de la défeuillaison. Les cultures ont un comportement semblable dès leur émergence jusqu'à leur sénescence. Ces évolutions d'albédo sont parallèles au développement foliaire puisque plus grande est la surface foliaire, plus grande sera l'énergie réfléchiée par cette surface. Des estimations de la variation de l'albédo avec la saison sont présentées au tableau A.2.

Tableau A.2

Variation annuelle de l'albédo, d'après Eagleson (1982).

zones climatiques	mois de l'année											
	ja	fé	ma	av	ma	ju	jl	ao	sp	oc	no	dé
toundra	80	80	80	80	80	32	18	18	45	79	80	80
forêts de latitude moyenne	46	46	46	45	14	14	14	14	14	37	46	46
côte ouest de l'Europe	21	22	20	18	18	18	18	18	18	18	18	20
savannes	18	18	20	24	24	24	24	24	24	20	18	18
déserts tropicaux	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28	28
forêts conifériennes équatoriales	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18

L'albédo intervient dans le bilan radiatif. Ce bilan sera plus grand pour un faible albédo, c'est-à-dire pour une surface qui absorbe beaucoup le rayonnement (ex.: surface d'eau) que pour une surface qui en réfléchit la plus grande partie (ex.: neige). On comprend ainsi l'importance de l'albédo en tant que paramètre hydrologique caractéristique des différents types d'occupation du territoire.

### A.3 hauteur:

La végétation herbacée produit des taux d'évapotranspiration différents tout au cours de sa croissance en hauteur, particulièrement en climats humides, quand l'humidité du sol n'est pas limitante comparativement à celle d'un couvert plus élevé. Lemon *et al.* (1957) ont constaté une évapotranspiration plus importante pour le coton de grande taille que pour le court, parce que plus de chaleur advective est trappée par le coton de grande taille par transfert horizontal d'énergie. Il s'y fait également une plus grande circulation de l'air et y règne une plus grande turbulence.

La hauteur de la végétation est un paramètre qui varie avec le temps. Ainsi, à l'échelle régionale et durant une saison de croissance, il est important de tenir compte des variations de hauteur des cultures. Aucun modèle de croissance en hauteur des cultures n'a été trouvé dans la littérature parcourue, mais on pourrait suggérer une évolution de hauteur des cultures suivant celle de l'indice foliaire.

Pour les espèces résineuses, l'augmentation de hauteur au cours de la saison de croissance ne modifiera pas de façon significative le bilan hydrologique. L'augmentation devra être prise en compte pour un pas de temps annuel. Cependant, on ne connaît pas précisément les implications hydrologiques annuelles de l'augmentation graduelle de hauteur des peuplements forestiers.

De la hauteur, dépendent 2 paramètres aérodynamiques, appelés respectivement épaisseur de rugosité ( $z_0$ ) et hauteur de déplacement du plan de référence ( $d$ ). La figure A.6 présente ces entités, en fonction des profils de vent typiques obtenus au-dessus de deux couverts végétaux de hauteurs différentes.

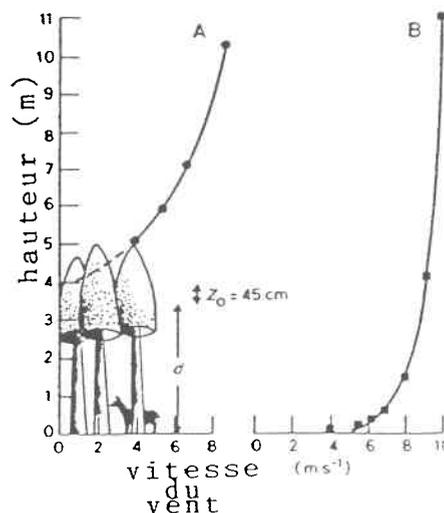


Fig. A.6: profils de vent au-dessus de deux surfaces végétales (d'après Grace, 1983)

On y voit l'importance des paramètres  $z_0$  et  $d$ ; pour le couvert végétal de gauche,  $d$  vaut environ 3.5 m et  $z_0$  vaut 45 cm, alors que pour le couvert de droite, ils sont tous deux négligeables. Les profils de vitesse de vent générés sont tout à fait différents: plutôt que de prendre origine au sol comme chez le couvert de droite, il débute à gauche à 4 m au-dessus du sol.

### **A.3.1 épaisseur de rugosité ( $z_0$ ):**

Ce paramètre est une caractéristique de surface d'un site donné, et fonction de la structure de cette surface. Plus celle-ci est rugueuse, plus importants y sont les flux et plus grand y est le transfert de quantité de mouvement. L'épaisseur de rugosité peut être calculée ou estimée graphiquement en utilisant du papier semi-logarithmique et des profils de vent recueillis sous des conditions neutres.

Plusieurs chercheurs ont défini leurs paramètres en vue de l'estimation de  $z_0$  et ont proposé différentes équations pour l'estimer. Le tableau A.3 en présente quelques exemples, associés au type de végétation et à l'échelle spatiale auxquels ces formules s'appliquent.

Tableau A.3

Diverses formules de détermination de  $z_0$ , d'après une revue de littérature.

auteur	formule *	type de surface	échelle
Perrier (1982)	$z_0/h = (1 - e^{-if/2}) \cdot e^{-if/2}$	tous	loc. et rég.
Séguin (1973)	$z_0 = 0,5 \cdot h^2/l$	sol nu, champ, verger	locale
Brun (1972)	$\log_{10} z_0 = \log_{10} h - 0,98$	cultures	loc. et rég.
Maki (1975) et Fritschen (1985)	$z_0 = 0,1 \cdot h$	cultures	loc. et rég.
Soer (1980)	$z_0 = 0,13 \cdot h$	cultures	loc. et rég.
Szeicz (1969)	$\log_{10} z_0 = 1,1 \cdot \log_{10} h - 1,6$	maïs et canne à sucre	loc. et rég.
Thom (1971)	$z_0 = 0,36(h-d)$	cultures	locale
Abtew (1989)	$z_0 = 0,13(h-d)$	tous	locale

\*Note: h = hauteur de végétation, if = indice foliaire, l = espacement, d = hauteur de déplacement du plan de référence et  $z_0$  = épaisseur de rugosité

Il ne semble y avoir aucune équation d'estimation universelle de  $z_0$  selon Abtew (1989). Ce dernier dresse lui aussi une liste de diverses équations fournies par d'autres chercheurs. Il suggère en outre de faire des mesures de profil de vent lorsque l'espace entre les éléments de rugosité est supérieur à 3 fois leur hauteur.

On peut distinguer  $z_0$ , relatif au transfert de moment,  $z_t$  relatif au transfert de chaleur et  $z_q$  relatif au transfert de vapeur d'eau. Selon Garratt (1978), pour une surface homogène naturelle ou artificielle, on a:

$$z_0 > z_t = z_q \quad (\text{A.1})$$

et

$$z_0/z_t = 7 + 3,5 \text{ m} \quad (\text{A.2})$$

Par contre, pour une surface peuplée d'arbres de 8 m de haut, on a:

$$z_0 = 0,4 + 0,2 \text{ m} \quad (\text{A.3})$$

et

$$z_1 = 0,035 + 0,02 \text{ m} = z_q \quad (\text{A.4})$$

D'après le tableau A.3, on voit donc que  $z_0$  s'applique à toutes les échelles spatiales et à tous les types d'occupation du sol. Le tableau A.4 renferme quelques valeurs trouvées pour ce paramètre:

Tableau A.4

Valeurs représentatives de  $z_0$  pour différentes surfaces, d'après Brutsaert (1982).

type de surface	valeur de $z_0$ (cm)	référence
glace	0,001	Sutton (1953)
piste d'aéroport	0,002	Bradley (1968)
large surfaces d'eau	0,01 - 0,06	Plusieurs références
herbe de 1 cm	0,1	Sutton (1953)
blé de chaume	2,44	Businger et al. (1971)
broussailles	4	Deacon (1973)
grande ville	165	Yamamoto et Shimanuki (1964)
forêt décidue de 17 m	270	Bras (1989)
forêt de pins de 27 m	300	Bras (1989)

On y constate une augmentation de la valeur de  $z_0$  avec l'augmentation de rugosité et de la hauteur des éléments constituant la surface.

### A.3.2 hauteur de déplacement du plan de référence (d):

Abtew (1989) définit la hauteur de déplacement du plan de référence comme la profondeur entre les éléments de rugosité contenant de l'air immobile. Pour une hauteur de végétation  $h$ , le profil logarithmique du vent s'obtient pour des cotes comptées à partir de cette hauteur  $d$ .

Reprenant les trois différents transferts de flux mentionnés pour  $z_0$ , Garratt (1978) mentionne que pour les transferts de moment, de chaleur et de vapeur d'eau, la vitesse du vent est nulle à  $(d + z_0)$ ,  $(d + z_l)$  et  $(d + z_q)$  respectivement. La hauteur de déplacement du plan de référence est donc un niveau de référence commun à toutes les relations de profils de flux de l'échelle locale à globale. Elle est très intimement liée à la hauteur comme le montre la figure A.7 ci-dessous, établie pour 19 types de végétation.

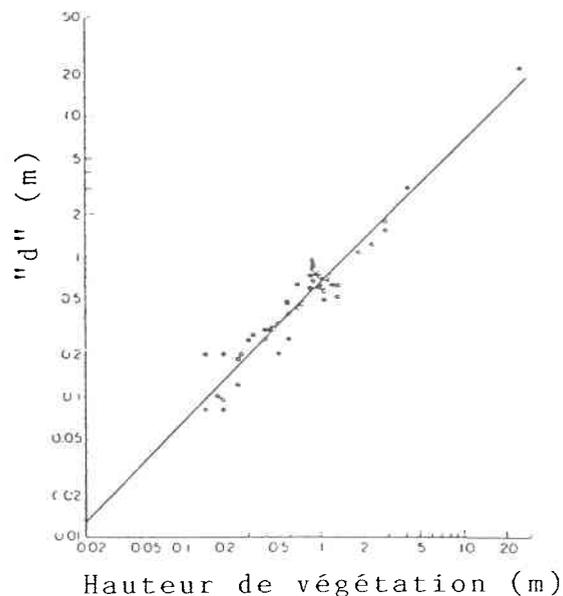


Fig. A.7: relation entre hauteur de déplacement du plan de référence et hauteur de végétation (d'après Brutsaert, 1983)

Ainsi que pour  $z_0$ , diverses formules furent élaborées pour calculer  $d$ . Le tableau A.5, issu d'une revue de littérature, en présente quelques exemples ainsi que la végétation qui leur est associée.

Tableau A.5

Diverses formules de détermination de "d", d'après une revue de littérature.

auteur	formule	type de surface
Brutsaert (1982)	$d = 0,67.h$	cultures
Stanhill (1979)	$d = 0,7.h$	cultures
Maki (1975)	$d = 1,04.h^{0,88}$	cultures
Rutter (1977), Morton (1984) et Fritschen (1985)	$d = 0,75.h$	forêt coniférienne
Thom et al. (1975)	$d = 0,76.h$	forêt coniférienne
Monteith (1973)	$d = 0,63.h$	forêts en général
Garratt (1978)	$d = 0,79.h$	forêts en général
Choisnel (1985)	$d = 0,8.h$	forêts en général
Jarvis (1976)	$0,61.h < d < 0,92.h$	forêts en général
Rambal (1987)	$d = 0,67.h$	forêts en général
Abtew (1989)	$d = 0,72.h$	éléments de forme sphérique

L'influence de  $z_0$  et  $d$  sur l'évapotranspiration se fera d'autant plus sentir que les cotes de mesure des gradients de température dans l'air seront proches de la surface (Rambal, 1979).

Dans le cas de cultures flexibles telles le blé et l'orge, la déformation des tiges amène une modification de  $z_0$  et  $d$  avec la vitesse du vent: par exemple,  $z_0$  double si la vitesse du vent diminue de 3 à 1 m.sec<sup>-1</sup>. Pour les forêts,  $z_0$  et  $d$  ne varient pas significativement avec la vitesse du vent, parce que ce sont des structures plus rigides.

Il semble donc important d'utiliser, pour le calcul de  $z_0$  et  $d$ , des formules d'estimation différentes selon que l'on étudie une formation végétale haute ou basse, rigide ou souple, ceci de par leurs comportements physiques différents en réaction au vent. Ces formules seront également différentes selon la forme géométrique des éléments. Abtew *et al.* (1989) a élaboré, à ce sujet, des formules pouvant être utilisées pour divers couverts végétaux, selon leur forme géométrique la plus représentative. Ainsi, la formule:

$$d = 0,72.h(m) \quad (A.3)$$

s'applique à des formes géométriques sphériques et serait appropriée pour des arbres fruitiers ayant des canopés de forme sphérique et étant régulièrement espacés (ex.:pommiers, orangers, etc...). Dans le cas de jeunes plantations d'arbres fruitiers, où les arbres ne se touchent pas, Abtew propose:

$$d = 0,85.h.Fc \quad (m) \quad (A.4)$$

où:  $Fc$  = fraction de la surface totale du sol couverte d'arbres (%)

Cette formule sera également, selon lui, valable pour l'estimation de la hauteur de déplacement du plan de référence pour la plupart des cultures en rangées comme le maïs, le soja, etc..., jusqu'à ce que le chevauchement foliaire ait lieu entre les plantes.

