

MINISTERE DE L'AGRICULTURE  
ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE DE MONTPELLIER

## THESE

présentée à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier  
pour obtenir le diplôme de DOCTORAT  
Spécialité: Sciences Agronomiques

### SPATIALISATION DU BILAN HYDRIQUE Propagation des erreurs d'estimation des caractéristiques du sol au travers des modèles de bilan hydrique Cas du blé dur d'hiver

par

Delphine LEENHARDT

Soutenu le 16 décembre 1991 devant le jury composé de:

MM.	J-C. REMY	ENSAM	Président
	S. RAMBAL	CEFE-CNRS	Rapporteur
	R. WEBSTER	ROTHAMSTED	Rapporteur
	C. BOCQUILLON	USTL	
	M. BORNAND	INRA	
	E. CHOISNEL	METEO FRANCE	
	M. VOLTZ	INRA	

Institut National de la Recherche Agronomique  
Laboratoire de Science du Sol  
2, place Viala  
F-34060 MONTPELLIER CEDEX 1

# SOMMAIRE

<b>Introduction générale</b>	1
<b>Première partie: APPROCHE DU BILAN HYDRIQUE A L'ECHELLE SPATIALE</b>	5
<b>Chapitre 1: Etats des travaux antérieurs</b>	7
1. Les modèles de bilan hydrique	7
2. Les méthodes d'estimation spatiale des données d'entrée des modèles	8
3. Les sources d'erreur et l'analyse de leur propagation	13
4. Conclusion: les enseignements des travaux existants	17
<b>Chapitre 2: Définition d'une méthodologie d'étude de la propagation d'erreur</b>	19
1. Cadre théorique	19
2. Cadre expérimental	24
<b>Deuxième partie: RELATIONS ENTRE STRATIFICATION PEDOLOGIQUE ET VARIABILITE PHYSIQUE DES SOLS</b>	29
<b>Chapitre 3: Les différentes cartographies pédologiques du milieu d'étude</b>	31
1. Choix et représentativité des aires d'étude	31
2. Présentation des sols	33
<b>Chapitre 4: La variabilité des caractéristiques physiques des sols</b>	41
1. Localisation des mesures et Techniques d'acquisition	41
2. Stratification de la variabilité des sols par les différentes cartographies	46
<b>Troisième partie: LES MODELES DE BILAN HYDRIQUE DANS LE CADRE D'UNE UTILISATION SPATIALE</b>	49
<b>Chapitre 5: Evaluation des modèles existants</b>	51
1. Structure générale des modèles de bilan hydrique	51
2. Infiltration-Redistribution	51
3. Evapotranspiration	56
4. Conclusion	64

<b>Chapitre 6: Définition de trois niveaux de simplification opérationnels</b>	67
1. Processus communs	67
2. Evapotranspiration	69
3. Infiltration	74
4. Organisation des trois modèles de bilan hydrique	76
5. Analyse critique des trois modèles de bilan hydrique. Estimation et comparaison des sensibilités relatives	76

## **Quatrième partie: PROPAGATION DE L'ERREUR D'ESTIMATION SPATIALE DES PARAMETRES SOL**

91

<b>Chapitre 7: Résultats</b>	93
1. Les simulations du bilan hydrique: présentation et résultats généraux	93
2. Stratification de la variabilité du bilan hydrique simulé par les classifications des cartes de sol	95
3. Propagation à travers des modèles de bilan hydrique de l'erreur d'estimation des paramètres sol à partir de différents types d'échantillonnage	96
4. Evaluation de la méthode cartographique adoptée en termes d'erreur sur le bilan hydrique	101
<b>Chapitre 8: Discussion</b>	107
1. Apports de la méthode adoptée	107
2. Considérations sur les résultats	108

## **Conclusion générale**

119

## **Bibliographie**

125

## **Table des matières**

## **Annexes**

## REMERCIEMENTS

Je tiens tout d'abord à remercier Jean-Claude FAVROT pour m'avoir accueillie au Laboratoire de Science du Sol INRA-ENSA.M de Montpellier afin d'y mener ce travail de thèse dans les meilleures conditions possibles.

Jean-Claude REMY, professeur de Science du Sol à l'Ecole Nationale Supérieure Agronomique de Montpellier, a bien voulu présider le jury de cette thèse. Il a toujours témoigné son intérêt pour mon travail, même quand celui-ci était loin de son aboutissement. Tout près du but, il m'a soulagé de bien des démarches administratives et m'a fait bénéficier de ses remarques sur le plan scientifique. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Michel BORNAND, directeur de recherche au laboratoire de Science du sol de l'INRA à Montpellier, m'a proposé de réaliser cette thèse. Je le remercie vivement pour la confiance qu'il a eue en moi, pour son aide précieuse en matière de cartographie tout au long de ce travail et pour avoir assuré les (rébarbatives) tâches administratives.

Marc VOLTZ, chargé de recherche au laboratoire de Science du sol de l'INRA à Montpellier a été à l'origine de ce travail. Il a dirigé mes recherches avec intérêt et rigueur et m'a toujours fait bénéficier d'une grande disponibilité. Son soutien moral, son amitié et son optimisme m'ont été aussi précieux que son soutien scientifique. De simples mots ne suffisent pas à l'en remercier.

Richard WEBSTER, senior principal scientific officer à Rothamsted, directeur de recherche à l'Ecole des Mines de Paris puis à l'INRA de Montpellier est avant tout un spécialiste de statistiques et géostatistique ... mais aussi un grand voyageur devant l'Eternel. Il m'a fait bénéficier de son expérience avec une grande disponibilité et sans jamais se départir de son sourire. Il a également accepté d'être rapporteur de cette thèse. Qu'il trouve ici l'expression de mes très sincères remerciements et de la joie d'avoir fait sa connaissance tout au long de cette année.

Serge RAMBAL, ingénieur de recherche au CEFÉ-CNRS, m'a dès le début de cette thèse conseillée et orientée sur l'aspect modélisation. Il a accepté aujourd'hui d'être rapporteur et je l'en remercie vivement.

Claude BOCQUILLON, professeur d'Hydrologie à l'USTL de Montpellier, a témoigné un très vif intérêt pour mon travail. Malgré un emploi du temps très chargé il a accepté de faire partie du jury. Qu'il en soit ici remercié.

Emmanuel CHOISNEL, ingénieur en chef à Météo France (Paris), a également accepté de faire partie du jury de cette thèse. Qu'il trouve ici mes remerciements. J'ai été particulièrement sensible à ses encouragements et ses conseils.

Nombreuses sont les personnes à qui j'ai demandé conseil tout au long de cette thèse. Je tiens en particulier à remercier Nadine BRISSON, Maurice CABELGUENNE, Michel GOULARD et Jean-Marc MEYNARD.

Patrick ANDRIEUX, Richard DELECOLLE et Philippe LAGACHERIE ont participé à l'élaboration de ce travail par leurs remarques nombreuses et détaillées lors de la rédaction de ce mémoire. Qu'elles en soient ici très sincèrement remerciées.

Je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont participé à ce travail par leur aide technique, que ce soit sur le terrain ou au laboratoire: Jean-Louis AZNAR, Claude CHAVERNAC, Franck CHOW-TOWN, Serge CONVENTI, Olivier HUTTEL, Philippe LAGACHERIE, Olivier LEFAY, Jean-Marc ROBBEZ-MASSON, Lucien ROGER et Marc VOLTZ. Je n'oublierai pas non plus Christophe GRAILLAT, grâce à qui le logiciel MOBIDIC a acquis une structure conviviale, ni Jean CORNET et François MAZZELA qui ont fait des "petites merveilles" pour combler les limites de l'informatique en matière d'illustration.

Il était une fois un laboratoire à l'ambiance chaleureuse, sympathique, étudiante, conviviale (avec sa pause thé), secouriste et diligente (je n'oublie pas le sprint de Jean-Louis, l'intervention du SAMU et la présence de tous), internationale (avec des saveurs du Brésil, du Burkina, du Congo, de Centrafrique, de Guyane, de Belgique, d'Allemagne et d'ailleurs) et gastronome à la moindre occasion. A cause de tout cela, le souvenir de mon passage au laboratoire de Science du Sol restera marqué d'une fleur qui sourit. A tous merci!

Mais je ne terminerai pas cette page sans une pensée pour mes parents qui ont vu que ça n'avait pas été tous les jours facile et un grand merci à Philippe pour sa patience et son soutien faisant fi des déserts, des montagnes et des océans.

*Prends le parti du risque et des erreurs  
Le silence est toujours complice ou trompeur.*

*Yves Simon, 1975*

## INTRODUCTION GENERALE

La recherche d'outils d'évaluation du bilan hydrique correspond à un thème majeur en sciences du sol et du bioclimat.

La connaissance du bilan hydrique est en effet un outil d'aide à la décision essentiel tant pour les agriculteurs que pour les aménageurs. La diversité des personnes intéressées et de leurs préoccupations rejoint la diversité d'utilisation du bilan hydrique du point de vue spatial. D'un point de vue temporel, il peut être aussi utile de connaître le bilan hydrique sous un climat hypothétique (par exemple pour la prévision des récoltes ou pour évaluer l'impact d'un changement climatique) que le bilan hydrique de l'année en cours (détermination des doses d'irrigation) ou encore que celui d'une période révolue (évaluation de l'impact d'une sécheresse).

Selon l'objectif pour lequel est évalué le bilan hydrique, l'intérêt de l'utilisateur se portera sur l'un de ses termes en particulier. Ainsi, dans le cadre d'une étude des potentialités des cultures, le terme intéressant sera l'évapotranspiration réelle des plantes car il permettra de savoir si les besoins en eau des plantes sont satisfaits; pour l'avertissement à l'irrigation, à la connaissance de ce terme s'ajoutera celle de l'état hydrique du sol afin de déterminer les doses d'irrigation. Enfin si le bilan hydrique est simulé pour contrôler la pollution, le drainage sera le terme à observer car c'est par les eaux de drainage que les polluants rejoignent la nappe phréatique.