Pour les cultures croissant en plein champ, Abtew propose:

$$d = 0,7.h \text{ (m)} \quad (A.5)$$

Pour les arbres à feuilles persistantes, la forme géométrique qu'il propose est un triangle pour la demie supérieure de l'arbre et la formule de détermination de  $d$  associée est:

$$d = (0,5.h + X)0,85 \text{ (m)} \quad (A.6)$$

où:  $X$  = distance à partir du sol jusqu'au centre de gravité du triangle (m).

Pour les édifices en hauteur, il suggère la forme rectangulaire comme étant la plus appropriée et:

$$d = h.Fc \text{ (m)} \quad (A.7)$$

où  $Fc$  représente la fraction de la surface totale du sol couverte par les édifices.

Les formules de détermination de la hauteur de déplacement du plan de référence de Abteu, parce qu'elles sont fonction de la géométrie des divers couverts végétaux, sont donc recommandées.

#### **A.4 indice foliaire (IF):**

L'indice foliaire est défini comme étant la surface foliaire (d'une seule face) développée par unité de surface de sol (Devillez, 1986).

Parmi les réponses morphologiques des végétaux, l'importance de IF est reconnue chez les plantes mésophytiques par Passioura (1976) et chez les plantes méditerranéennes par Poole et Miller (1981). Des variations d'indice foliaire ont été observées le long de gradients de grandes à moindres précipitations et d'habitats humides à secs (Ladiges et Ashton, 1974, Grier et Running, 1977). Brown (1981), Gholz (1982) et Rambal et Leterme (1987) ont trouvé une augmentation de IF de 1,5 à 2,5 le long d'un gradient de 300 à 1200 mm de précipitations moyennes annuelles pour *Quercus coccifera*. Cette augmentation est associée à des variations dans la structure du canopé et dans la résistance hydraulique au flux d'eau dans les racines et les tiges.

Les variations de l'indice foliaire procurent donc à la plante un moyen de faire face à des modifications environnementales peu fréquentes, et l'activité stomatale contribue à régulariser la perte en eau et à optimiser l'utilisation quotidienne de l'eau.

Un indice foliaire important augmentera l'interception des précipitations dont une partie sera évaporée directement des feuilles et l'autre ruissellera des feuilles, au tronc et jusqu'au sol. La partie d'eau non-interceptée atteindra, elle, le sol directement.

Au cours de sa saison de croissance, la végétation feuillue présente généralement une variation de cette indice. A titre d'exemple, les espèces ligneuses décidues n'auront pas le même indice foliaire en été qu'en plein hiver, période où elles sont exemptes de feuilles. De façon parallèle, les cultures présentent une variation de leur indice foliaire à partir de leur date d'émergence hors du sol jusqu'à leur coupe ou sénescence. La figure A.8 présente l'allure des variations d'indice foliaire de quatre couverts végétaux différents au cours de leur saison de croissance d'après Kristensen (1974):

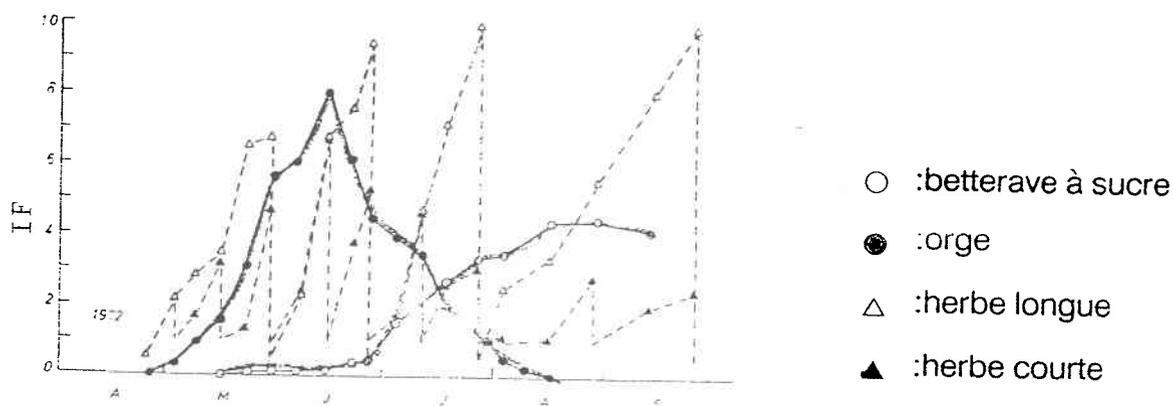


Fig. A.8: variation saisonnière de l'indice foliaire de 4 couverts végétaux  
(tirée de Kristensen, 1974)

Les valeurs maximales des indices foliaires des espèces ne sont pas atteintes simultanément et leurs patrons d'évolution varient beaucoup: l'herbe courte, parce que régulièrement coupée, subit des variations successives d'augmentation puis de réduction abrupte de son indice foliaire tandis que l'herbe longue présente un indice foliaire maximal plus élevé. L'orge atteint son indice foliaire maximal avant la betterave à sucre et cette valeur maximale est plus grande que celle associée à la betterave.

La variation de l'indice foliaire au cours du temps a fait l'objet du développement de quelques modèles. Nous en verrons ici quelques-uns pour les cultures et les feuillus:

#### A.4.1 cultures:

Pour l'avoine, Riley (1989) a proposé ce profil temporel de l'indice foliaire (figure A.9):

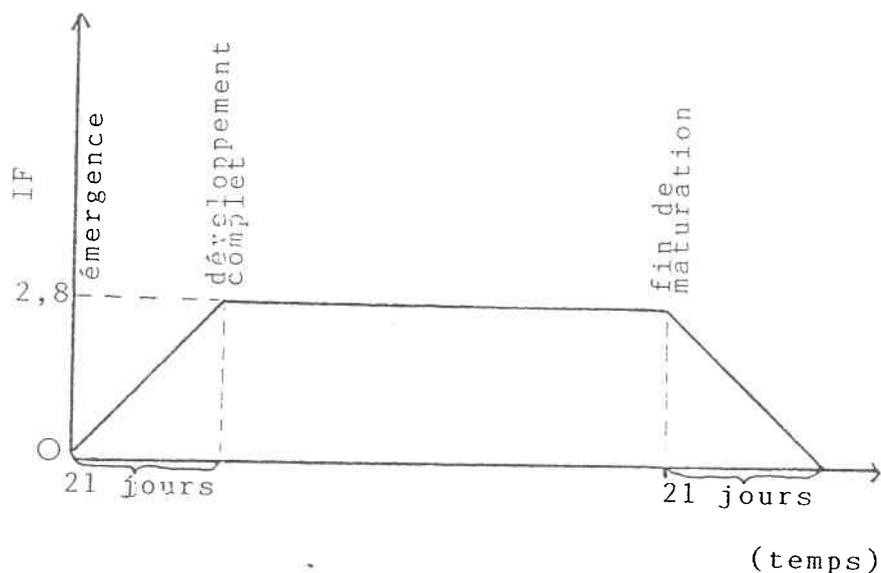


Fig. A.9: évolution de l'indice foliaire de l'avoine (selon Riley, 1989)

L'indice foliaire y augmente constamment durant trois semaines après la date d'émergence des pousses, demeure constant durant la période de maturation, puis décline graduellement trois semaines après la date de fin de maturation. Cette décroissance est mal définie et demande d'être plus profondément investiguée.

Ce modèle témoigne bien de l'évolution de l'indice foliaire au cours de la saison de croissance des cultures au sens large.

Ritchie (1974), a établi une relation entre l'indice foliaire et l'efficacité de l'utilisation de l'eau (WUE) représentée à la figure A.10:

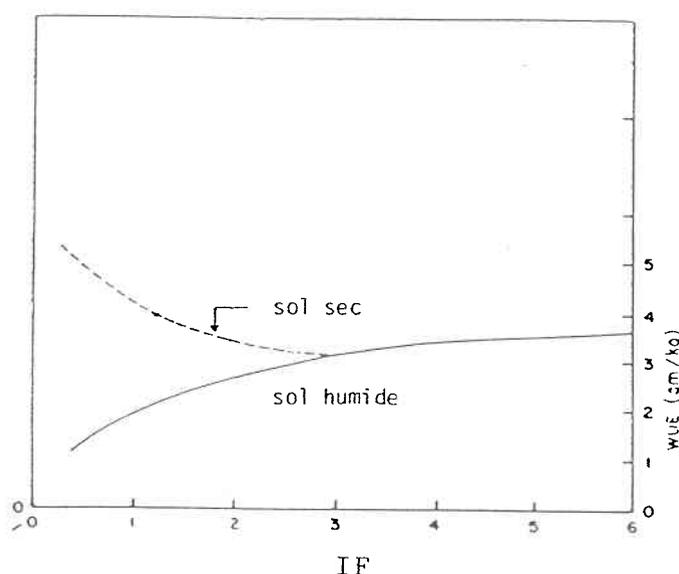


Fig. A.10: relation entre l'indice foliaire et l'efficacité d'utilisation de l'eau  
(adaptée d'après Ritchie, 1974)

On pourrait en conclure que, chez les cultures, l'efficacité de l'utilisation de l'eau, dès que l'indice foliaire est supérieur à 3 ou 4, demeure constante. D'ailleurs, Ritchie (1974) propose qu'à un indice foliaire supérieur à 2,7,  $ETR = ETP$ . Pour des conditions de surface de sol sec, mais où l'eau est librement disponible pour les racines, Ritchie et Burrett (1971), indiquent un taux de transpiration des plantes proportionnel à l'indice foliaire jusqu'à ce que celui-ci atteigne 3. Ils ont trouvé que l'évaporation de canopés d'indice foliaire de 2,7 est supérieur à ETP et n'est plus dépendant de l'indice foliaire tant que l'eau est disponible en grande quantité pour les racines. En conditions

de sol humide, l'efficacité d'utilisation de l'eau augmente proportionnellement à l'augmentation de l'indice foliaire et tend vers une valeur constante de  $4 \text{ gm.kg}^{-1}$  à des indices foliaires supérieurs à 6.

La consommation en eau des cultures varie de plus durant la saison de croissance, parallèlement à l'évolution foliaire, tel que représenté sur la figure A.11, pour le sorgho:

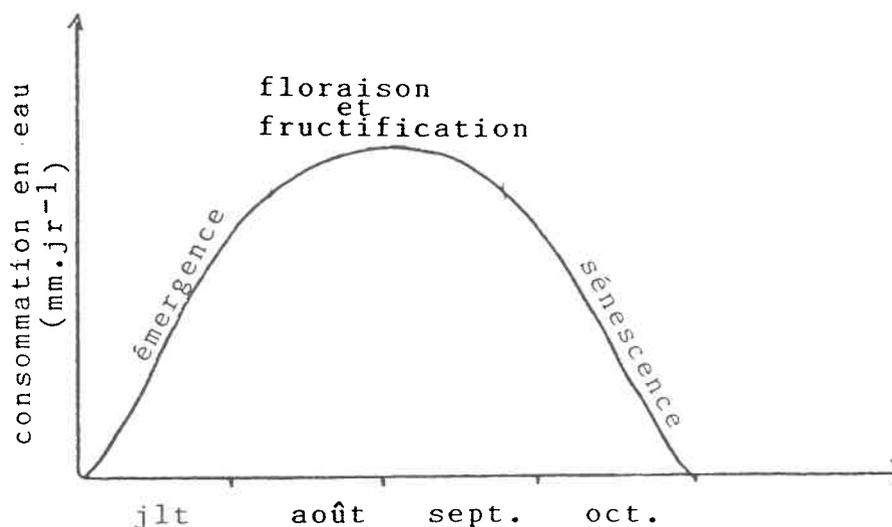


Fig. A.11: évolution de la consommation en eau du sorgho durant la saison de croissance (d'après Prasad, 1988)

#### A.4.2 feuillus:

Considérant maintenant les espèces feuillues, on trouve le modèle de variation temporelle de l'indice foliaire de Huillet (1985), développé pour le bouleau, le chêne et le châtaignier et qui leur attribue une variation foliaire telle qu'illustrée à la figure A.12:

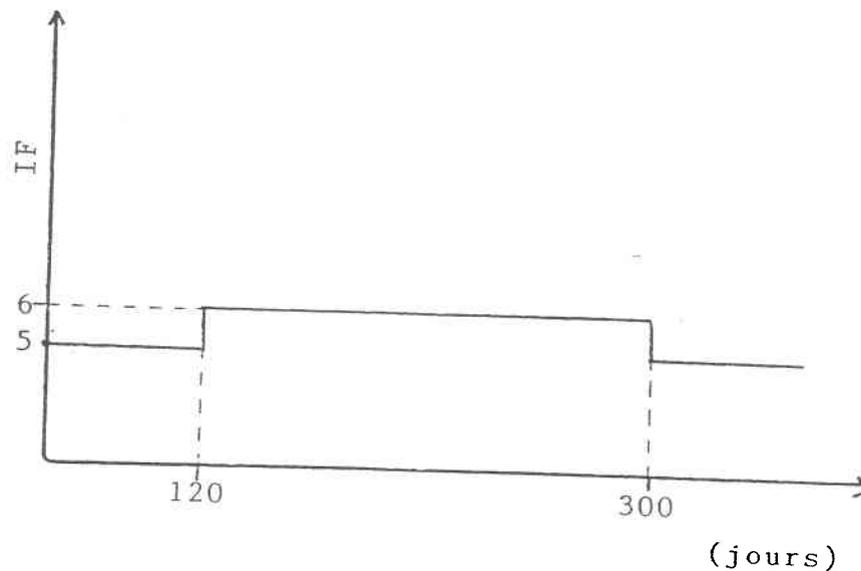


Fig. A.12: évolution de l'indice foliaire de trois espèces feuillues (bouleau, chêne et châtaignier)

La transition abrupte de IF de 5 à 6 ne tient ici pas compte des variations graduelles entre les stades de feuillaison et de défeuillaison. Une variation graduelle de l'indice foliaire entre les valeurs 5 et 6, comme à la figure A.9 pour les cultures, serait plus appropriée pour tenir compte du développement des feuilles au stade de feuillaison et de leur chute graduelle lors de la défeuillaison.

Pour les canopés forestiers, des variations dans les taux d'utilisation de l'eau ont été observés au début du printemps alors que les feuilles des décidus commencent à émerger, mais l'influence de ces variations sur des différences saisonnières dans l'évapotranspiration dépend beaucoup de la quantité et de la distribution des

précipitations et de la profondeur du sol. Les limites des mesures (profondeur de mesure, erreurs d'instrumentation, etc...) estompent les différences, si elles existent.

Il est donc important de tenir compte de l'évolution foliaire des couverts végétaux dans le cadre d'une étude hydrologique. La densité du couvert (reliée à l'indice foliaire), en modifiant l'air de la surface évaporante, le rayonnement net, l'interception, les patrons de vent, la turbulence et la distribution racinaire, affecte l'évapotranspiration des peuplements végétaux.

#### **A.5 profondeur racinaire:**

Les plantes tirent du sol l'eau qu'elles transpirent par l'intermédiaire de leurs racines. L'augmentation de profondeur et de densité racinaire peuvent être considérées comme des mécanismes majeurs dans la prise d'eau par les plantes (Rambal, 1989). La profondeur racinaire a un effet plus marqué sur l'évapotranspiration dans des régions caractérisées par des saisons distinctes sèches et humides. Sous ces conditions, l'humidité du sol est rapidement diminuée de la zone racinaire, le potentiel matriciel est grand, et les gradients des sols humides à secs sont souvent abruptes. Ces conditions sont associées à une conductivité capillaire faible à l'interface du sol sec/humide, une condition qui peut affecter beaucoup le mouvement de l'eau vers la surface (Douglass, 1988).

Une des comparaisons d'évapotranspiration faites le plus souvent dans la littérature fut entre l'herbe et la forêt. Metz et Douglass (1959) ont observé que la végétation forestière utilise plus d'eau et à de plus grandes profondeurs que l'herbe. La différence d'usage de l'eau entre ces deux types de végétaux fut alors attribuée à des

différences dans les profils racinaires, les racines des essences forestières s'étendant jusqu'à 183 cm de profondeur, tandis que celles du couvert herbacé étaient peu nombreuses sous 76 cm.

Le type de croissance des systèmes racinaires est déterminé par l'hérédité (système racinaire pivotant ou fasciculé, enracinement dense ou extensif), bien qu'il puisse ensuite être modifié par des facteurs environnementaux. Les raisons de ces différences héréditaires de profondeur d'enracinement sont encore peu connues. Peut-être y a-t-il des différences de tolérance face à la diminution du stock en oxygène avec l'augmentation de profondeur racinaire. On ne sait pas non plus pourquoi les racines de certaines plantes traversent les résistances mécaniques et pénètrent les sols denses mieux que d'autres.

Parmi les facteurs environnementaux affectant la croissance racinaire, signalons la texture et la structure du sol qui restreignent directement la pénétration racinaire de par leurs effets sur le contenu en eau disponible et l'aération. Les racines sont habituellement incapables de pénétrer des pores plus petits que leur propre diamètre. L'humidité du sol joue également un rôle important: un excès d'eau dans le sol déplace l'air des pores non-capillaires et produit un déficit en oxygène, causant la mort de plusieurs racines; une déficience en eau cause un arrêt de croissance racinaire. La présence de couches imperméables, la profondeur de la nappe phréatique et la température du sol sont également impliquées.

La profondeur d'enracinement et la distribution des racines à différentes profondeurs varie d'une espèce à une autre. La densité racinaire est généralement plus grande près de la surface et décroît avec la profondeur. Lorsque le sol est bien pourvu

en eau sur tout le profil racinaire, la plante extrait d'abord l'eau située près de la surface, là où la densité racinaire est la plus grande. Au fur et à mesure que le sol s'assèche, la plante extrait davantage d'eau en profondeur comme l'illustre la figure A.13.

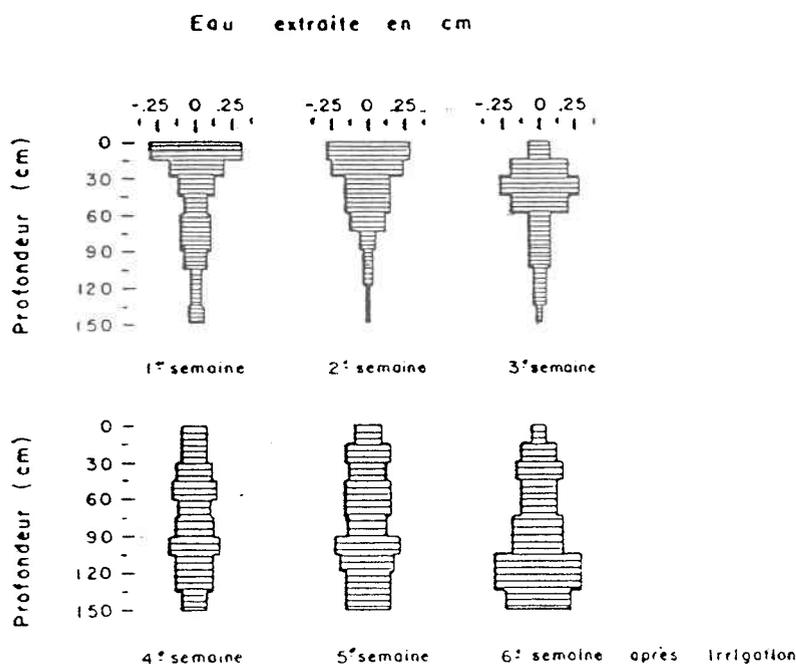


Fig: A.13: extraction de l'eau en fonction du temps après une irrigation pour une culture de luzerne sur un loam limoneux (tirée de Patoine, 1988)

Les graminées et beaucoup de plantes annuelles présentent un chevelu superficiel dense et peu de racines profondes (betterave à sucre, tournesol, maïs). Les légumineuses ont un système racinaire moins dense, mais plus profond. Selon Wu *et al.* (1985), les racines des feuillus s'étendent généralement loin à l'extérieur du rayon projeté au sol du canopé et à moins grande distance pour les arbustes et les plantes herbacées. L'étendue latérale des racines varie beaucoup avec le site et le type de sol (plus grande étendue latérale sur texture sableuse qu'argileuse).

Ainsi que pour l'indice foliaire, des modèles de croissance racinaire ont été développés. Nous avons divisé l'étude de ces modèles en deux parties, soit une pour les cultures et l'autre pour les forêts, puisque ce sont ces classes que la littérature considère le plus souvent comme étant différentes et caractéristiques.

#### A.5.1 cultures:

Prasad (1988) présente un modèle de croissance racinaire en fonction du temps (figure A.14) pour le blé, le sorgho, le coton et le chou.

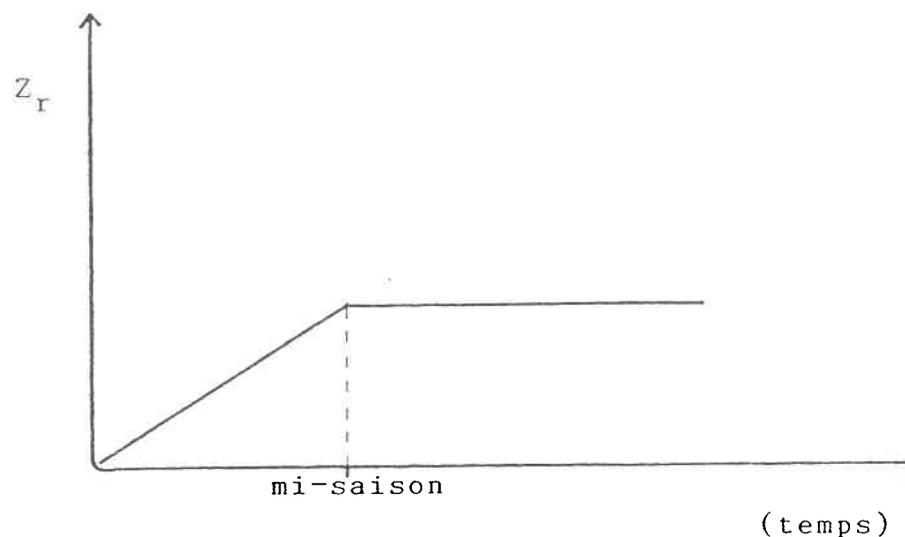


Fig. A.14: évolution de la profondeur racinaire de cultures (chou, blé, sorgho et coton)

La profondeur racinaire y augmente de façon linéaire jusqu'à la mi-saison et demeure ensuite constante.

Assad (1987) propose une loi d'enracinement (figure A.15) pour les cultures sénégalaises mil, arachide et niébé:

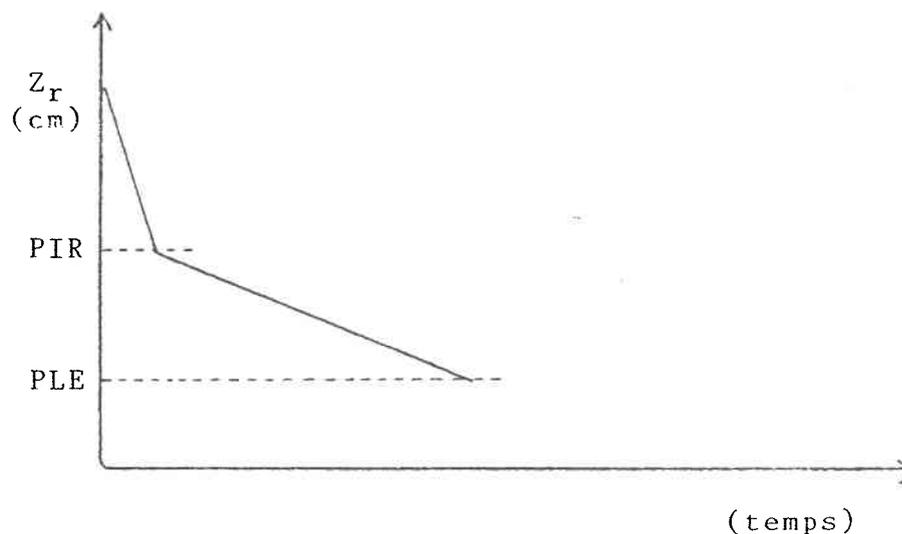


Fig. A.15: évolution de la profondeur racinaire de cultures sénégalaises  
(tirée de Assad, 1987)

Dans ce modèle, les lois d'enracinement sont linéaires et définies comme suit:

$$\text{prof. a} = A \times N \text{ jours} + B \quad (\text{jusqu'à PIR}) \quad (\text{cm}) \quad (\text{A.8})$$

$$\text{prof. b} = C \times N \text{ jours} + D \quad (\text{jusqu'à PLE}) \quad (\text{cm}) \quad (\text{A.9})$$

où: PIR = point d'inflexion racinaire (point où la croissance racinaire commence à se faire moins rapidement)

PLE = profondeur limite d'enracinement

et A, B, C et D sont des constantes.

Les valeurs de ces paramètres sont présentées au tableau A.6:

Tableau A.6

Valeurs des paramètres du modèle d'évolution racinaire de Assad (1987).

Culture	A	B	C	D	PIR(cm)
arachide	2,0	12,0	0	140	140
mil	3,0	0	1,0	60	90
niébé	2,7	0	3,0	63	121,5

Si on connaissait les valeurs de ces paramètres pour des groupes végétaux hydrologiquement différents, on pourrait facilement générer par ces équations leur croissance racinaire caractéristique.

#### A.5.2 forêts:

Les peuplements forestiers développent des systèmes racinaires plus profonds et étendus que les plantes non-ligneuses. Landsberg et McMurtie (1984) soutiennent que la fonction mathématique décrivant l'effet de la distribution racinaire sur la prise d'eau pour la transpiration peut être exprimée par un modèle exponentiel, parabolique, conique ou hémisphérique.

Nemani et Running (1989) utilisent un concept d'équilibre hydrologique conduisant, sous couvert résineux, à l'existence d'un équilibre entre l'indice foliaire des pins et la réserve utile du sol (RU), selon lequel:

$$IF = 0,1 (RU) + 0,5 \quad (A.10)$$

Grier et Running (1977) ont présenté une relation du même type reliant un index de bilan en eau du sol (WBI) à l'indice foliaire pour une forêt coniférienne:

$$IF = 0,289 (WBI) + 33,34 \quad (r^2 = 0,99) \quad (A.11)$$

Le WBI est calculé en ajoutant le stock en eau du sol aux précipitations puis en soustrayant l'évaporation durant la saison de croissance. La relation de Grier et Running ne s'appliquera probablement pas pour des écosystèmes où il existe un grand stress en nutriments et où la biomasse du canopé et sa productivité sont faibles.