Quel que soit l'objectif pour lequel est simulé le bilan hydrique, c'est généralement à l'échelle de la parcelle que sont prises les décisions issues de la connaissance des termes du bilan hydrique. Par conséquent, lorsque l'on se situe à une **échelle régionale**, il est nécessaire d'évaluer le bilan hydrique local en tous points de la région considérée. La connaissance du bilan hydrique moyen de la région ne suffit pas.

D'un point de vue spatial et à une échelle régionale, les surfaces considérées sont souvent telles qu'une détermination expérimentale de l'état hydrique du sol à l'échelle locale (parcellaire) exigerait des moyens qui seraient prohibitifs, aussi bien en termes de coût qu'en termes de durée. De plus, les résultats ne seraient pas généralisables car fortement dépendants des conditions de lieu et de date de l'expérimentation. Par ailleurs, l'utilité de la télédétection est restreinte car on ne possède pas toujours d'images satellites antérieures et jamais en nombre suffisant pour permettre des analyses fréquentielles! D'où l'option généralement adoptée de recourir à des modèles de simulation du bilan hydrique. La rapidité d'emploi et de mise en oeuvre des modèles permet de simuler le bilan hydrique en de très nombreux sites, dans la mesure où les données d'entrée concernant le sol et le climat y sont disponibles ou peuvent y être estimées. La **mise au point d'un modèle de simulation** est donc un point essentiel de l'évaluation du bilan hydrique. Des modèles calculant le bilan hydrique au **niveau local** ont déjà été élaborés par de nombreux chercheurs et pour des applications variées.

L'application de l'évaluation du bilan hydrique à une surface se trouve compliquée du fait que les modèles de simulation utilisent des données d'entrée présentant une variabilité spatiale et temporelle (sol, climat, plante). Pour les données-sol par exemple, il est impossible de réaliser des **mesures en tous points de la surface**. Par conséquent, se pose le **problème de l'interpolation des données d'entrée des modèles de simulation**. Ce problème doit être pris en compte lors du choix du modèle (peut-on interpoler les données d'entrée? le modèle n'a-t-il pas été simplifié grâce à des adaptations locales?...).

La conjonction des deux problèmes précédents (simulation du bilan hydrique et interpolation des données d'entrée des modèles de simulation) conduit à un ultime problème qui est celui de la **précision du résultat**. En effet, les méthodes d'interpolation permettent au modèle de simulation de fonctionner en tout point. Cependant elles introduisent une imprécision sur les données d'entrée qui se répercutera nécessairement sur le résultat final du bilan hydrique. L'évaluation du bilan hydrique devrait donc, en toute logique, être accompagnée d'une estimation de sa précision, relevant à la fois de l'imprécision du modèle et de l'imprécision des données d'entrée.

Le travail qui est présenté ici se situe dans le cadre de l'**étude de l'évaluation du bilan hydrique à un niveau spatial**, sujet de recherche qui, jusqu'à présent, a fait l'objet d'investigations limitées. Il porte plus précisément sur l'**étude de la propagation des erreurs d'estimation spatiale des paramètres-sol au sein des modèles de simulation du bilan hydrique**. Les caractéristiques des sols sont estimées spatialement grâce aux cartes pédologiques.

La première partie de ce mémoire aborde les problèmes soulevés par la **spatialisation du bilan hydrique**, tant du point de vue du choix des modèles que de celui des méthodes d'estimation spatiales des données d'entrée des modèles. Les méthodes d'étude de propagation d'erreur adoptées par les travaux existants sont également examinées. Cette revue nous permet de définir notre **methodologie d'étude de la propagation d'erreur**: l'aspect théorique et ses conditions d'application expérimentales sont présentés. L'erreur qui peut être faite sur le bilan hydrique est décomposée en plusieurs erreurs élémentaires. Cette décomposition permet d'isoler l'erreur étudiée dans ce travail: l'erreur d'estimation spatiale des **données pédologiques**. Ces dernières constituent des **paramètres d'entrée des modèles**, invariables lorsqu'on simule le bilan hydrique en un point unique. La source d'erreur principale dont elles font alors l'objet est une erreur de mesure. Dès lors qu'on cherche à simuler le bilan hydrique en plusieurs points d'une surface hétérogène, ces paramètres d'entrée deviennent **variables dans l'espace** et font l'objet d'une erreur supplémentaire: l'erreur d'estimation spatiale. C'est sur l'évaluation de cette erreur que nous avons concentré nos efforts. La méthode d'étude adoptée nous permet d'exclure aussi bien l'erreur de mesure locale des données pédologiques que l'erreur globale faite sur le bilan hydrique.

Dans la seconde partie, nous situons et caractérisons le **milieu d'étude** retenu: des secteurs caractéristiques de la plaine languedocienne. Dans le contexte économique de cette région (surproduction viticole et diversification), la simulation du bilan hydrique pourrait servir à tester les cultures possibles sans irrigation et à évaluer les besoins en eau d'irrigation pour les autres cultures. Parmi les cultures sèches envisageables, le blé dur d'hiver est l'exemple pris dans le cadre de cette étude. Différentes cartographies des sols ont été réalisées sur les secteurs choisis. Nous montrons, dans cette partie, comment les différents **niveaux de stratification pédologique** auxquels correspondent ces cartes peuvent être mis en relation avec la **variabilité physique du sol**.

La troisième partie porte sur la recherche et la construction de modèles de bilan hydrique: une analyse bibliographique des modèles existants est d'abord réalisée, de manière à mettre en évidence les problèmes relatifs à l'application de ces modèles à une surface étendue. Elle permet donc de raisonner la construction de trois modèles distincts, de niveaux de simplification variés, à partir de modules de simulation courants. Ces trois modèles font ensuite l'objet d'une analyse critique quantitative pour tester leurs possibilités et leurs sensibilités relatives.

Enfin, la dernière partie présente et discute les résultats de l'étude de propagation de l'erreur d'estimation spatiale des paramètres-sol au sein des modèles de bilan hydrique. L'erreur sur le résultat est estimée et on regarde l'influence du type de modèle et du type de cartographie des sols sur le montant de cette erreur. La méthode cartographique est également évaluée en termes d'erreur de manière à quantifier son apport dans une démarche d'évaluation du bilan hydrique sur une surface hétérogène.

*Les plus courtes erreurs sont toujours les meilleures.*

*Pierre Charron (1541-1603)*

## **PREMIERE PARTIE:**

### **APPROCHE DU BILAN HYDRIQUE A L'ECHELLE SPATIALE**

Dans cette partie, nous nous proposons, dans un premier temps, d'étudier les travaux antérieurs portant sur l'évaluation du bilan hydrique à l'échelle d'une surface hétérogène ainsi que sur les problèmes qui y sont liés. Nous étudierons plus particulièrement:

- quels critères ont guidé le choix du ou des modèles de simulation du bilan hydrique utilisés par les auteurs de ces travaux;
- comment l'estimation des données d'entrée de modélisation, variables dans l'espace, a été effectuée;
- comment la propagation des erreurs d'estimation des données d'entrée a été étudiée.

Dans un deuxième temps, sur la base de l'analyse critique précédente, nous proposerons une démarche permettant de répondre à certains problèmes non résolus par les travaux existants. En particulier, nous focaliserons notre travail sur la propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques au travers des modèles de bilan hydrique.

## Chapitre 1

### ETATS DES TRAVAUX ANTERIEURS

#### 1. LES MODELES DE BILAN HYDRIQUE

En étudiant la bibliographie disponible concernant les travaux d'évaluation du bilan hydrique au niveau spatial, on constate rapidement que le type de modèle adopté est souvent associé à la taille des surfaces considérées. Quatre groupes de travaux se distinguent.

Le premier groupe s'applique à des surfaces vastes, allant du pays au continent. Dans un contexte européen à la recherche de nouvelles orientations agricoles au sein de la CEE, Verheye (1989) cherche à définir les principaux régimes hydriques des sols d'Europe à partir des données disponibles à petite échelle cartographique. Pour cela, il utilise le modèle le plus simple qui soit: la comparaison entre le bilan annuel des précipitations diminué de l'évapotranspiration potentielle et une estimation de la réserve utile des sols.

Un deuxième groupe s'applique à des surfaces encore importantes, de l'ordre d'un à plusieurs millions d'hectares. Au sein des modèles employés, l'aspect climatique est le plus souvent dominant et complexe tandis que le sol n'est représenté que par un réservoir indifférencié du point de vue pédologique (Payen et Jacquart-Romon, 1985; Monestiez et Delecolle, 1987). Cependant, Bonneton (1986) et Andersson (1989), utilisent des modèles où l'aspect climatique est également simplifié car ils se situent en des sites où seules les données météorologiques de routine sont disponibles.

Le troisième groupe rassemble des travaux concernant des superficies de l'ordre de la centaine ou du millier d'hectares (Bouma *et al.*, 1980a,b; Bregt et Beemster, 1989; Stein *et al.*, 1988a; Wösten *et al.*, 1985; Wösten *et al.*, 1987). Tous utilisent des modèles permettant de prendre en compte la variabilité du profil de sol par l'intermédiaire de caractéristiques telles que la conductivité hydraulique et la rétention en eau des différents horizons. Les variables climatiques utilisées se réduisent à la pluviométrie et l'évapotranspiration potentielle.

Enfin, dans le dernier groupe, à l'échelle de la parcelle, Sharma et Luxmoore (1979), étudiant l'effet de la variabilité spatiale du sol sur le bilan hydrique, ont recours à un modèle requérant des données climatiques et pédologiques très complètes: le modèle calcule l'évapotranspiration d'après la formule de Monteith et simule la dynamique de l'eau dans le sol à partir de l'équation de flux de Darcy.