Gholz (1982) a trouvé une troisième relation du même genre, cette fois-ci pour plusieurs types végétaux, soit des forêts conifériennes et feuillues, des arbustes variés et une végétation de steppe qu'il représente par l'équation:

$$IF = 0,263 (WBI) + 32 \quad (A.12)$$

très semblable à celle de Grier et Running (1977).

En inventoriant, à partir de la littérature, plusieurs relations entre le contenu en eau du sol et le comportement racinaire pour tous types de végétaux, on peut suggérer

de ne tenir compte, dans toute étude de bilan vertical du sol, que des premiers 15 cm de sol pour les herbes (Barley, 1970), des 30 premiers pour les cultures et prairies et des 60 premiers pour les forêts (Kochenderfer, 1973).

### A.6 résistances (r):

La résistance totale ( $r_t$ ) d'une feuille à la diffusion de vapeur d'eau provient d'un ensemble de résistances agissant les unes en parallèle, les autres en série. La figure A.16 présente les résistances à la diffusion de vapeur d'eau d'une feuille quelconque:

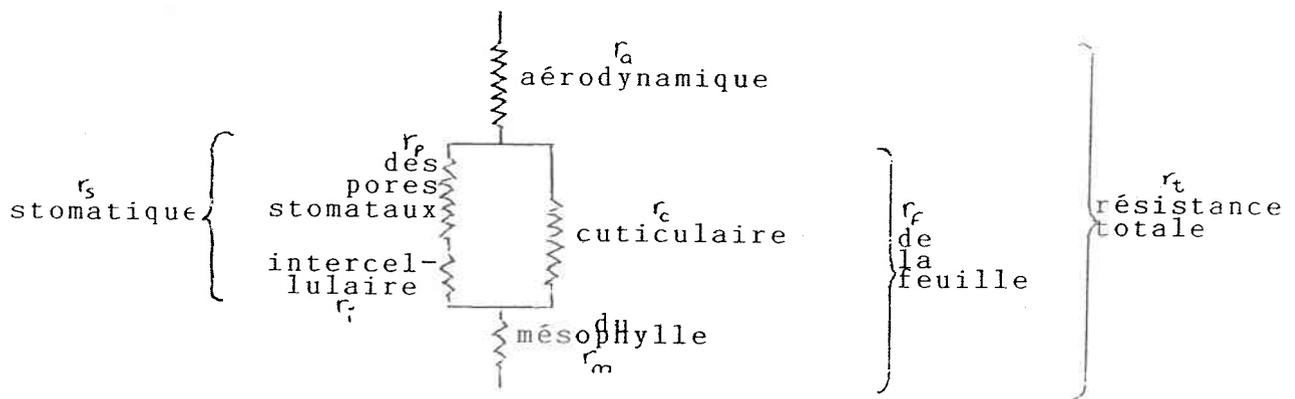


Fig. A.16: les diverses résistances d'une feuille à la diffusion de vapeur d'eau  
(adaptée d'après Kramer, 1983)

La résistance des espaces intercellulaires est négligeable, bien qu'elle augmente avec la déshydratation des feuilles. La résistance du mésophylle est également très faible. Ainsi, les résistances les plus importantes sont la résistance cuticulaire et la résistance stomatique. Voyons chacune d'elles plus en détail afin de comprendre leur implication hydrologique.

#### **A.6.1 résistance cuticulaire ( $r_c$ ):**

La résistance cuticulaire varie de 10 à au-delà de 100 s.cm<sup>-1</sup>, en fonction des espèces, de l'hydratation des feuilles et de l'humidité atmosphérique. La cuticule est une membrane poreuse et souple dont l'épaisseur et la dimension des pores varient selon les espèces. Celles adaptées à la sécheresse ont une épaisse couche cutinisée qui augmente leur résistance à la diffusion de l'eau et diminue leur transpiration cuticulaire. Quand les stomates sont ouverts,  $r_s$  est si petit par rapport à  $r_c$  qu'à peu près toute la vapeur d'eau s'échappe à travers le stomate. Ainsi, la transpiration est habituellement contrôlée par l'ouverture stomatale, de sorte qu'on ne tient habituellement pas compte de la résistance cuticulaire dans les calculs hydrologiques.

#### **A.6.2 résistance stomatique ( $r_s$ ):**

La résistance stomatique, offerte par les stomates exprime la résistance qu'offre la surface végétale aux transferts aqueux et gazeux. La figure A.17 compare les pertes en eau des feuilles d'une azalée et d'un chêne vert, exprimées en pourcentage du poids sec, selon Kramer (1983):

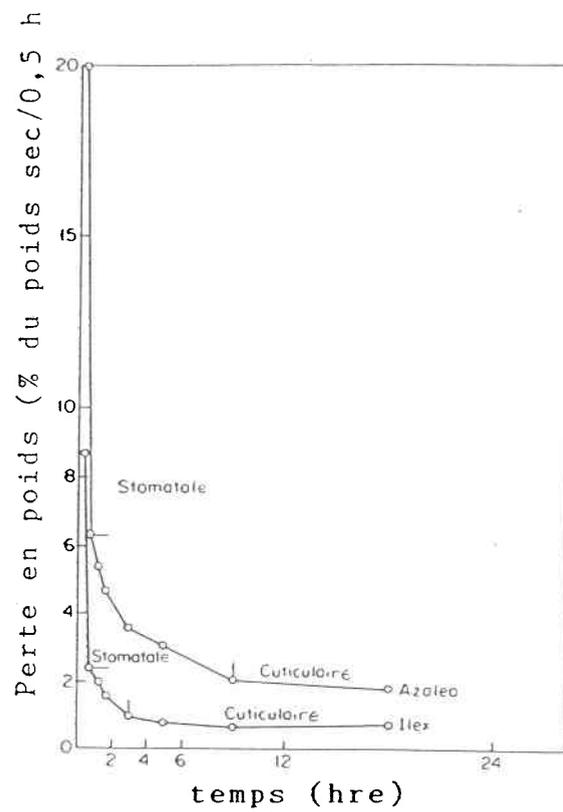


Fig. A.17: perte d'eau des feuilles en fonction de la période du jour  
(adaptée d'après Kramer, 1983)

Les phases stomatales et cuticulaires de transpiration sont indiquées pour chaque espèce. On y voit que les stomates du chêne vert se ferment plus rapidement que ceux de l'azalée et que le chêne présente de plus petits taux de transpiration cuticulaire que l'azalée.

La figure A.18 présente quelques valeurs de  $r_s$  pour des formations végétales variées.

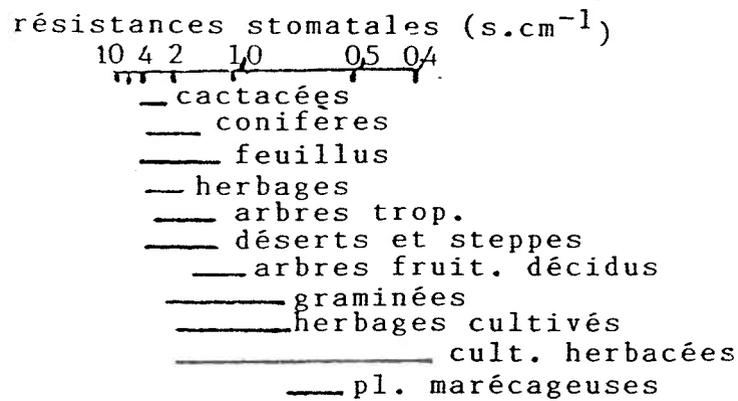


Fig. A.18: résistances stomatales de différents groupes végétaux  
(adaptée d'après Grace, 1983)

La résistance stomatale n'est jamais stable parce qu'elle réagit aux changements environnementaux de température, d'humidité, etc... De par cette difficulté d'évaluer de façon précise  $r_s$ , les chercheurs ont établi des corrélations avec des paramètres facilement et rapidement déterminables. Ces relations furent établies pour différents couverts végétaux. Ainsi, pour les essences forestières, Chassagneux (1986), présente la formule de Lohammar:

$$r_s = (R_g + R_{g0})/R_g \times ((\alpha + \beta[e_w \cdot T_a - e_a])/IF) \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.13})$$

où:  $R_g$  = rayonnement solaire global ( $W.m^{-2}$ )

$e_w$  = tension de vapeur saturante (Pa)

$T_a$  = température de l'air

$e_a$  = tension de vapeur de l'air (Pa)

$R_g, \alpha$  et  $\beta$  sont des coefficients dont les valeurs sont présentées au tableau

A.7:

Tableau A.7

Valeurs des coefficients de la formule de Lohammar.

type végétal	$R_{go}$ (W/m <sup>2</sup> )	$\alpha$	$\beta$
feuillus	110	30	0,12
résineux	150	35	0,1

Pour les feuillus, on considère généralement que tant que l'indice foliaire est inférieur à sa valeur maximale, la résistance stomatale est 4 fois supérieure à la valeur obtenue à maturité, pour tenir compte de la mauvaise respiration des premières feuilles. Tous les paramètres de cette formule sont facilement accessibles soit par télédétection ( $R_g$ , IF), soit par données météorologiques traditionnelles ( $e_w$ ,  $e_a$ ,  $T_a$ ), ce qui en fait un modèle facilement applicable. Cependant, on doit se restreindre, pour l'utilisation des valeurs de  $\alpha$  et  $\beta$ , à 2 valeurs: une pour les feuillus et une pour les résineux

Halldin (1985), présente lui aussi une équation pour déterminer  $r_s$ , cette fois spécifiquement pour le pin. Voici sa formule:

$$r_s = [(R_g + R_o)/R_g] \cdot [(a + \delta_c)/k_0] / IF \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad (\text{A.14})$$

où  $\delta_c$  = déficit de concentration de vapeur d'eau (kg.m<sup>-3</sup>)

$R_o$ ,  $a$  et  $k_0$  sont des coefficients

et les autres termes ont la même signification que précédemment.

Les valeurs des coefficients de cette formule sont trouvées au tableau A.8:

Tableau A.8

Valeurs des paramètres de la formule de Halldin (1985).

type végétal	Ro (W/m <sup>2</sup> )	k <sub>0</sub> (kg/m <sup>2</sup> .s)	a
feuillus (chêne)	125	7,8 x 10 <sup>-5</sup>	23 x 10 <sup>-3</sup>
résineux (pin)	125	3,0 x 10 <sup>-5</sup>	4,6 x 10 <sup>-3</sup>

En utilisant les valeurs présentées ici pour Ro, k<sub>0</sub> et a, celles de Rg et de IF pouvant provenir de données satellitaires et c de stations météorologiques, on peut facilement déterminer r<sub>s</sub>, grâce à la formule de Halldin.

Cependant, nous devons ici aussi nous rabattre sur des valeurs fixes pour les paramètres Ro, k<sub>0</sub> et elles ne sont encore déterminées que pour les classes feuillus et conifères. Cette formule requiert moins de valeurs satellitaires et météorologiques que la précédente. De plus, comme cette dernière, son application au niveau régional est indéniable.

Travaillant sur une forêt de pins, Perrier (1982) propose une formule applicable aux échelles régionale et globale:

$$r_s = (a + b.Rg)/Rg + (Y + c)/d \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.15})$$

où: a, b, c, et d sont des constantes

Y = différence entre la température de l'air et celle du canopé (Ta-Tc) (°C)

Ces 3 formules sont donc toutes de la même forme : elles contiennent des valeurs pouvant être acquises par télédétection, d'autres par données météorologiques et elles nécessitent la connaissance de valeurs constantes.

Deardoff (1978) a proposé, pour la végétation décidue:

$$r_s = [2 \times (S_{\max\downarrow} / S_{\downarrow} + 0,3S_{\max\downarrow}) + \mathcal{S} + (W_{\text{wilt}}/W_s)^2] \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.16})$$

où:  $S_{\max\downarrow}$  = radiation solaire incidente maximale à midi  
 $S_{\downarrow}$  = flux de radiation de courte longueur d'onde incident  
 $\mathcal{S}$  = coefficient exprimant la dépendance saisonnière de  $r_s$ .  
 $W_{\text{wilt}}$  = valeur du point de flétrissement  
 $W_s = (0,9.w_2 + 0,1.w_g)$   
 $w_2$  = humidité du sol en profondeur (dans la zone racinaire)  
 $w_g$  = humidité du sol en surface (10 premiers cm de sol)

Ici,  $S_{\max\downarrow}$ ,  $S_{\downarrow}$  et  $w_g$  peuvent être fournis par télédétection, tandis que  $W_{\text{wilt}}$  peut être connu pour une espèce végétale donnée.

Sous l'influence de cette formule de Deardoff, Taconet (1986) a développé, avec l'aide de données NOAA pour les températures de surface, une formule dont l'application se veut régionale et globale. Elle l'a appliquée à un couvert de blé:

$$r_s = R_o \times [(800/(1+S)) + ((1,2xw_{\text{wilt}})/(0,9.w_2 + 0,1.w_g))^2] \times \text{PS/IF} \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.17})$$

où:  $R_o$  = facteur stomatal saisonnier (s.m<sup>-1</sup>)

S = flux solaire incident

PS = facteur d'ombrage

Ro est constant durant la saison de croissance, puis augmente jusqu'à un plateau lorsque la plante arrive à maturité. Il est étroitement lié à la phénologie du blé. Ainsi, les valeurs de Ro varient entre 60 et 80 s.m<sup>-1</sup> en saison de croissance et de 150 à 200 s.m<sup>-1</sup> à maturité.

Un peu plus complexe que les autres formules, cette dernière présente l'avantage de pouvoir être résolue à l'aide de la télédétection (pour IF, S, PS et w<sub>g</sub>).

Szeicz (1969), propose, spécifiquement pour les cultures, la formule:

$$r_s = (\rho \cdot c_p / \gamma) \times [(e_s \cdot T_s - e_a) / LE] \quad (\text{s.m}^{-1}) \quad (\text{A.18})$$

où:  $\rho$  = masse volumique de l'air (kg.m<sup>-3</sup>)

$c_p$  = chaleur spécifique de l'air à pression constante (J.kg<sup>-1</sup>.°C<sup>-1</sup>)

$\gamma$  = constante psychrométrique (mb.k<sup>-1</sup>)

$e_s$  = tension partielle de vapeur au niveau de la surface évaporante (mb)

$e_a$  = tension partielle de vapeur au niveau z (mb)

en plus d'une formule générale pour tous les types de végétaux, soit:

$$\log_{10} r_s = 1,4 - (2 \times LE) \setminus (R - G) \quad (\text{A.19})$$

Toutes ces équations montrent donc qu'on peut estimer  $r_s$  grâce à des données météorologiques et satellitaires facilement disponibles.

### A.6.3 résistance du canopé ( $r_c$ ):

Lorsque l'on intègre, dans un canopé, toutes les variations des résistances stomatiques ( $r_s$ ) au niveau de chaque feuille, on obtient une résistance égale à la résistance du canopé ( $r_c$ ). Cette résistance peut être estimée adéquatement à l'échelle locale, mais sa paramétrisation à l'échelle régionale est extrêmement difficile à cause des caractéristiques physiographiques et géomorphiques complexes de plusieurs systèmes hydrologiques. On retrouve pour le calcul de  $r_c$  plusieurs formules s'appliquant à divers types végétaux.

Pour un couvert de blé, Perrier (1982) a trouvé une relation linéaire intéressante entre la différence de température de l'air ( $T_a$ ) et du canopé ( $T_c$ ), et  $r_c$ , relation présentée à la figure A.19:

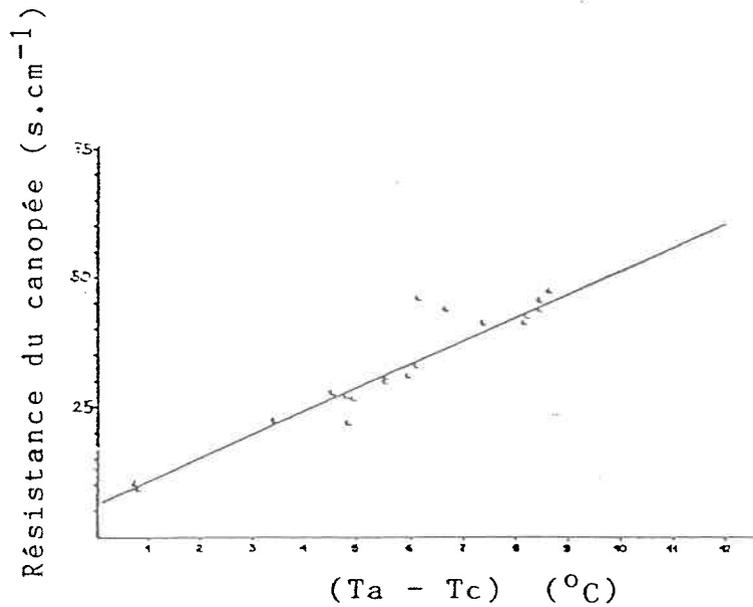


Fig. A.19: relation entre  $r_c$  et la différence de température entre l'air et le canopy  
(tirée de Perrier, 1983)

donnant la relation:

$$r_c = 4,5(Ta - Tc) + 6,39 \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.20})$$

faisant en sorte que  $r_c$  peut être déterminée à partir de données satellitaires (pour  $T_a$  et  $T_c$ ).

#### A.6.4 résistance aérodynamique ( $r_a$ ):

Il existe une quatrième résistance relative au couvert végétal, mais inférieure à  $r_s$  parce que les résistances de transfert impliquées sont différentes (Shuttleworth, 1984). C'est la résistance aérodynamique  $r_a$  qui représente l'influence de la végétation sur les

échanges de vapeur entre le canopé et l'atmosphère. Elle est annulée lorsque le couvert évapore de l'eau interceptée. Il existe également pour cette résistance, différentes formulations provenant de la littérature.

Shuttleworth (1984), propose, pour les cultures:

$$r_a = 4.72 \times (\ln^2(z/z_0)) \times (1 + 0,54(u)) \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.21})$$

où:  $z$  = hauteur (m)

$u$  = vitesse du vent (m.s<sup>-1</sup>)

Prantl (1945), se basant sur l'analyse entre les flux de quantité de mouvement et de gradients de vitesses de vent, présente, pour tout type de canopé:

$$r_a = (1 / (k^2 \cdot u)) \times (\ln(z - d) / z_0)^2 \text{ (s.m}^{-1}\text{)} \quad (\text{A.22})$$

Cette formule est fréquemment utilisée en conditions neutres, notamment par Morton (1984) et Rambal (1987). Le couvert végétal est réduit à un plan unique, situé à la hauteur  $z_0 + d$ , et est à la fois source de chaleur latente, sensible et de flux de quantité de mouvement. Cependant, lorsque la stabilité des basses couches de l'atmosphère est modifiée, le profil de vitesse du vent n'est plus logarithmique. Dans de telles conditions, l'expression de la résistance aérodynamique est fondée sur l'application de la théorie de Monin-Obukhov.

Pour de petites feuilles comme les aiguilles de conifères, la  $r_s$  doit être inférieure à 300 s.m<sup>-1</sup> et la vitesse du vent inférieure à 30 cm.s<sup>-1</sup> avant que  $r_a$  ne contribue

substantiellement à la résistance totale de perte de vapeur d'eau. La figure A.20 présente la relation entre la résistance aérodynamique et la vitesse du vent pour des couverts résineux en conditions naturelles (*Abies lasiocarpa* [Hook] Nutt, *Juniper communis* L. et *Pinus contorta* Dougl.). Les barres horizontales et verticales indiquent un intervalle de confiance maximal de 95% pour toutes les espèces.

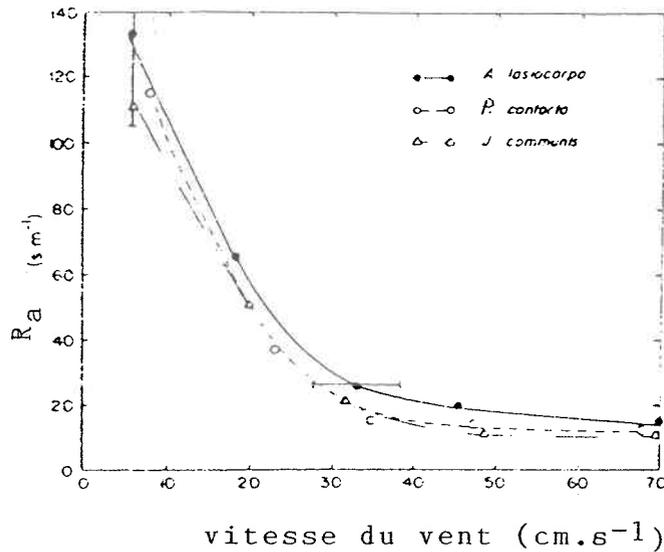


Fig. A.20: relation entre le résistance aérodynamique et la vitesse du vent  
(adaptée d'après Smith, 1980)

L'augmentation rapide de  $r_a$  à de petites vitesses de vent reflète une plus grande interférence entre les aiguilles individuelles comparativement à de plus grandes vitesses de vent. Cette interférence mutuelle peut mener au développement d'une couche limite épaisse pour chaque aiguille. Les grands vents provoquent une augmentation de turbulence qui diminue l'épaisseur de la couche limite autour des

aiguilles individuelles provoquant la formation de couches limites qui se chevauchent avec les adjacentes. L'augmentation de  $r_a$  induit également une augmentation des transferts de chaleur et de vapeur d'eau.

Le tableau A.9 présente des valeurs trouvées dans la littérature pour les résistances végétales d'importance non-négligeable en hydrologie, c'est-à-dire les résistances stomatique, du canopé et aérodynamique:

Tableau A.9  
Valeurs de certaines résistances végétales, d'après Perrier (1981), Beven (1979) et Grace (1983).

type de végétation	$r_s$	$r_c$	$r_a$
toundra	50	400	--
couvert herbacé	--	50	20-50
betterave à sucre	50	50	--
pomme de terre	--	70	--
cultures	50	--	20-50
blé	--	60	--
orge	--	70	--
luzerne	--	40	--
maïs	--	80	--
tournesol	--	40	--
coton	--	130	--
citron	--	250	--
forêt de feuillus	--	100-150	--
forêt de conifères	50	200-300	3-10
plantation tropicale	16	100-300	70

Ces trois types de résistances doivent être retenus dans la paramétrisation végétale hydrologique des types d'occupation du sol, à la lumière de ce qui a été dit précédemment. Elles jouent chacune un rôle important et différent et témoignent du comportement des végétaux face à la diffusion de vapeur d'eau.

ANNEXE B: CONSIDÉRATIONS DE L'OCCUPATION DU SOL DANS QUELQUES  
MODELES HYDROLOGIQUES DE LA LITTÉRATURE

## **B.1 historique:**

Il existe plusieurs façons valables de classifier la végétation, en fonction des besoins de l'utilisateur. Plusieurs écoles ont été développées, différentes dans leurs réponses aux problèmes de la végétation, adaptées à des climats et paysages différents, et interreliées de façon complexe par un partage d'idées. Les premières approches de classification étaient fonction de la structure ou de la physionomie végétale (Humboldt), mais ensuite, elles furent divisées en cinq traditions régionales, chacune incluant plusieurs écoles: les traditions nordique (Fries), sudiste (Schroter), russe (Keller), anglaise (Tansley) et américaine (Whittaker). A travers celles-ci, on distingue 12 approches de classification parmi lesquelles on retrouve celles de la dynamique de la végétation, des espèces dominantes, de la division ou la combinaison de strates, l'approche par le sous-couvert forestier et enfin celle des unités floristiques.

## **B.2 place de la végétation dans quelques modèles hydrologiques existants:**

Un modèle hydrologique a pour objet de simuler chaque processus individuel du cycle hydrologique. Les composantes individuelles sont ensuite reliées ensemble par un algorithme qui est basé sur des principes de continuité. Il existe, d'une part, les modèles hydrologiques mécanistes dont les solutions numériques proviennent d'équations différentielles partielles qui gouvernent l'infiltration et les flux à la surface et dans le sol sur une grille de mailles, et, d'autre part, les modèles conceptuels qui représentent le bassin versant en une série de réservoirs approximant les réponses additionnées de toutes les pertes du bassin.

D'une manière assez générale, les modèles hydrologiques sont conceptuels du type entrée-sortie et la couverture végétale n'y est pas prise en compte explicitement.

Rares sont les modèles hydrologiques où l'on affiche clairement une classification végétale; la végétation y est considérée, mais implicitement par exemple dans les formules d'interception des précipitations, les formules d'évapotranspiration, etc... (Chassagneux, 1986). Au niveau des échanges entre le sol et l'atmosphère, elle n'intervient souvent que par l'intermédiaire d'une réduction de l'ETP en ETR, cette diminution étant fonction de l'état hydrique d'un hypothétique réservoir superficiel qui simule l'hydrodynamique de la zone non-saturée.

Au niveau du profil vertical dans le sol, il existe des modèles analytiques basés sur une grande connaissance du mécanisme. Ils ont tous une structure semblable: les transferts d'eau dans le sol sont décrits par la loi de Darcy associée à des équations de continuité qui prennent en compte un terme de puits représentant l'extraction de l'eau par les racines. La plante y intervient par l'intermédiaire de sa résistance stomatique.

Nous présentons ici la paramétrisation de la végétation dans quelques modèles hydrologiques courants, soient WATSIM, SHE, WTRYLD, BROOK et FOREST-BGC.

### **B.2.1 le modèle WATSIM:**

Le modèle britannique WATSIM (Aston et Dunin, 1980) est de type déterministe et décrit les processus hydrologiques majeurs tels l'interception, l'infiltration, l'évaporation, le drainage et le ruissellement. Il peut opérer en traitant le bassin versant en une série d'aires hydrologiques agissant en cascades ou comme une seule entité globale. Son pas de temps varie de 15 minutes à 24 heures et il est applicable aux bassins versants régionaux.