On constate donc que les modèles les plus simples sont associés à de grandes surfaces, tandis que les modèles les plus complexes sont associés aux plus petites surfaces. Cette association de fait n'est que rarement justifiée par les différents auteurs. Le raisonnement implicite est le suivant. Un modèle simplifié de bilan hydrique requiert un nombre de données d'entrée plus réduit qu'un modèle plus complexe. De surcroît, ces données d'entrée sont souvent d'accès expérimental plus aisé. Aussi, à coût expérimental égal, le nombre de points de l'échantillonnage spatial des données d'entrée d'un modèle simplifié pourra être considérablement plus important que celui des données d'entrée d'un modèle complexe. En première analyse, les modèles simplifiés apparaissent ainsi mieux adaptés aux études portant sur de grandes surfaces du fait de la taille des échantillonnages spatiaux nécessaires. Néanmoins, cette justification est loin d'être évidente. En effet, elle repose sur

l'idée que les associations entre modèle simplifié et grande surface et entre modèle complexe et petite surface optimisent la précision de l'approche d'évaluation du bilan hydrique. Or la précision globale ne dépend pas que de la densité d'échantillonnage spatial des données d'entrée des modèles; d'autres sources d'erreurs sont également à considérer. Il faut notamment tenir compte du domaine de validité de chaque modèle, ainsi que de l'erreur due à la structure du modèle. Cette dernière apparaît souvent plus forte pour un modèle simplifié (Chanzy, 1991). Au total, seule une quantification précise des différentes sources d'erreur permettrait de conclure quant à la pertinence des associations d'échelle d'approche et de modèles que l'on constate dans les travaux publiés.

Dans la suite, nous envisagerons de plus près comment ce problème a déjà été abordé dans la littérature.

## 2. LES METHODES D'ESTIMATION SPATIALE DES DONNEES D'ENTREE DES MODELES

Les données d'entrée des modèles de simulation du bilan hydrique doivent pouvoir être estimées en tout point de la surface considérée. Pour une surface importante, le coût des mesures est rapidement élevé; par conséquent, on ne peut disposer que d'un échantillonnage discret, sur la surface, de valeurs mesurées des données d'entrées. Une méthode d'interpolation entre les observations est donc nécessaire.

### 2.1. Les données d'entrée pédologiques

En ce qui concerne les caractéristiques hydrodynamiques du sol, les travaux consultés utilisent différentes méthodes d'estimation spatiale (ou de cartographie). Présentées ci-après, ces méthodes se regroupent autour de deux pôles principaux: les méthodes par classification et les méthodes numériques.

#### 2.1.1. Les méthodes par classification

On regroupe ici toutes les méthodes qui stratifient le milieu en classes de sol. Ces méthodes d'interpolation suivent un modèle commun, décrit par Voltz et Webster (1990).

$$z_{ij} = \mu + a_j + \epsilon_{ij} \quad (1.1)$$

où  $z_{ij}$  est la valeur de la propriété  $Z$  en tout point  $i$  de la classe (ou unité de sol)  $j$ ,  $\mu$  est la moyenne générale de  $Z$ ,  $a_j$  est la différence entre  $\mu$  et la moyenne de la classe  $j$  et  $\epsilon_{ij}$  est une composante aléatoire de moyenne nulle et de variance  $\sigma_w^2$ . La quantité  $\sigma_w^2$  est la variance intra-classe (ou intra-unité) et est généralement supposée égale pour toutes les classes issues d'un niveau déterminé de classification. La variance totale de  $Z$ , désignée par  $\sigma^2$ , est aussi notée  $\sigma_t^2$  et se décompose de la manière suivante:

$$\sigma_t^2 = \sigma_w^2 + \sigma_b^2 \quad (1.2)$$

où  $\sigma_b^2$  est la variance inter-classe (ou inter-unité).

Deux méthodes sont présentées ci-dessous. Elles stratifient le milieu en classes à l'aide d'un ensemble de critères qualitatifs.

#### *2.1.1.1. Cartographies pédologiques traditionnelles*

On regroupera sous cette appellation les méthodes de cartographie pédologique décrites notamment par Jamagne (1967, 1969) et par Servant (1972). Une synthèse des différentes méthodes regroupées ici est proposée par Girard (1984). Ces méthodes de cartographie des sols consistent en plusieurs étapes:

- *une étape d'observation*: l'observation du terrain (topographie, géomorphologie, végétation, occupation du sol) prend une place importante. A cela, s'ajoute la réalisation de très nombreux sondages à la tarière. Le sol est observé de manière qualitative.

- *une étape de détermination des unités cartographiques*: l'observation du sol conduit le pédologue à définir des plages ou des ensembles de plages cartographiques qu'il considère comme homogènes. Les critères de détermination sont variables selon le degré d'approche du milieu: il peut s'agir du mécanisme pédogénétique ou d'un ensemble de caractéristiques morphogénétiques (cf. tableau 3.2.). En recherchant un degré de variabilité intra-unité constant pour l'ensemble des unités et correspondant au niveau de précision attendu pour la carte, le pédologue définit les unités cartographiques en utilisant les critères choisis.

- *une étape de choix des profils représentatifs*: le pédologue choisit, parmi les sondages d'une même unité, celui (ou ceux) qu'il considère comme le(s) plus représentatif(s) de l'unité. Ce "profil représentatif" de l'unité sera noté PR dans la suite du texte.

- *une étape de caractérisation des unités de sol*: chaque profil représentatif (PR) fait l'objet d'une description morphologique complète et de mesures au laboratoire et sur le terrain. Chaque unité de sol sera donc caractérisée de manière qualitative et quantitative grâce à son profil représentatif. Des mesures des coefficients de transfert ne sont pas systématiquement réalisées sur ce type de profil. Cependant, le profil représentatif est le support désigné pour de telles mesures complémentaires (Jamagne, 1967; Servant, 1972).

En définitive, l'approche par la cartographie pédologique conduit à considérer que la majorité des points d'une unité présente des caractéristiques proches de celles du PR de l'unité. Dans le cadre d'une utilisation opérationnelle de la cartographie pédologique, le PR est considéré comme étant l'estimateur de l'ensemble des points de l'unité. Cette façon de procéder introduit deux types d'erreur: une erreur de mesure au PR, et une erreur d'estimation spatiale, due à la variabilité intra-unité.

#### *2.1.1.2. La cartographie de l'équipe de Wageningen: une variante des procédures cartographiques précédentes.*

Ce type de cartographie est très voisin de celui proposé antérieurement par Girard (1983) et King (1986). Il est également fort semblable, dans son principe, au précédent: les deux premières étapes (observation et détermination des unités cartographiques) sont les mêmes; les deux suivantes diffèrent:

- *une étape de détermination des "RPD"* ("Représentative Profile Description"). Il ne s'agit plus ici de choisir un profil réel, mais une description de profil, représentative de l'unité (Bregt et

Beemster, 1989). L'observation des différents sondages permet de construire de toutes pièces un profil moyen, sorte de portrait-robot de l'unité. Ce RPD est donc un profil fictif sur lequel, par conséquent, aucune mesure ne pourra être réalisée. L'étape de caractérisation se fera donc de manière indirecte.

- *une étape de caractérisation des unités de sol*: chaque RPD est en fait une combinaison d'"horizons principaux", aux caractéristiques physiques bien différenciées et déterminées par Wösten *et al.* (1987). Certains "horizons principaux" sont communs à un ensemble de RPD provenant d'unités différentes. Cette méthode, qui consiste à caractériser les horizons plutôt que les profils, permet donc, dans certains cas, de réduire le nombre des mesures analytiques.

La nature des erreurs dans les deux méthodes présentées ci-dessus est semblable sauf en ce qui concerne la détermination du profil représentatif. Dans la première, le PR se rapproche d'un profil moyen de l'unité, mais peut comporter des horizons dont les caractéristiques sont éloignées de celles des horizons moyens correspondants. Dans la seconde, chaque horizon du RPD est proche d'un horizon moyen mais l'ensemble du RPD peut ne correspondre à aucun profil existant.

### 2.1.2. Les méthodes numériques

Un inventaire des méthodes numériques de cartographie des propriétés du sol est proposé par Burrough (1986): ajustement de surfaces polynomiales, fonctions splines, estimateurs géostatistiques... Ces méthodes permettent de prendre en compte les variations locales et graduelles d'une propriété quantitative, alors que, dans les méthodes précédemment exposées, les variations sont toujours restituées sous la forme de limites abruptes d'unités cartographiques. Bien que de nombreux milieux présentent aussi des variations graduelles, les travaux d'estimation du bilan hydrique sur une surface étendue n'ont pas, jusqu'à présent, eu recours aux méthodes numériques pour cartographier les propriétés hydrodynamiques du sol. Cela s'explique par le fait que les modèles de bilan hydrique nécessitent plusieurs données d'entrée: par exemple, les relations potentiel matriciel-teneur en eau,  $h(\Theta)$ , et teneur en eau-conductivité hydraulique,  $K(\Theta)$ , où  $\Theta$  est la teneur en eau, et l'épaisseur du sol pour chaque horizon. Or, les méthodes numériques ne permettent de cartographier qu'une propriété à la fois, propriété quantifiable numériquement. Si, comme dans l'exemple pris ci-dessus, il faut fournir 3 paramètres par horizon pour un sol comptant 3 horizons, il ne faudra pas moins de 9 cartes! De plus, des paramètres tels que  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$  ne sont pas cartographiables en tant que tels. Ce sont en réalité des courbes caractérisées par un certain nombre de points. Ce sont ces points qui pourront faire l'objet de cartes monofactorielles (Voltz, 1986), ce qui multiplie encore le nombre de cartes nécessaires! Un moyen de réduire le nombre de paramètres nécessaires et de cartographier  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$  serait de recourir à la méthode des facteurs d'échelle ainsi que le font Sharma et Luxmoore (1979). Cependant, cette technique introduit un biais: en effet, elle suppose que les courbes ont toujours la même forme et se distinguent les unes des autres par un facteur unique, le "facteur d'échelle". Cela permet donc de n'avoir plus qu'une seule variable, mais cela correspond également à une approximation grossière pour de nombreux sols (Goulard *et al.*, 1987).