La végétation y est considérée par son influence sur l'interception et l'évapotranspiration. On la paramétrise, dans le calcul de l'interception, par 2 paramètres, dont l'un représente le pourcentage de couverture du sol (B) et l'autre l'efficacité du couvert à retenir les précipitations ( $\xi$ ) selon:

$$P_t = (1 - \xi).B.P_g + (1 - B).P_g \quad (B.1)$$

où:  $P_t$  = taux de précipitations atteignant le sol ( $\text{mm.s}^{-1}$ )

$P_g$  = taux de précipitations total ( $\text{mm.s}^{-1}$ )

Le modèle tient compte du patron de croissance des espèces dominantes en modifiant la capacité du canopé à intercepter l'eau de 0,5 mm en hiver à 2,0 mm en été (pour le couvert herbacé pour lequel il a été développé). La figure B.1 présente le modèle sous forme schématique généralisée.

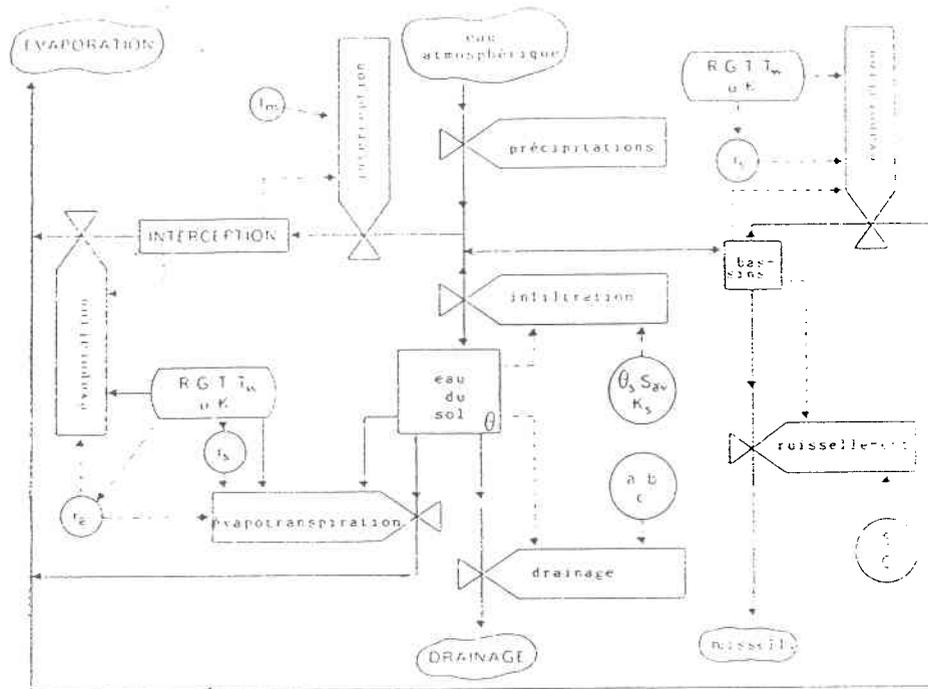


Fig. B.1: schéma du modèle WATSIM (adapté d'après Aston et Dunin, 1980)

Dans le processus d'évapotranspiration réelle, on y considère l'influence végétale par sa résistance aérodynamique à la vapeur d'eau et sa résistance de surface au flux de vapeur:

$$LE = \left[ \left( \frac{s}{s + \gamma} \right) \cdot (R - G) \right] + \left( \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \right) \cdot (T - T_w) \quad (B.2)$$

où:  $L$  = chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $J \cdot m^{-1}$ )

et  $E$  = taux d'évaporation réelle ( $mm \cdot s^{-1}$ ) est donnée par:

$$E = \frac{E_p}{\left[ 1 + \left( \frac{\gamma}{s + \gamma} \right) \cdot \left( \frac{r_s}{r_a} \right) \right]} \quad (B.3)$$

où:

- $s$  = pente de pression de vapeur à saturation
- $\gamma$  = constante psychrométrique
- $Q$  = masse volumique de l'air
- $c_p$  = chaleur spécifique de l'air à pression constante
- $r_a$  = résistance aérodynamique
- $r_s$  = résistance de surface
- $R$  = flux net de radiation
- $G$  = flux de chaleur dans le sol
- $E_p$  = taux d'évaporation potentielle ( $\text{mm.s}^{-1}$ )
- $T$  = température du thermomètre sec
- $T_w$  = température du thermomètre mouillé

Les paramètres  $r_s$  et  $r_a$  y subissent de plus des variations temporelles diurnes et saisonnières:  $r_a$  est exprimée en fonction de la vitesse du vent et  $r_s$  varie en fonction des conditions météorologiques et du développement phénologique du couvert herbacé.

### **B.2.2 le modèle SHE:**

Le modèle physique déterministe distribué SHE utilise la méthode des différences et éléments finis pour résoudre les équations différentielles décrivant les processus d'écoulement en surface et souterrain, saturés ou non (Institut d'Hydrologie Danois, 1986). Il est applicable aux échelles locale et régionale. Grâce à une structure (voir figure B.2) qui inclue des informations sur la topographie, les précipitations et le climat, les types végétaux, les types de sol et leur profondeur, le modèle simule 5

processus: l'interception et l'évapotranspiration, l'écoulement superficiel et souterrain, le contenu en eau des zones insaturée et saturée et la fonte de neige.

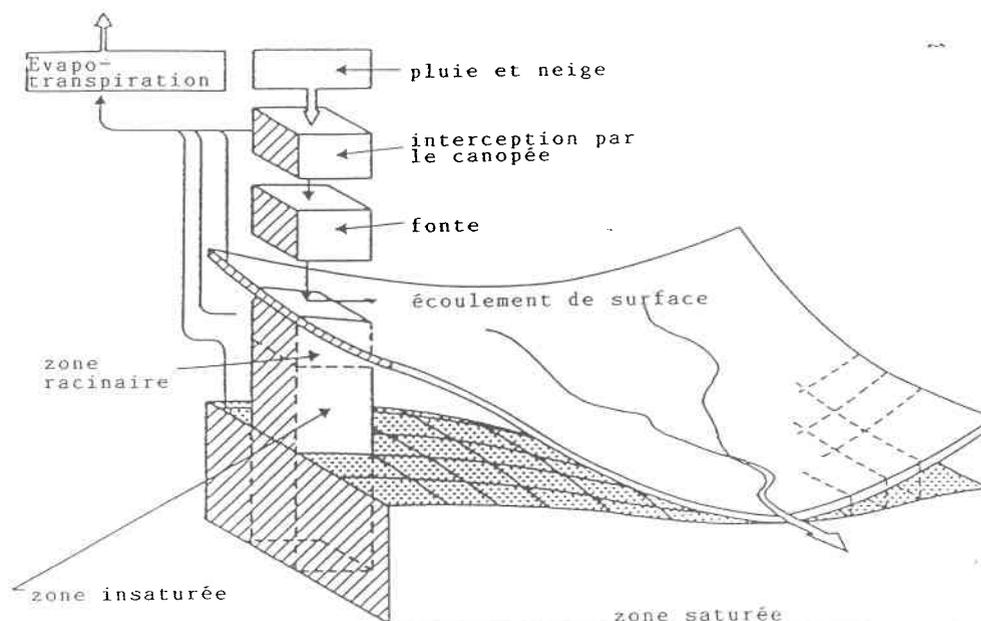


Fig. B.2: schéma du modèle SHE (adapté d'après l'Institut d'Hydraulique Danois, 1986)

L'interception est modélisée selon le modèle de Rutter *et al.* (1977) appliqué ici pour tous les types végétaux et qui tient compte du recouvrement de la végétation et de la capacité de stockage des précipitations du canopy.

L'effet de la croissance saisonnière de la végétation, des pratiques agricoles et des variations d'occupation du territoire sont également présents dans ce modèle.

L'évapotranspiration est hiérarchisée en différentes formules en fonction des données et des paramètres disponibles. Au sommet de cette hiérarchie, on considère le

modèle physique-réaliste de Penman-Monteith où  $r_a$  et  $r_s$  sont les seuls paramètres directement relatifs au type de végétation présent. L'évapotranspiration interagit avec la zone racinaire. L'extraction d'eau de la zone racinaire pour la transpiration est distribuée selon la répartition verticale de la masse racinaire, la conductivité hydraulique et la capacité de stockage d'eau du sol.

### **B.2.3 le modèle WTRYLD:**

Le modèle hydrologique WTRYLD a été développé pour procurer des valeurs d'augmentation de bilan en eau et en sédiments, en tenant compte de considérations forestières et agricoles (Combs *et al.*) (figure B.3). Il comprend trois composantes: le bilan d'humidité du sol par rapport au bilan en eau, où il considère les variations dans l'humidité du sol en fonction entre autres du transport par les plantes; l'écoulement en surface, où il considère les processus de ruissellement, de recharge souterraine, l'érodibilité du sol, la protection de l'érosion par la végétation, etc...; et enfin le transport fluvial. Pour l'humidité du sol et l'évapotranspiration, le modèle utilise un modèle de bilan hydrique physique où le bilan en eau est représenté par analogie à un circuit électronique pour le système sol-plante. La résistance au flux d'eau est définie en termes de caractéristiques des plantes, du sol et de la litière. Le potentiel de chaque couche de sol est défini en fonction du contenu en eau du sol.

Les paramètres végétaux de base qui y varient spatialement dans les processus d'évaporation et d'infiltration sont les espèces dominantes, l'âge et la densité des peuplements.

Le modèle simule également les variations d'ombrage suite à des modifications du couvert végétal causées par la succession végétale, par la reconstitution après feu, les pratiques agricoles ou l'urbanisation.

L'interception des précipitations est formulée en fonction de l'indice foliaire et de l'indice de tige (IT) et tient compte des variations annuelles de l'indice foliaire en fonction des dates de début de feuillaison et de défeuillaison.

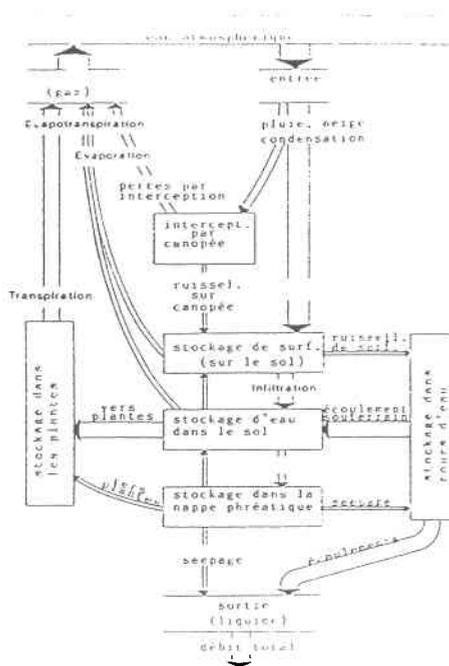


Fig. B.3: Schéma du modèle WTRYLD (adapté d'après Combs et Bowie, 1988)

#### **B.2.4 le modèle BROOK:**

Federer *et al.* (1978) ont développé un modèle hydrologique forestier: le modèle BROOK, qui a l'avantage de se contenter d'un nombre restreint d'intrants, soient les relevés journaliers de précipitation et de température. Ces données sont utilisées dans une série de sous-routines qui calculent journalièrement les valeurs d'une série d'indices écoclimatiques classiques dont l'évaporation du sol et du couvert végétal, la transpiration, l'infiltration et les débits. Devillez (1986) a montré que les équations choisies sont particulièrement bien adaptées à un écosystème forestier dans lequel la couverture végétale détermine l'évaporation des surfaces en même temps qu'elle conditionne une grande partie du mouvement de l'eau dans les couches superficielles du profil.

C'est un modèle applicable au niveau régional dont l'approche compartimentale est intermédiaire entre l'analyse numérique et l'approche déterministe. Il distribue l'eau dans 5 compartiments: la zone racinaire, le sol non-saturé situé entre la zone racinaire et la nappe phréatique, la nappe, la neige interceptée par la végétation forestière et la neige au sol. La figure B.4 schématise la distribution de l'eau entre les divers compartiments du modèle, les flèches représentant les flux d'un compartiment à l'autre. Le modèle intègre le contenu des divers compartiments par différences finies sur un intervalle de temps fixé à 24 heures.

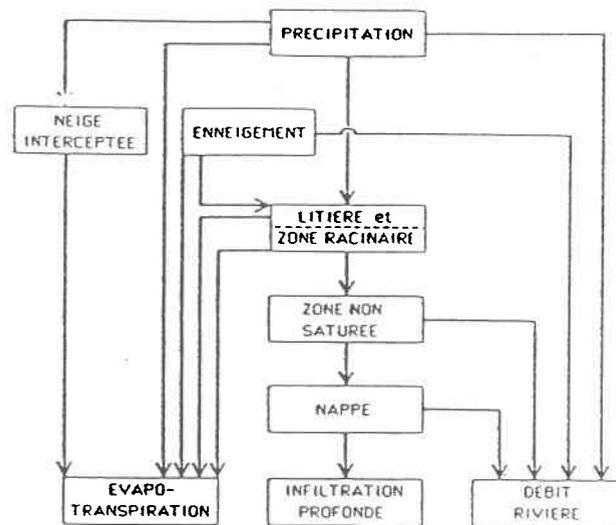


Fig. B.4: schéma du modèle Brook (d'après Federer et Lash, 1978)

Bien qu'il ne nécessite que des valeurs journalières de température et de précipitation en alimentation, le modèle exige que soient fixées les valeurs d'une série de paramètres. Ainsi, pour l'interception, la fonte de neige, l'évaporation et la transpiration, on recourt aux indices foliaire (IF) et de tige (IT).

L'équation décrivant l'interception de la pluie est formulée comme suit:

$$INT = 0.75[(0.67 \cdot IF/4) + 0.33(IT/2)] \cdot \min(ETP, PPT) \quad (B.5)$$

où: INT = précipitations interceptées

PPT = précipitations totales

et ETP est calculée selon la méthode de Hamon (1963)

L'interception est fonction des indices foliaire et de tige et le pourcentage d'interception varie selon la phase feuillée ou défeuillée. On y admet en effet une

progression ou une régression linéaire de la feuillaison entre les dates de fin et de début de feuillaison. Par ailleurs, pour rendre compte de la variation de l'effet de l'indice foliaire sur la transpiration pendant qu'il varie du minimum au maximum, le modèle utilise une fonction quadratique pour calculer un coefficient réducteur (LAIF):

$$LAIF = 1 - (IF/4 - 1)^2 \quad (B.6)$$

ce qui revient à dire que les premières tranches du canopé exercent plus d'effet que les dernières sur la transpiration.

L'évaporation du sol (SEVAP) et l'évapotranspiration (TRANS) se calculent en fonction de l'indice foliaire comme suit:

$$SEVAP = [(IF - 4)^2/16.84 + 0.05].\min [EVWA, CE.PE.RS(1-0.3(IT))] \quad (B.7)$$

où: EVWA = eau disponible dans les premiers 50 mm de sol

CE = une constante pour l'évaporation

PE = température moyenne journalière

RS = pente et orientation du bassin versant

et  $TRANS = [1-(IF/4-1)^2].\min(EZA,CT.PE.RS) \quad (B.8)$

où: EZA = eau disponible dans toute la zone racinaire

CT = constante pour la transpiration

Enfin, on y calcule la fraction du bassin versant agissant comme source (PRT). La formule utilisée à cette fin fait intervenir la profondeur racinaire et le pourcentage d'imperméabilité:

$$PRT = IMPERV + PC.exp(PAC.EZONE/EZDEP) \quad (B.9)$$

où: IMPERV = fraction de la surface du bassin constamment imperméable

EZONE = hauteur d'eau présente dans la zone racinaire

EZDEP = profondeur de la zone racinaire

PC et PAC sont des coefficients d'ajustement

### **B.2.5 le modèle FOREST-BGC:**

Le modèle forestier FOREST-BGC a été développé par Running et Coughland (1988). Il calcule de façon journalière l'évapotranspiration et la photosynthèse nette à l'échelle régionale. Le modèle utilise l'indice foliaire pour quantifier la structure de la forêt, qui joue un grand rôle dans les échanges de masse et d'énergie. Il requiert des entrées journalières de radiation incidente de courtes longueurs d'ondes, de température de l'air, de température du point de rosée et de précipitation.

Le modèle traite le canopé forestier comme une feuille homogène à 3 dimensions et de profondeur proportionnelle à l'indice foliaire. Il considère, comme le montre la figure B.5, l'interception, l'évaporation, la transpiration, la photosynthèse, la croissance et la respiration, la décomposition et la minéralisation de l'azote et les flux de carbone au-dessus et dans le sol.

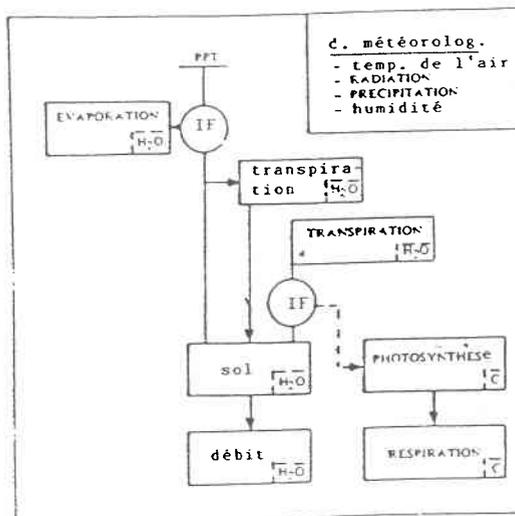


Fig. B.5: organigramme du modèle FOREST-BGC (d'après Running et Nemani, 1988)

Une équation de la loi de Beer permet d'atténuer le rayonnement de courte longueur d'onde incident à travers l'indice foliaire grâce à des coefficients d'extinction et à l'albédo du canopé, pour produire la formule procurant le rayonnement journalier moyen dans le canopé (DRAD) en fonction de l'indice foliaire:

$$DRAD = [Q(1-\exp(-(IF/2)\text{ext}))]/(-\text{ext} \cdot (IF/2.2)) \quad (\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}) \quad (\text{B.10})$$

où:  $Q$  = rayonnement incident de courte longueur d'onde ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$ )

$\text{ext}$  = coefficient d'extinction

La transpiration est calculée avec l'équation de Penman-Monteith (équation B.4) qui tient compte des résistances aérodynamique et du canopé, en plus de l'indice foliaire.

Ce modèle nécessite en outre la connaissance de plusieurs autres paramètres pour pouvoir fonctionner, paramètres peu évidents à évaluer tels la conductivité maximale du mésophylle, les coefficients de respiration des feuilles, tiges et racines, la concentration des feuilles en azote, etc...

### B.2.6: principales caractéristiques de l'occupation du sol prises en compte par les modèles décrits:

Il ressort que certains paramètres se retrouvent souvent dans les modèles hydrologiques décrits précédemment. Le tableau B.1 en présente une synthèse:

Tableau B.1

Synthèse des paramètres descriptifs des classes d'occupation du sol utilisés dans les modèles hydrologiques décrits.

modèles	%CS	CSC	$r_a$	$r_s$	IF	$z_r$	IT	%IMP
WATSIM	X	X	X	X	-	-	-	-
SHE	X	X	X	X	X	X	-	-
WTRYLD	-	-	-	-	X	-	X	-
BROOK	-	-	-	-	X	X	X	X
FOREST-BGC	X	-	X	X	X	-	-	-

où: %CS = pourcentage de couverture du sol

CSC = capacité de stockage d'eau du canopé

%IMP = pourcentage d'imperméabilité

$r_a$  = résistance aérodynamique

$r_s$  = résistance de surface

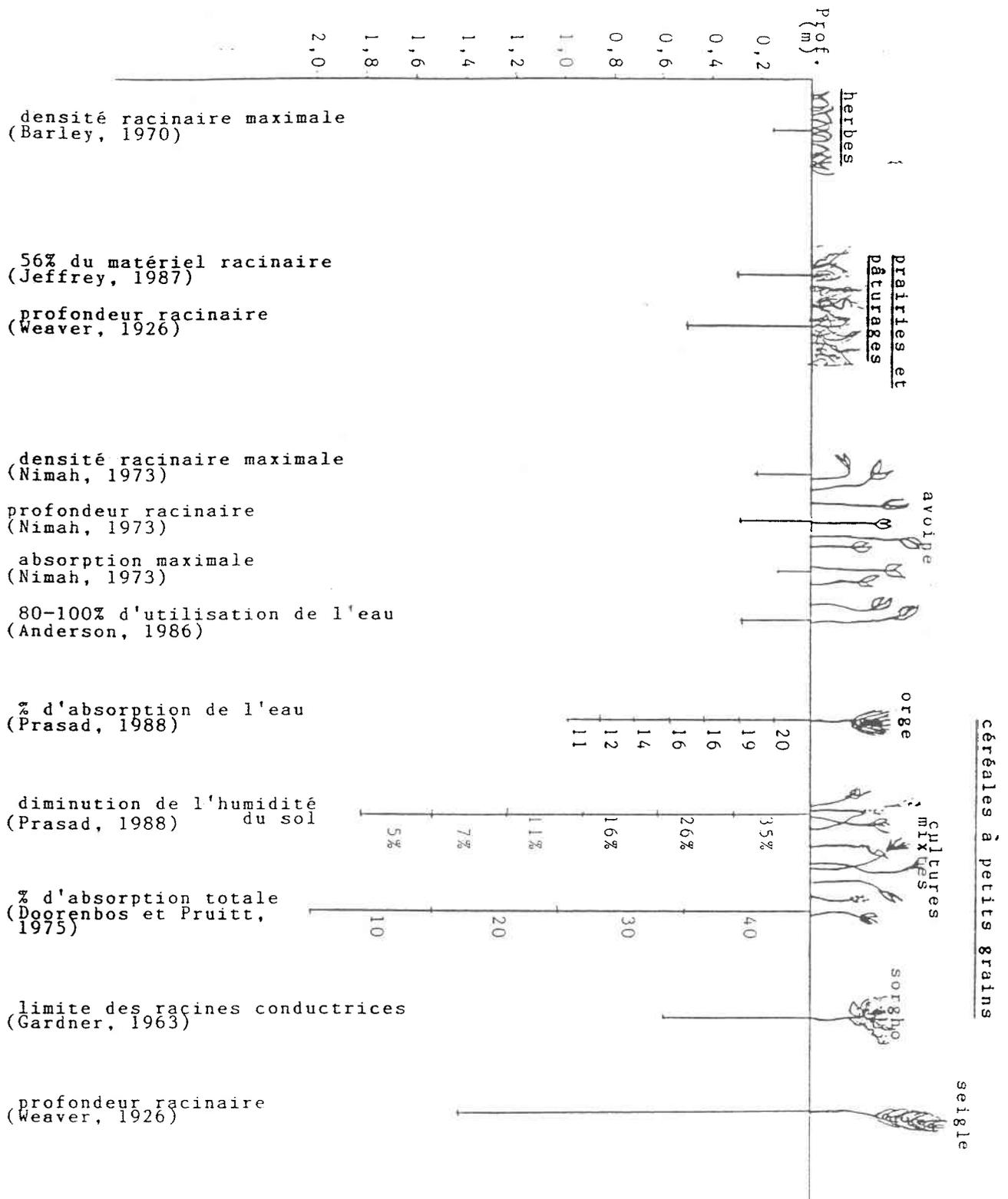
$z_r$  = profondeur racinaire

On y retrouve plusieurs des paramètres retenus précédemment (chap. 3) c'est-à-dire l'indice foliaire, la profondeur racinaire, les résistances aérodynamiques et de surface et le pourcentage d'imperméabilité. En plus d'avoir un rôle prépondérant en hydrologie, ces paramètres font déjà l'objet d'une intégration dans les modèles actuels en hydrologie. N'y manquent que l'albédo et la hauteur qui ne furent considérés dans aucun des modèles hydrologiques retenus et qui, pourtant, possèdent un rôle important.

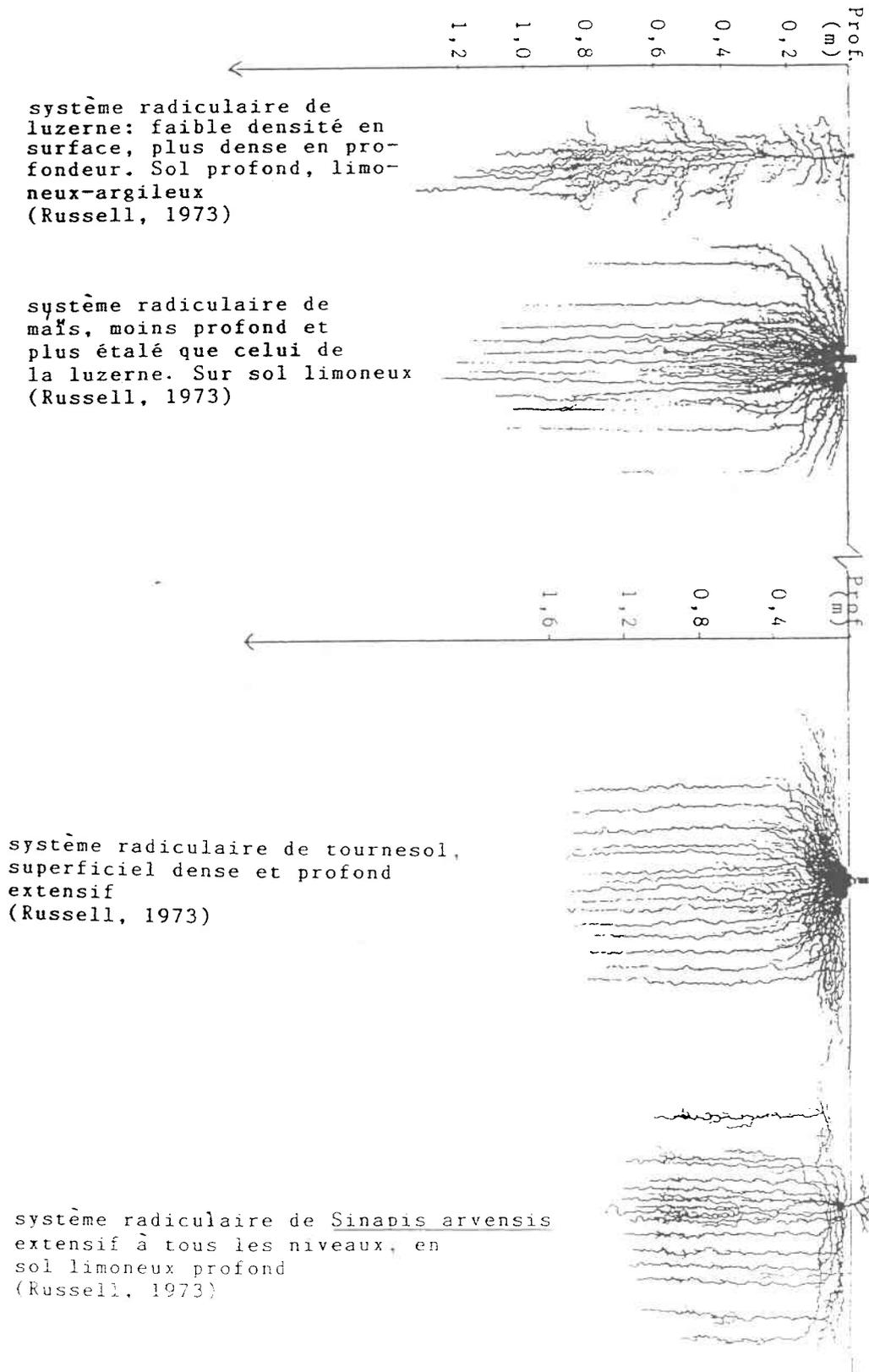
L'indice foliaire est le paramètre de surface le plus courant (il est présent dans 4 modèles), suivi des résistances, puis du pourcentage de couverture du sol, de la capacité de stockage du canopé, de la profondeur racinaire et de l'indice de tige.