Parmi les méthodes d'interpolation numérique, le krigeage, développé par Matheron (1965) à partir de la théorie des Fonctions Aléatoires, est souvent mis en avant. Son principal avantage par rapport aux autres méthodes d'interpolation réside dans le fait qu'il fournit une mesure de l'erreur d'interpolation (Webster, 1985; Heuvelink *et al.*, 1989b). Cependant, Voltz et Webster (1990)

remettent en cause cet intérêt, montrant que l'erreur d'interpolation estimée n'est pas localement valable mais de manière globale uniquement sur la surface d'interpolation.

### 2.1.3. Comparaison des méthodes

Les deux méthodes sont *a priori* complémentaires par leur domaine d'application. Ainsi, à l'échelle régionale où l'organisation des sols présente des structures spatiales continues et discontinues, Stein *et al.* (1988b), puis Voltz et Webster (1990) recommandent de combiner les approches par stratification du milieu et par krigeage. Cependant, cela nécessite des échantillonnages spatiaux plus importants que pour chaque méthode prise séparément.

Par ailleurs, les méthodes numériques entraînent la réalisation de cartes monofactorielles, ce qui rend leur utilisation complexe dans le cas d'approches multivariées, comme celle nécessaire pour l'estimation spatiale des données d'entrée des modèles de bilan hydrique. De plus, l'optimisation de l'échantillonnage est délicate car elle dépend de la structure du milieu. Or, cette dernière n'est connue qu'après échantillonnage. La solution est un échantillonnage en deux étapes, mais implique un coût expérimental élevé.

En définitive, les méthodes par stratification du milieu semblent plus facilement opérationnelles. En effet, elles prennent en compte des critères qualitatifs seulement et permettent l'obtention de cartes uniques et synthétiques. La caractérisation quantitative n'intervient qu'ultérieurement et se restreint à un nombre limité de profils (les PR ou les RPD). L'échantillonnage est donc défini par le nombre d'unités de sol différenciées; on peut donc considérer qu'il est optimisé en fonction de la structure du milieu.

## 2.2. Les données d'entrée climatiques

Les données d'entrée climatiques présentent, en plus de leur variabilité temporelle, une variabilité spatiale importante. Pourtant, rares sont les travaux d'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale qui précisent clairement la méthode de spatialisation des données climatiques adoptée. On ne relèvera donc que trois cas:

- Sharma et Luxmoore (1979) prennent, pour les variables climatiques, des valeurs uniformes sur l'ensemble de leur site;
- McBride et Mackintosh (1984) et Verheye (1989) définissent des régions supposées homogènes d'un point de vue climatique et prennent donc des valeurs uniformes au sein de chacune d'elle;
- Monestiez et Delecolle (1987) recourent à l'interpolation des données pluviométriques par krigeage universel entre les stations météorologiques du réseau secondaire de la Météorologie Nationale.

Si, dans le cadre de l'évaluation du bilan hydrique, l'accent n'a que rarement été mis sur l'estimation spatiale des données climatiques, celle-ci a pourtant fait l'objet de travaux. Ceux-ci sont nombreux en ce qui concerne la pluviosité mais sont quasi inexistantes pour des variables telles que la vitesse du vent ou l'humidité relative. En ce qui concerne l'estimation spatiale des précipitations, on retiendra:

- les méthodes par classification basées sur des analyses statistiques multivariées telles que la cartographie des types pluviométriques proposée par Ripert *et al.* (1990);
- les méthodes numériques dont Creutin et Obled (1982) font l'inventaire: méthode du voisin le plus proche, moyenne arithmétique, fonctions splines, interpolation optimale, krigeage et

interpolation basée sur des fonctions orthogonales empiriques;

-la méthode proposée par Benichou et Le Breton (1987) qui combine l'analyse statistique multivariable (régression) à l'analyse géostatistique (krigeage) sur des mesures non seulement pluviométriques, mais aussi topographiques, de manière à prendre en compte l'influence du relief dans l'estimation spatiale des précipitations.

En ce qui concerne l'évapotranspiration potentielle (ETP) aucun des travaux portant sur l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale ne prend des valeurs d'ETP variant dans l'espace. Pourtant, plusieurs méthodes d'estimation spatiale de l'ETP sont possibles: par exemple, l'estimation spatiale de l'ETP peut résulter de l'estimation spatiale de chacune des variables climatiques de base permettant le calcul de l'ETP (rayonnement, température, humidité relative, vent). Mais dans ce cas, l'estimation de certaines variables, notamment de la variable vitesse du vent, pose de réels problèmes d'ordre méthodologique (Choisnel, 1989). L'estimation de l'ETP peut également être obtenue à l'aide de l'estimation spatiale d'un nombre limité de variables reliées empiriquement à l'ETP. Ainsi, Winckel (1989) estime la distribution spatiale de la température et du rayonnement global grâce aux données satellites et utilise une équation empirique pour en déduire les valeurs d'ETP correspondantes.

### 2.3. Les données d'entrée phytologiques

Les paramètres phytologiques sont nombreux: profondeur et densité racinaire, surface foliaire, inclinaison, résistance racinaire... Leur variabilité comporte une composante génétique et une composante liée au milieu. Nous nous intéresserons plus particulièrement à la profondeur d'enracinement de la plante qui est le paramètre d'entrée phytologique des modèles de bilan hydrique pouvant varier dans l'espace de manière la plus significative. Le niveau maximum d'enracinement est, en premier lieu, conditionné par les caractères génétiques propres au végétal considéré (plante à enracinement profond ou superficiel). Dans un deuxième temps, les caractéristiques pédologiques (horizons compacts ou indurés) peuvent limiter celui-ci de manière plus ou moins sévère. La profondeur racinaire effective atteinte à un temps donné est ensuite liée au développement phénologique de la plante, et particulièrement, à la photopériode, la température et l'alimentation hydrique.

Concernant l'estimation spatiale de la profondeur racinaire, les différents travaux portant sur l'évaluation du bilan hydrique à l'échelle d'une surface hétérogène ne proposent pas vraiment de méthode, à l'exception de Bouma *et al.* (1980a,b), Wösten *et al.* (1985), Stein *et al.* (1988a,b) et Bregt et Beemster (1989), qui utilisent tous les mêmes documents cartographiques. En effet, la profondeur racinaire a été notée lors de l'étape de cartographie des sols (méthode de l'équipe de Wageningen, cf. 2.1.1.) au même titre que les critères pédologiques. Par conséquent, dans ces travaux, l'estimation spatiale de la profondeur racinaire a été faite de la même manière que celle des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Les autres travaux consultés (Sharma et Luxmoore, 1979; Payen et Jacquart-Romon, 1985; Monestiez et Delecolle, 1987; Andersson, 1989) prennent une profondeur d'enracinement constante sur l'ensemble des types de sol. Il faut également noter que l'ensemble de ces travaux a porté sur des plantes pérennes (prairie ou forêt) dont le système racinaire est déjà installé. L'effet d'obstacle à l'enracinement n'est donc pas aussi crucial que pour une plante annuelle qui met en place son système racinaire chaque année.

### 3. LES SOURCES D'ERREUR ET L'ANALYSE DE LEUR PROPAGATION

Dans un premier temps, nous rappellerons les différentes sources d'erreur intervenant dans la simulation du bilan hydrique à l'échelle spatiale. Par la suite, nous nous focaliserons sur les sources d'erreurs spécifiques à l'aspect spatial. En particulier, nous décrirons les méthodes adoptées par différents auteurs pour étudier la propagation de l'erreur d'estimation spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol au sein des modèles de bilan hydrique.

#### 3.1. Les différentes sources d'erreurs

Les différentes erreurs affectant le résultat de la simulation du bilan hydrique en des points quelconques d'une surface hétérogène peuvent être classées comme suit:

- *les erreurs dues au modèle*: le modèle est, par définition, une simplification de la réalité. Il introduit donc une erreur liée au choix des modes de représentation des mécanismes physiques et biologiques.

- *les erreurs associées aux variables d'entrée et aux conditions aux limites*: il s'agit des erreurs faites sur les données concernant la plante et le climat: ces données sont variables dans le temps et donc au cours de la simulation du bilan hydrique. On peut, en particulier, citer le travail de Monestiez et Delecolle (1987) sur l'erreur d'estimation des variables climatiques.

- *les erreurs faites lors de l'estimation des conditions initiales*.

- *les erreurs associées aux valeurs des paramètres sol*: les caractéristiques physiques du sol sont considérées constantes dans le temps par les modèles de bilan hydrique, elles correspondent donc à des paramètres d'entrée des modèles et sont, à ce titre, distinguées des variables d'entrée. Cependant, comme on se situe au niveau d'une surface hétérogène, ces paramètres sont également des variables dans l'espace. Leur estimation est effectuée à partir d'un échantillonnage spatial discret. L'erreur d'estimation comprend deux termes: l'erreur propre à la méthode d'interpolation utilisée et l'erreur de mesure affectant les observations de l'échantillonnage.

C'est sur le dernier type d'erreurs, encore peu étudié, que nous concentrerons notre propre travail, à savoir, les **erreurs d'estimation spatiale des paramètres sol** et leur influence sur le bilan hydrique.

#### 3.2. Propagation de l'erreur d'estimation spatiale des paramètres-sol: les méthodes d'analyse employées

La propagation d'erreur à travers un modèle est la génération d'erreurs sur les variables de sortie par des erreurs faites sur les variables et paramètres d'entrée. Trois méthodes d'étude de la propagation d'erreur ont été relevées dans la bibliographie et sont présentées dans ce chapitre. La première méthode, de nature empirique, s'oppose aux deux suivantes qui sont basées sur des principes mathématiques.