Le pourcentage d'imperméabilité n'est pas rencontré souvent, mais on aurait intérêt à l'intégrer aux processus de modélisation hydrologique.

ANNEXE C: QUELQUES PROFILS RACINAIRES



CULTURES FOURRAGÈRES

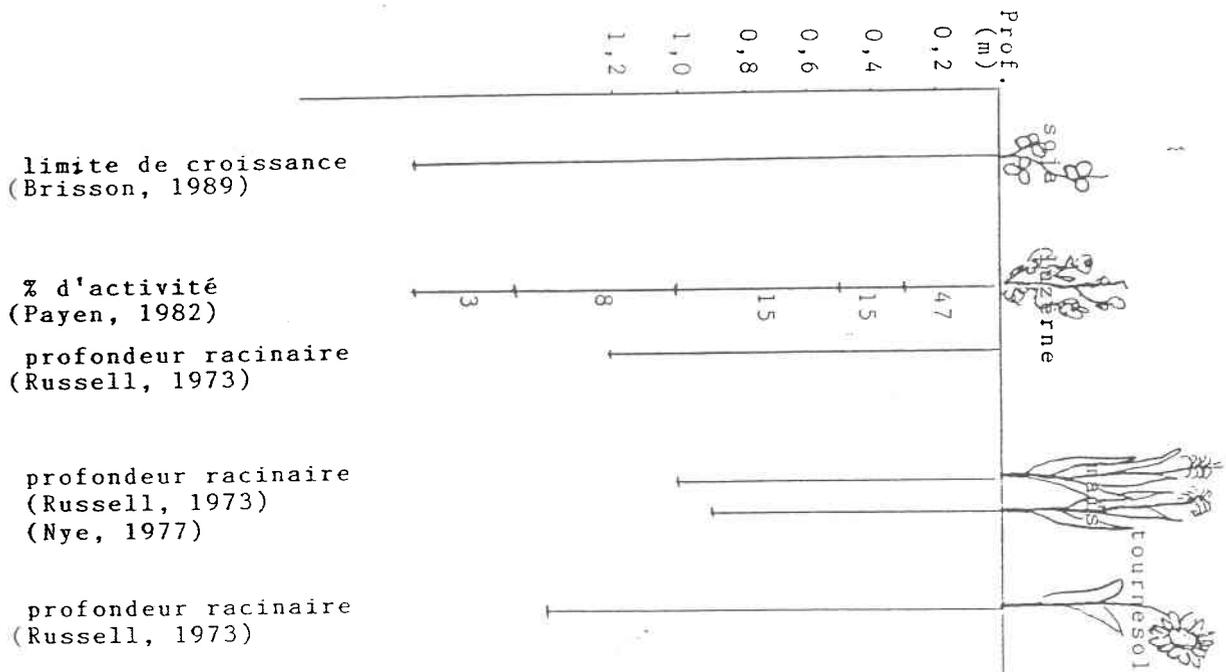


système racinaire de  
luzerne: faible densité en  
surface, plus dense en pro-  
fondeur. Sol profond, limo-  
neux-argileux  
(Russell, 1973)

système racinaire de  
maïs, moins profond et  
plus étalé que celui de  
la luzerne. Sur sol limoneux  
(Russell, 1973)

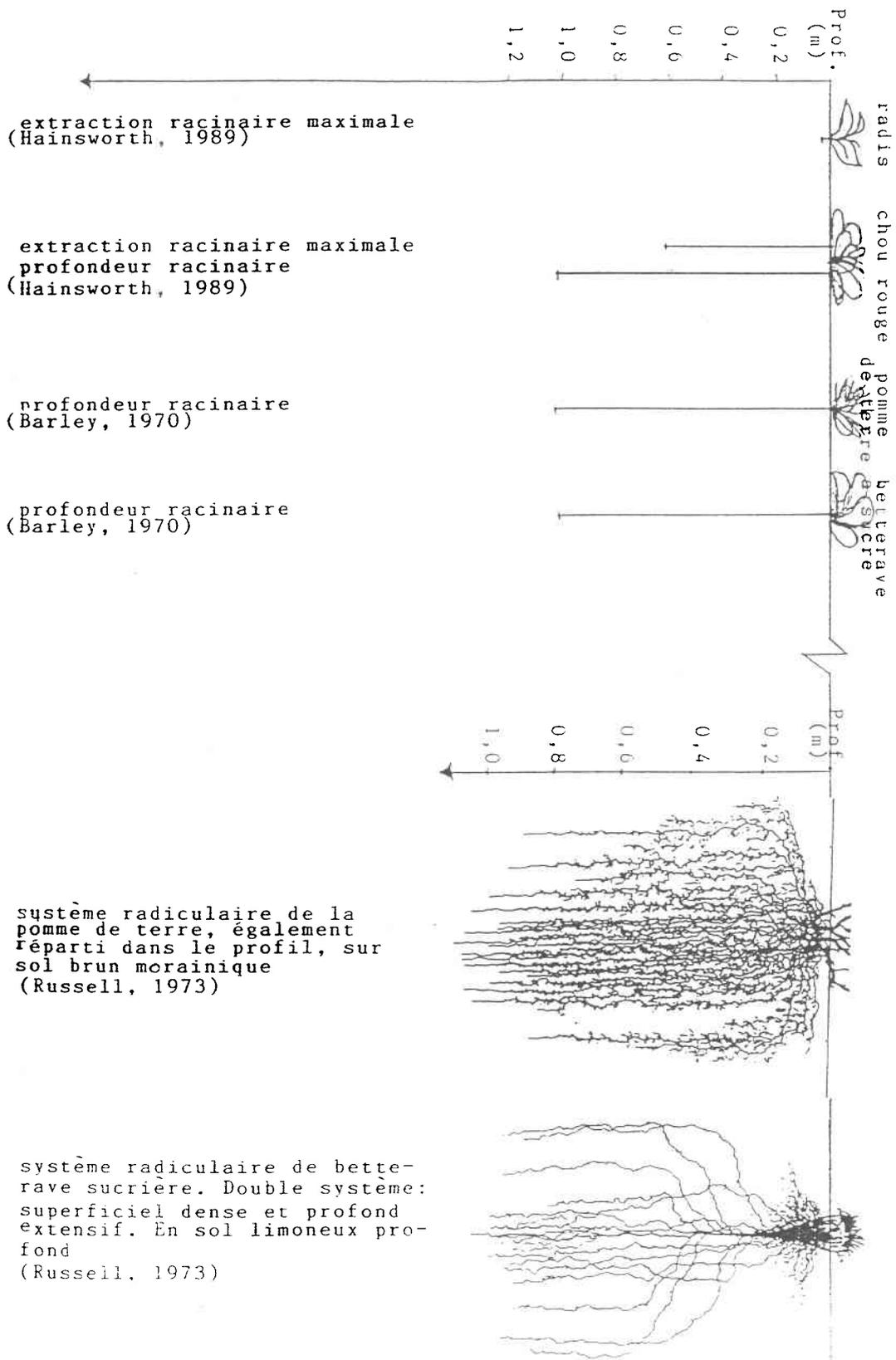
système racinaire de tournesol,  
superficiel dense et profond  
extensif  
(Russell, 1973)

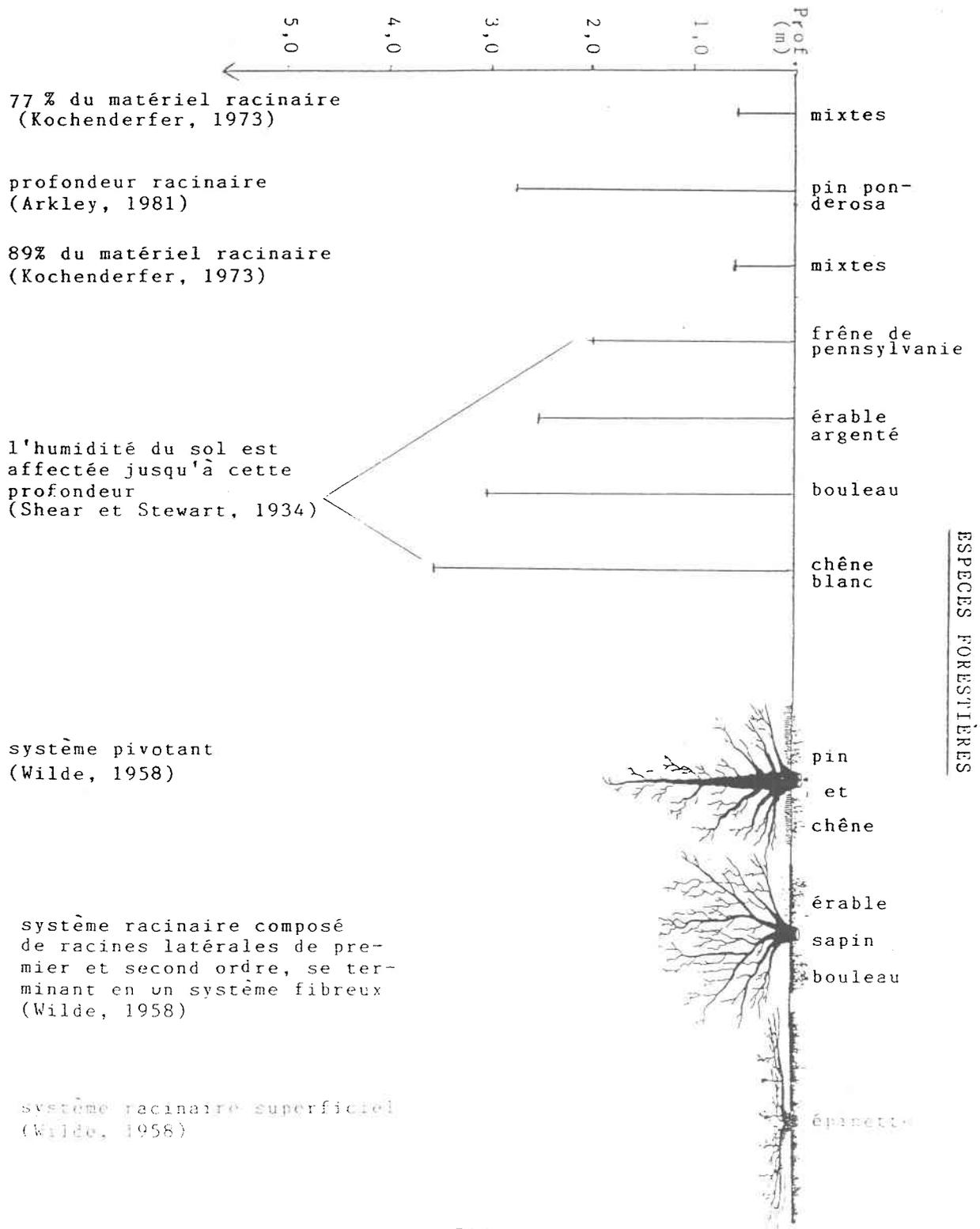
système racinaire de Sinapis arvensis  
extensif à tous les niveaux, en  
sol limoneux profond  
(Russell, 1973)



CULTURES FOURRAGÈRES

CULTURES MARAICHÈRES





77 % du matériel racinaire  
(Kochenderfer, 1973)

profondeur racinaire  
(Arkley, 1981)

89% du matériel racinaire  
(Kochenderfer, 1973)

l'humidité du sol est affectée jusqu'à cette profondeur  
(Shear et Stewart, 1934)

système pivotant  
(Wilde, 1958)

système racinaire composé de racines latérales de premier et second ordre, se terminant en un système fibreux  
(Wilde, 1958)

système racinaire superficiel  
(Wilde, 1958)

ESPECES FORESTIERES