##### 3.2.1. Approche empirique

L'approche empirique mesure l'erreur d'évaluation du bilan hydrique due à l'estimation spatiale des

données pédologiques en comparant:

- le bilan hydrique simulé avec des données d'entrée estimées;
- le bilan hydrique simulé avec des données d'entrée mesurées.

Bregt et Beemster (1989) utilisent cette approche, associée à la méthode d'estimation des caractéristiques hydrodynamiques du sol est celle de Wageningen (cf.1.1.2). Ils comparent donc:

- le bilan hydrique simulé au RPD;
- le bilan hydrique simulé en un point de validation (PV) appartenant à la même unité que le RPD (le RPD est alors un estimateur de ce PV).

L'erreur sur le déficit hydrique final va être exprimée au moyen des deux expressions suivantes: la moyenne des écarts quadratiques (en anglais: "mean squared error of prediction", ou MSEP) et la moyenne des valeurs absolues des écarts (en anglais: "mean absolute error of prediction" ou MAEP). Leurs estimations peuvent être exprimées sous la forme suivante:

$$\text{MSEP}^* = (1/N)\sum_u \sum_j [(f_u(v) - f_{j,u}(v))^2] \quad (1.3)$$

$$\text{MAEP}^* = (1/N)\sum_u \sum_j | (f_u(v) - f_{j,u}(v)) | \quad (1.4)$$

où  $v$  est le vecteur des données pédologiques,  $f_u(v)$  est le déficit hydrique moyen simulé sur 30 années avec les données pédologiques mesurées à l'emplacement du profil représentatif de l'unité  $u$  contenant le point  $i$ ,  $f_{j,u}(v)$  est le déficit hydrique moyen simulé sur 30 années avec les données pédologiques mesurées au  $j^{\text{ème}}$  point de validation de l'unité  $u$ ,  $N$  est le nombre total de points de validation de l'échantillon considéré.

Notons qu'on peut rapprocher MSEP ainsi défini d'une variance puisque les RPD de chaque unité sont, par construction, peu différents de la moyenne de l'unité.

Remarquons également que les sondages qui servent de profils de validation sont également ceux qui ont permis la construction des RPD lors de l'élaboration de la carte. La non-indépendance entre les échantillonnages utilisés pour la phase d'estimation et ceux utilisés pour la phase de validation laisse craindre un biais dans la méthode énoncée. Cette méthode a été mise en oeuvre par Bregt et Beemster (1989) sur une zone de 1453 hectares où le niveau de la nappe avait été abaissé artificiellement. Ces auteurs comparent trois échelles de cartes et trouvent que leur carte au 1/10 000 permet les meilleures évaluations de l'état hydrique du sol suite à un abaissement de nappe: l'erreur quadratique moyenne (MSEP) est de 103 mm<sup>2</sup>, tandis que pour leur carte au 1/50 000, elle atteint 155 mm<sup>2</sup>.

### 3.2.2. Approche Monte Carlo

Si cette méthode n'a pas, jusqu'à présent, été appliquée au problème de l'évaluation du bilan hydrique à l'échelle d'une surface hétérogène, elle est néanmoins très souvent utilisée et en de nombreux domaines ( par exemple: Heuvelink *et al.*, 1989b; Hazelhoff *et al.*, 1989). C'est pourquoi il est intéressant de la citer ici.

D'une manière générale, un modèle peut être défini comme l'exécution d'une séquence d'opérations du type:

$$Y = g(Z_1, Z_2, \dots, Z_n) \quad (1.7)$$

où  $Z_1, Z_2, \dots, Z_n$  sont les paramètres d'entrée du modèle,  $Y$  est le résultat de la simulation et  $g$  est une fonction multivariable représentant le modèle. On suppose que ces  $Z_i$  ne sont pas exactement

connus mais entachés d'erreur. On peut donc considérer ces  $Z_i$  comme des variables aléatoires. Le résultat du modèle  $Y$  est également une variable aléatoire. Connaître l'erreur sur le résultat final consiste à Connaître la variance de la variable aléatoire  $Y$ . Il faut, pour cela, Connaître les moyennes et variances de chaque  $Z_i$ .

Dans le cas de la méthode Monte Carlo, on suppose que ces  $Z_i$  suivent une loi de distribution normale d'espérance  $\mu_i$  et de variance  $\sigma_i^2$  connus. En tirant au sort de multiples fois des valeurs de  $Z_i$ , on reconstitue cette loi de distribution normale, et on observe la loi de distribution de  $Y$ . On obtient ainsi l'espérance et la variance de  $Y$ , d'où une estimation de l'erreur sur le résultat due à la variabilité du paramètre d'entrée.

Le problème le plus difficile se situe lorsque le nombre de variables aléatoires  $Z_i$  est grand: il faut s'assurer que la loi reconstituée est bien une loi multinormale. Cela est d'autant moins évident que, généralement, les réalisations des  $Z_i$  ne sont pas indépendantes entre elles. Par exemple, si  $Z_1$  est la conductivité hydraulique et  $Z_2$  le taux d'argile, on n'aura jamais, en même temps, des valeurs de  $Z_1$  et de  $Z_2$  élevées: on ne dispose donc pas de toute la gamme des valeurs possibles pour  $Z_i$  à des valeurs fixes de  $Z_j$ . On pourrait aussi utiliser d'autres lois pour réaliser ces tirages au sort, mais il reste alors le problème de savoir quelles lois adopter et, une fois ce problème résolu, il n'est pas sûr que les estimateurs  $\mu_i$  et  $\sigma_i^2$  ne soient pas biaisés (Hall et Titterington, 1989, cité par Goulard, comm.pers., 1991).

Une variante simplifiée de la méthode de Monte Carlo est proposée par Sharma et Luxmoore (1979). Leur modèle nécessite la connaissance des relations  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$ . Le recours à la théorie du facteur d'échelle leur permet d'exprimer ces deux courbes au moyen des expressions suivantes:

$$\psi_i(\Theta) = \psi_r(\Theta)/\alpha_i \quad (1.8)$$

$$K_i(\Theta) = K_r(\Theta).\alpha_i^2 \quad (1.9)$$

où  $i$  représente le site,  $r$  le site de référence,  $\psi(\Theta)$  est le potentiel matriciel du sol pour la teneur en eau volumique  $\Theta$ ,  $K(\Theta)$  est la conductivité hydraulique et  $\alpha$  une grandeur caractéristique de chaque site  $i$  appelée facteur d'échelle.

Le nombre de variables aléatoires est ainsi réduit au seul et unique facteur d'échelle  $\alpha$ .

### 3.2.3. Approche par développement en série de Taylor

Cette méthode a été utilisée par Heuvelink *et al.* (1989a) avec des modèles numériques de terrain et des modèles calculant les risques de contamination par le plomb des enfants jouant sur des sols pollués. Elle n'a, par contre, pas eu d'application dans le cadre strict de l'évaluation du bilan hydrique. Reprenons l'équation (1.7). Si l'on connaît les espérances  $\mu_i$  et les écart-types  $\sigma_i$  des  $Z_i$  ainsi que les coefficients de corrélation  $\tau_{ij}$  existant entre elles, on peut les écrire sous forme de vecteurs:

$$\mu = [\mu_1, \mu_2, \dots, \mu_n] \quad (1.10)$$

$$Z = [Z_1, Z_2, \dots, Z_n] \quad (1.11)$$

et appliquer un développement en série de Taylor à la fonction  $g$  autour du point de fonctionnement

moyen . Ce qui nous amène, pour un développement du premier ordre:

$$Y = g(\mathbf{Z}) = g(\boldsymbol{\mu}) + \sum_i \{(Z_i - \mu_i)(\delta g / \delta z_i(\boldsymbol{\mu}))\} + \text{résidu} \quad (1.12)$$

En supposant que le résidu est négligeable, Heuvelink *et al.* (1989a) expriment la moyenne  $\mu$  et la variance  $\sigma^2$  de  $Y$  de la manière suivante:

$$\mu = E(Y) = E[g(\boldsymbol{\mu}) + \sum_i \{(Z_i - \mu_i)(\delta g / \delta z_i(\boldsymbol{\mu}))\}] = g(\boldsymbol{\mu}) \quad (1.13)$$

$$\begin{aligned} \sigma^2 &= E[(Y - E[Y])^2] = E[(g(\boldsymbol{\mu}) + \sum_i \{(Z_i - \mu_i)(\delta g / \delta z_i(\boldsymbol{\mu}))\} - g(\boldsymbol{\mu}))^2] \\ &= E[(\sum_i \{(Z_i - \mu_i)(\delta g / \delta z_i(\boldsymbol{\mu}))\})(\sum_j \{(Z_j - \mu_j)(\delta g / \delta z_j(\boldsymbol{\mu}))\})] \\ &= \sum_i \{ \sum_j \{ \tau_{ij} \sigma_i \sigma_j (\delta g / \delta z_i(\boldsymbol{\mu})) (\delta g / \delta z_j(\boldsymbol{\mu})) \} \} \end{aligned} \quad (1.14)$$

Une expression au second ordre est également proposée, mais, pour les commodités de l'exposé, nous nous cantonnerons au premier ordre, les propos suivants étant tout à fait transposables.

Examinons les termes des équations ci-dessus.

Si  $g$  est une fonction multivariable représentant le modèle,  $(\delta g / \delta z_i)$  est la dérivée de la restriction de  $g$ , les  $Z_j$  étant fixés. Connaître  $\delta g / \delta z_i$  revient à observer la courbe obtenue après avoir fait varier  $z_i$  en maintenant les  $z_j$  constants, ce que l'on fait lors d'une analyse de sensibilité.

Les quantités  $\mu_i$ ,  $\sigma_i$  et  $\tau_{ij}$  sont des paramètres statistiques classiques relatifs aux variables aléatoires  $Z_i$  et  $Z_j$ . Ils sont estimés à partir de l'échantillon des populations des  $Z_i$  et des  $Z_j$ .

Cette méthode permet donc d'obtenir, à partir d'une connaissance sur l'erreur des paramètres d'entrée (au moyen de  $\mu_i$  et  $\sigma_i$ ), d'estimer l'erreur transmise au résultat ( $\mu$  et  $\sigma$ ).

Cependant, cette méthode, aussi séduisante soit-elle, présente des difficultés d'application pratique, notamment dans le cas du zonage agroclimatique.

La connaissance de  $(\delta g / \delta z_i(\boldsymbol{\mu}))$  en tous points signifie avoir fait une analyse de sensibilité pour tous les paramètres  $z_i$  intervenant, ce qui devient rapidement irréalisable. Si nous reprenons le cas de 3 paramètres d'entrée pour un sol comportant 3 horizons, nous avons donc 9 paramètres d'entrée. Si l'on suppose que l'on veut avoir une idée précise des valeurs que peut prendre  $\delta g / \delta z_i$ , l'étendue des valeurs de  $z_i$  doit être bien explorée : 3 points (une valeur moyenne et deux extrêmes) ne suffisent pas. Pourtant il faudrait déjà faire  $3^9 = 19683$  simulations!

### 3.2.4. Conséquences

La présentation ci-dessus montre que les deux dernières méthodes (Monte Carlo et développement en série de Taylor) sont difficiles à mettre en oeuvre: les paramètres-sol nécessaires à l'utilisation des modèles de bilan hydrique sont nombreux et non indépendants. L'utilisation du facteur d'échelle permet de simplifier la méthode Monte Carlo, mais comme on l'a vu précédemment (2.1.2.), celle-ci implique une simplification des caractéristiques hydrodynamiques, grossière pour de nombreux sols. Si l'on veut éviter de telles simplifications, l'approche empirique est donc plus facilement applicable.

#### 4. CONCLUSION: LES ENSEIGNEMENTS DES TRAVAUX EXISTANTS

L'analyse bibliographique faite tout au long de ce chapitre a permis de montrer quels ont été les choix adoptés lors des travaux d'évaluation du bilan hydrique à l'échelle d'une surface hétérogène.

Ainsi, nous avons vu que le choix des modèles de bilan hydrique était associé à des hypothèses faites sur l'erreur d'estimation spatiale des paramètres d'entrée des modèles. L'erreur due à la structure même du modèle n'est pas prise en compte lors du raisonnement implicite conduisant au choix d'un modèle par rapport à un autre. Celui-ci devant, en toute rigueur, tenir compte de ces deux types d'erreur, aucune solution ne peut être proposée à l'issue de cette étude bibliographique.

Une fois qu'un modèle de bilan hydrique a été choisi, l'ensemble des données d'entrée devrait pouvoir être estimé en tout point de la surface considérée. L'étude de la bibliographie montre qu'aucun des travaux consultés ne s'est attaché à estimer, à la fois, tous les types de données d'entrée. Les méthodes d'estimation spatiale des données phytologiques sont inexistantes pour des plantes annuelles. Seules des plantes pérennes ont été choisies lors de travaux sur l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale. Le problème de la variabilité temporelle de la profondeur racinaire est ainsi éliminé et, par ailleurs, l'effet d'obstacle des horizons compacts est moindre pour des systèmes racinaires déjà installés. En ce qui concerne les variables climatiques, seuls Monestiez et Delecolle (1987) mettent en oeuvre une méthode d'estimation spatiale des précipitations. Les autres travaux prennent des valeurs constantes sur l'ensemble de la zone d'étude ou encore n'explicitent pas la méthode adoptée pour l'estimation des variables climatiques. Enfin, les méthodes d'estimation spatiale des données pédologiques sont nombreuses, mais seules les méthodes par classification ont été adoptées par les études d'évaluation du bilan hydrique à l'échelle d'une surface hétérogène. Les méthodes numériques se sont révélées être trop difficiles à employer dès que le nombre de paramètres d'entrée des modèles était élevé. Finalement, on ne dispose d'aucun élément qui nous permette de choisir une méthode d'estimation des données phytologiques et une méthode d'estimation des données climatiques lorsque la méthode d'estimation des données pédologiques a été définie.

Le dernier point abordé par cette analyse bibliographique a porté sur les sources et les méthodes de calcul des erreurs faites sur le bilan hydrique simulé. Nous nous sommes focalisés sur les erreurs dues à l'estimation spatiale des données pédologiques. Plusieurs méthodes d'étude de la propagation d'erreur existent, mais seule l'une d'elle a été mise en oeuvre dans le cadre strict qui nous concerne: la propagation de l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques à travers les modèles de bilan hydrique. Il s'agit d'une méthode empirique proposée par Bregt et Beemster (1989). Les autres méthodes posent des problèmes d'application pratique pour l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale.

## Chapitre 2

# DEFINITION D'UNE METHODOLOGIE D'ETUDE DE LA PROPAGATION D'ERREUR

Les travaux portant sur l'évaluation du bilan hydrique à l'échelle spatiale, qui ont été étudiés dans le chapitre précédent, montrent l'emploi d'une diversité de méthodes, tant du point de vue de la modélisation du bilan hydrique que de l'estimation spatiale des paramètres de modélisation. Les justifications des choix effectués sont souvent implicites, et ceux-ci dépendent de l'échelle spatiale abordée et des densités d'échantillonnage admissibles. Toutefois le critère central présidant au choix des méthodes est celui de la précision escomptée, sans toutefois que cette dernière ait donné lieu à une quantification. On a vu que peu d'auteurs avaient essayé de quantifier la précision d'une démarche d'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale; les résultats obtenus jusqu'à présent ne permettent pas de répondre à plusieurs questions essentielles, et notamment à celle intéressant la propagation des erreurs d'estimation spatiale des données pédologiques dans la simulation du bilan hydrique:

- en fonction de la méthode d'estimation spatiale utilisée et de l'échantillonnage qui lui est associé?
- en fonction de la nature du modèle de bilan hydrique employé?
- en fonction des contextes climatiques et pédologiques?

Dans ce chapitre, nous nous proposons donc d'exposer la démarche que nous adopterons pour être en mesure de répondre à ces différentes questions.

### 1. CADRE THEORIQUE

Dans un premier temps, nous nous proposons de dresser le cadre théorique qui servira de base à l'expérimentation. D'abord nous présenterons le critère d'évaluation de l'erreur adopté: l'erreur quadratique moyenne de prédiction (MSEP). Celui-ci nous permettra de mettre en évidence la décomposition de l'erreur globale faite sur le bilan hydrique en plusieurs erreurs partielles. Nous regarderons ensuite comment ce critère est lié à la variance d'erreur. Nous montrerons enfin que cette dernière peut également être un critère de qualité pour des objectifs précis tels que l'évaluation de la méthode cartographique adoptée.

#### 1.1. Critère d'évaluation de l'erreur: l'erreur quadratique moyenne de prédiction

##### 1.1.1. Définition et qualités

L'erreur quadratique moyenne de prédiction (MSEP) est un critère de précision parmi d'autres. L'appliquant à un contexte de modélisation, Wallach et Goffinet (1987) l'écrivent sous la

forme suivante:

$$\text{MSEP} = E\{[y-f(\mathbf{p}^*, \mathbf{x})]^2 \mid \mathbf{p}^* \} \quad (2.1)$$

où  $y$  est la variable que l'on essaie de prédire;  $f(\mathbf{p}^*, \mathbf{x})$  est la valeur prédite par le modèle, sous la dépendance d'un vecteur  $\mathbf{x}$ , supposé connu, de variables explicatives (correspondant aux données d'entrée de  $f$ , variables dans le temps, dans l'espace ou dans le temps et l'espace à la fois) et d'un vecteur estimé  $\mathbf{p}^*$  des coefficients d'ajustement du modèle; et enfin, où  $E$  représente l'espérance prise sur les valeurs de  $\mathbf{x}$  et de  $y$  conditionnellement à  $\mathbf{p}^*$ .

Le critère MSEP mesure la qualité des prédictions d'un modèle. Ce critère est bien adapté à un objectif de modélisation et de prédiction. De plus, MSEP est un nombre scalaire: il permet des comparaisons entre modèles. Ainsi, parmi plusieurs modèles, celui ayant la plus petite valeur de MSEP sera le meilleur prédicteur. Cependant, il faut noter que ce critère n'est pas forcément un critère parfait. En effet, dans certains cas, le choix d'un modèle ne sera pas basé seulement sur une moyenne d'erreurs au carré mais également sur les valeurs des erreurs maximum (seuils à ne pas dépasser) (Wallach, 1990). Il est absolument nécessaire de préciser la nature de la valeur prédite par le modèle dont on veut connaître la précision. En effet, pour un modèle de bilan hydrique,  $f(\mathbf{p}^*, \mathbf{x})$  peut avoir la forme de différents termes du bilan hydrique, en différents moments (intervalles réguliers, date critique, fin de cycle, etc...). Or, dans la plupart des cas d'aménagement, ce qui préoccupe l'aménageur est de savoir si les cultures ont une alimentation hydrique suffisante au cours du cycle cultural pour arriver à maturation. C'est donc l'état du bilan hydrique en fin de cycle qu'il importe de prévoir. La prise en compte d'une période longue permet en outre de ne pas donner un poids excessif à des déficits ponctuels qui pourraient être mal simulés ou compensés naturellement par la plante. Le terme du bilan hydrique pris en compte sera donc l'évapotranspiration réelle (ETR) cumulée en fin de cycle ou le stock hydrique final. Nous insisterons plus particulièrement sur l'ETR cumulée qui est le terme du bilan hydrique le plus important.

Nous voyons donc, qu'en précisant clairement ce que signifie chaque terme de l'équation (2.1), MSEP peut être un bon critère pour mesurer l'erreur globale faite sur le bilan hydrique simulé. Il est également possible, à partir d'une décomposition de MSEP, d'étudier la propagation d'une source d'erreur particulière.

### *1.1.2. Décomposition de l'erreur globale en erreurs partielles*

Nous considérons dans ce mémoire que les coefficients d'ajustement du modèle font partie intégrante du modèle et ne font pas l'objet de réestimations dans l'espace. La quantité  $f(\mathbf{p}^*, \mathbf{x})$  peut donc être notée  $f(\mathbf{x})$  pour simplifier les notations. La valeur prédite par le modèle,  $f(\mathbf{x})$ , est l'ETR cumulée simulée ou le stock hydrique final simulé. Elle est fonction du vecteur  $\mathbf{x}$  des variables d'entrée. Or, nous nous intéressons à la propagation des erreurs d'estimation des variables d'entrée du modèle concernant le sol. Si l'on considère que les données d'entrée phytologiques variant dans l'espace sont essentiellement constituées par la profondeur maximum d'enracinement (laquelle est directement liée aux caractéristiques du sol) et que les autres données phytologiques sont soit invariables, soit directement liées aux variables climatiques, on peut alors distinguer deux vecteurs de variables: le vecteur  $\mathbf{v}_s$  des données pédologiques et le vecteur  $\mathbf{v}_c$  des variables climatiques. Ces variables étant estimées et non connues, l'équation (2.1) s'écrit:

$$\text{MSEP} = E\{[y-f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c^*)]^2 \} \quad (2.2)$$

Wallach et Goffinet (1987) ont proposé une décomposition du MSEP mettant en évidence différentes sources d'erreur. Nous nous inspirons de cette décomposition dans ce qui suit.

Notons l'erreur globale  $\epsilon_{\text{tot}}$ :

$$\epsilon_{\text{tot}} = y - f(v_s^*, v_c^*) \quad (2.3)$$

$$= \{y - E(y | v_s, v_c)\} + \{E(y | v_s, v_c) - f(v_s^*, v_c^*)\} \quad (2.4)$$

Si l'on note  $\epsilon_v$  l'erreur due au choix des variables d'entrée indépendamment de la structure du modèle et du point de fonctionnement et  $\epsilon_1$  l'erreur due à la structure du modèle et à l'estimation des variables, on a:

$$\epsilon_v = y - E(y | v_s, v_c) \quad (2.5)$$

$$\epsilon_1 = E(y | v_s, v_c) - f(v_s^*, v_c^*) \quad (2.6)$$

et

$$\epsilon_{\text{tot}} = \epsilon_v + \epsilon_1 \quad (2.7)$$

D'où:

$$\text{MSEP} = E\{\{\epsilon_v + \epsilon_1\}^2\} \quad (2.8)$$

$$= E[\epsilon_v^2] + E[\epsilon_1^2] + 2E[\epsilon_v \epsilon_1] \quad (2.9)$$

Sous l'hypothèse d'indépendance, on a donc:

$$\text{MSEP} = E[\epsilon_v^2] + E[\epsilon_1^2] + 2E[\epsilon_v] E[\epsilon_1] \quad (2.10)$$

On peut, de la même manière que précédemment, décomposer  $\epsilon_1$ . On obtient ainsi:

$$\epsilon_1 = \{E(y | v_s, v_c) - f(v_s, v_c)\} + \{f(v_s, v_c) - f(v_s^*, v_c^*)\} \quad (2.11)$$

On pose alors:

$$\epsilon_m = E(y | v_s, v_c) - f(v_s, v_c) \quad (2.12)$$

$$\epsilon_2 = f(v_s, v_c) - f(v_s^*, v_c^*) \quad (2.13)$$

et ces valeurs  $\epsilon_m$  et  $\epsilon_2$  représentent respectivement l'erreur due à la structure du modèle et l'erreur due à l'estimation des variables d'entrée.

Sous la même hypothèse d'indépendance des erreurs, on peut écrire:

$$\text{MSEP} = E[\epsilon_v^2] + E\{\{\epsilon_m + \epsilon_2\}^2\} + 2E[\epsilon_v] E\{\{\epsilon_m + \epsilon_2\}\} \quad (2.14)$$

$$= E[\epsilon_v^2] + E[\epsilon_m^2] + E[\epsilon_2^2] + E[\epsilon_v^2] + 2E[\epsilon_m]E[\epsilon_2] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_m] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_2] \quad (2.15)$$

L'erreur  $\epsilon_2$  peut être encore décomposée de manière à faire apparaître les erreurs dues aux estimations de chacun des vecteurs de variables. On a donc:

$$\epsilon_2 = \{f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c) - f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c^*)\} + \{f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c^*) - f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c^*)\} \quad (2.16)$$

On pose:

$$\epsilon_c = f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c) - f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c^*) \quad (2.17)$$

$$\epsilon_s = f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c^*) - f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c^*) \quad (2.18)$$

En faisant l'hypothèse raisonnable dans de nombreux cas:

$$f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c^*) - f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c^*) \approx f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c) - f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c) \quad (2.19)$$

l'équation (2.18) devient:

$$\epsilon_s = f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c) - f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c)$$

et les erreurs  $\epsilon_c$  et  $\epsilon_s$  sont respectivement l'erreur due à l'estimation des variables climatiques et l'erreur due à l'estimation des données pédologiques,

Le MSEF se décompose alors de la manière suivante:

$$\begin{aligned} \text{MSEF} &= E[\epsilon_v^2] + E[\epsilon_m^2] + E[\epsilon_c^2] + E[\epsilon_s^2] \\ &+ 2E[\epsilon_m]E[\epsilon_c] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_m] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_c] \\ &+ 2E[\epsilon_m]E[\epsilon_s] + 2E[\epsilon_c]E[\epsilon_s] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_s] \end{aligned} \quad (2.20)$$

Nous avons pris comme hypothèse simplificatrice pour cette décomposition que les erreurs sont stochastiquement indépendantes. Elle se justifie en première approximation par le raisonnement suivant: s'il existe des corrélations entre les différentes erreurs de simulation, elles seront sans doute non linéaires et complexes car les modèles de bilan hydrique considérés sont très fortement non linéaires. Une telle hypothèse devrait toutefois être vérifiée. En ce qui concerne les erreurs que nous étudierons, nous montrerons en quatrième partie qu'elle est justifiée.

Dans la suite, nous nous intéresserons exclusivement à l'erreur due à l'estimation des données pédologiques, paramètres de modélisation variables dans l'espace. Nous écrirons cette erreur sous la forme:

$$r^2 = E[\{f(\mathbf{v}_s^*, \mathbf{v}_c^*) - f(\mathbf{v}_s, \mathbf{v}_c^*)\}^2] \quad (2.21)$$

En pratique, cette erreur ne peut être exactement connue. Nous devons l'estimer sur un

échantillon fini d'observations. L'estimateur de  $r^2$  est le suivant:

$$r^{2*} = (1/N) \sum_i [\{f_i(v_s^*, v_c^*) - f_i(v_s, v_c^*)\}^2] \quad (2.22)$$

avec  $f_i(v_s^*, v_c^*)$ , la valeur estimée par le modèle au point  $i$ , sachant que les variables d'entrée sont estimées,  $i$  allant de 1 à  $N$  et  $N$  étant l'effectif de l'échantillon.

Pour chaque point d'observation de l'échantillon de calcul, que nous appellerons "échantillon de validation" dans la suite, nous devons disposer à la fois de valeurs mesurées et estimées des données d'entrée pédologiques.

## 1.2. Un critère de qualité pour l'évaluation de la méthode d'estimation des données pédologiques: la variance d'erreur

Comme nous l'avons déjà dit plus haut,  $r^2$  n'est pas un critère de qualité omnipotent. Dans certaines situations, et en particulier pour évaluer la méthode cartographique employée dans ce travail, nous aurons recours à un autre critère de qualité: la variance d'erreur. Nous nous proposons donc d'abord de mettre en évidence les liens existant entre variance d'erreur et  $r^2$ , puis d'exposer notre façon de juger de la qualité de notre méthode d'estimation des données pédologiques.

Reprenons l'expression de  $r^2$  telle qu'elle nous concernera par la suite (équations 2.18 et 2.21):

$$r^2 = E[\epsilon_s^2] \quad (2.23)$$

où  $\epsilon_s$  est l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques.

Introduisons alors le biais  $E[\epsilon_s]$  dans l'équation précédente:

$$r^2 = E\{(\epsilon_s - E[\epsilon_s] + E[\epsilon_s])^2\} \quad (2.24)$$

$$= E\{(\epsilon_s - E[\epsilon_s])^2\} + 2E\{(\epsilon_s - E[\epsilon_s])(E[\epsilon_s])\} + E\{(E[\epsilon_s])^2\} \quad (2.25)$$

Or,  $E[\epsilon_s]$  est une constante, donc:

$$2 E\{(\epsilon_s - E[\epsilon_s])(E[\epsilon_s])\} = 2 E\{(\epsilon_s - E[\epsilon_s])\} E[\epsilon_s] = 0 \quad (2.26)$$

Par ailleurs, la variance d'erreur s'écrit:

$$\sigma^2(\epsilon_s) = E\{(\epsilon_s - E[\epsilon_s])^2\} \quad (2.27)$$

d'où:

$$r^2 = \sigma^2(\epsilon_s) + E^2[\epsilon_s] \quad (2.28)$$

Cette relation met en évidence le fait que  $r^2$  est un critère de précision prenant en compte à la fois le biais et la variance d'erreur. Si le biais est négligeable,  $r^2$  et  $\sigma^2(\epsilon_s)$  sont des critères équivalents pour évaluer l'erreur de prédiction. Leurs estimateurs seront notés  $r^{2*}$  et  $s^2(\epsilon_s)$ .

## 2. CADRE EXPERIMENTAL

La mise en oeuvre de la théorie présentée ci-avant pour étudier la propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques a nécessité l'adoption d'un certain nombre de choix. Ces choix ont été faits en fonction de contraintes multiples: temps, situation géographique, coût expérimental, etc... Ils sont présentés dans les paragraphes suivants.

### 2.1. Choix de modèles de bilan hydrique de complexités différentes pour une culture annuelle, le blé dur d'hiver

Un outil essentiel de l'évaluation du bilan hydrique est le modèle de simulation de bilan hydrique. C'est à travers lui que les erreurs faites sur les données d'entrée vont se transmettre au résultat. Par conséquent, l'erreur sur le résultat de la simulation va dépendre fortement du type de modèle employé. En s'intéressant seulement aux erreurs dues à l'interpolation des données pédologiques et en adoptant la méthode énoncée ci-avant, on réduit l'influence du type de modèle puisqu'on élimine l'erreur due à la structure du modèle. L'influence du modèle n'est cependant pas nulle car chaque modèle possède sa propre sensibilité aux différents paramètres d'entrée selon sa structure. Il serait donc abusif de tirer des généralités sur des calculs d'erreurs faits à l'aide d'un seul modèle. De plus, il est intéressant de chercher à savoir si le niveau de l'erreur faite sur le bilan hydrique simulé est lié au degré de complexité du modèle de bilan hydrique.

Pour ces raisons, nous avons choisi de travailler avec trois modèles de bilan hydrique de complexités croissantes. Les critères de choix de ces modèles et leur description sont présentés en troisième partie. Nous nous sommes limités à une gamme de modèles relativement simples et avons comparé l'erreur due à l'estimation des données pédologiques obtenue avec ces trois modèles pris dans leur intégralité. Nous aurions pu comparer l'influence du modèle sur la propagation de l'erreur en comparant des modèles dont seul un des modules de simulation variait. Cette méthode aurait permis de connaître la contribution de chaque module sur le résultat (Andersson, 1989). Cependant, ainsi que nous le verrons au chapitre 4, tous les modules ne sont pas compatibles les uns avec les autres et cette méthode aurait encore restreint la gamme de complexité de modèles que nous aurions pu prendre.

Un modèle de bilan hydrique, quel qu'il soit, simule la transpiration de la plante. Un choix de plante est donc nécessaire avant tout choix de modèle de bilan hydrique. Dans notre cas, la plante adoptée est le blé dur d'hiver. Ce choix est motivé par le contexte de diversification des cultures, d'actualité en Languedoc-Roussillon. Il présente un intérêt notable du fait que jusqu'à présent aucun des travaux d'évaluation du bilan hydrique n'a été fait sur une culture annuelle. Cependant ce choix présente également des difficultés et nécessite de faire des approximations qui seront explicitées lors de la présentation des options de simulation adoptées (phénologie et croissance racinaire). En ce qui concerne l'estimation spatiale de la profondeur racinaire maximum pouvant être atteinte, nous l'avons supposée égale à 100 cm sauf lorsqu'un horizon induré ou la roche-mère se présentait avant. L'estimation spatiale de la présence ou de l'absence de tels obstacles à l'enracinement fait partie intégrante de la méthode d'estimation spatiale des données pédologiques présentée ci-dessous.

## **2.2. Méthode d'estimation spatiale des données pédologiques basée sur la cartographie des unités de sol**

### ***2.2.1. Choix et caractéristiques des cartes des sols***

L'estimation spatiale des données pédologiques sera faite à l'aide de cartes de type traditionnel. Ces cartes seront présentées en deuxième partie. L'intérêt de travailler sur de telles cartes réside essentiellement dans le fait qu'elles sont d'un usage commun et commode. Disponibles sur de nombreux secteurs, elles sont ou peuvent être utilisées en priorité pour des travaux de zonage agroclimatique de routine. Il s'agit donc d'étudier avec précision leur validité pour un tel objectif. Cependant, ces cartes sont généralement insuffisantes: elles ne renseignent pas sur les caractéristiques hydrodynamiques du sol. Mais le fait qu'elles fournissent un ou plusieurs profils représentatifs pour chaque unité de sol permet de retourner sur le terrain pour réaliser ces mesures supplémentaires, sans hésiter quant à la localisation de ces mesures et à leur représentativité. En ce qui nous concerne, nous avons pris l'option minimale qui consiste à ne prendre qu'un profil représentatif par unité de sol.

Enfin, il faut rappeler que, si ces cartes sont disponibles en de nombreux secteurs, elles peuvent cependant avoir été réalisées dans des conditions différentes (notamment en ce qui concerne la densité d'information, le niveau de classification exprimé par les unités cartographiques, l'échelle de représentation...) Il sera donc intéressant de comparer l'influence des divers types de cartes sur le résultat final.

Dans ce travail, nous envisagerons trois niveaux de classification pédologique située dans une gamme de représentation graphique allant du 1/10 000 au 1/100 000. Le choix de ces deux limites se justifie de la manière suivante: pour des échelles inférieures au 1/100 000 (notamment au 1/250000), la classification pédologique définit souvent des unités cartographiques qui correspondent à des associations de sols et qui ne peuvent donc pas être caractérisées par un PR; les échelles supérieures au 1/10 000 concernent des surfaces peu étendues.

### ***2.2.2. Utilisation de la variance d'erreur pour évaluer l'apport d'une cartographie des sols de type traditionnel à l'évaluation du bilan hydrique***

La précision d'estimation des données pédologiques par l'approche cartographique traditionnelle dépend de la précision de la délimitation des unités de sol et du choix des PR. Il est intéressant d'essayer de quantifier le gain de précision apporté par la définition d'un PR puis par la délimitation des unités. Pour cela deux types de calcul seront effectués en comparant, d'une part, la variance d'erreur obtenue avec la carte pédologique complète et, d'autre part, celle qui serait obtenue en adoptant d'autres alternatives pour estimer le bilan hydrique.

#### ***2.2.2.1. Mesure de l'apport de la localisation des profils représentatifs***

Une première alternative serait de stratifier le milieu en classes, tout comme dans la cartographie employée, mais de prendre un profil au hasard au sein de chaque unité de sol pour simuler le bilan hydrique. L'erreur qu'on ferait ainsi sur le bilan hydrique serait calculée par la différence entre le bilan hydrique simulé en un point quelconque et le bilan hydrique simulé en ce profil, également pris au hasard sur l'unité de sol. Cette variance d'erreur est donc égale à deux fois la variance intra-unité calculée pour le terme de bilan hydrique choisi sous l'hypothèse

d'homogénéité des variances intra-unité. La différence  $2s_w^2 - s^2(\epsilon_s)$  mesure le gain de précision apporté par la localisation des PR par le pédologue.

### 2.2.2.2. Mesure de l'apport de la délimitation des unités de sol et de l'apport global de la carte des sols

La deuxième alternative possible serait l'abandon de toute stratification du milieu. En l'absence d'unités de sol définies, la localisation de profils représentatifs ne correspondrait à rien. Les profils sur lesquels serait simulé le bilan hydrique pourraient donc être pris au hasard sur l'ensemble de la surface. La moyenne des valeurs simulées sur les  $n$  profils choisis permettrait de prévoir le bilan hydrique pour toute la zone. L'erreur qu'on ferait ainsi sur le bilan hydrique serait calculée par la différence entre le bilan hydrique simulé en un point quelconque de la surface et le bilan hydrique moyen simulé en ces  $n$  profils, également pris au hasard sur l'ensemble de la zone. Cette variance d'erreur est égale à la variance totale du terme de bilan hydrique sur la surface d'étude plus la variance d'estimation du terme moyen (c'est-à-dire, dans le cas d'un échantillonnage aléatoire, variance totale divisée par le nombre  $n$  d'observations utilisées pour estimer la moyenne). La différence  $(s_t^2 + s_t^2/n) - s^2(\epsilon_s)$  mesure le gain de précision apporté par la carte des sols prise dans son ensemble. L'apport de la délimitation des unités de sol par le pédologue est donnée par la différence  $(s_t^2 + s_t^2/n) - 2s_w^2$ . Pour nous situer à un niveau d'effort expérimental comparable, nous prendrons toujours  $n$  égal au nombre de PR de la carte que l'on cherche à évaluer. Si l'on considérait l'effort expérimental comme faisant partie de la carte, nous pourrions remplacer  $(s_t^2 + s_t^2/n)$  par  $2s_w^2$ . Cela voudrait dire qu'on ne prendrait plus qu'un seul profil pour prévoir le bilan hydrique de toute une zone. C'est évidemment une hypothèse minimale sur le plan expérimental.

Au total, dans le cas idéal, on s'attend à observer l'ordre suivant:

$$s^2(\epsilon_s) < 2s_w^2 < s_t^2 + s_t^2/n \quad (2.29)$$

### 2.3. Choix d'un estimateur de précision: réalisation d'un transect de validation

Dans le chapitre 1, nous avons étudié différentes méthodes d'étude de la propagation d'erreur. Puis, nous avons présenté le cadre théorique nous permettant de mettre en oeuvre une méthode empirique de calcul de l'erreur due à l'estimation des données pédologiques. Cette méthode s'apparente à celle de Bregt et Beemster (1989). Contrairement à ces derniers, nous tâcherons d'éviter tout biais dû à la liaison entre profils représentatifs et profils de validation. Pour cela, nous avons choisi de réaliser un échantillonnage par transect.

L'investigation pédologique définit un **profil représentatif (PR)** pour chaque unité cartographique de sol. Chaque PR peut être considéré comme l'estimateur des autres points de l'unité à laquelle il appartient, et ceci pour toute propriété pédologique. Afin d'éviter tout biais, il est nécessaire de se donner un lot de **profils de validation (PV)** totalement indépendant des PR et sur lesquels on pourra faire des mesures réelles. La comparaison des mesures et des estimations donnera une idée de la validité de l'estimateur en tant que tel.

Cette comparaison entre PR et PV peut se faire par l'estimation de l'erreur quadratique moyenne  $r^{*2}$  dont l'expression est décrite par l'équation (2.22). Puisque le PR de l'unité  $u$  est

considéré comme étant l'estimateur de tout point  $j$  de cette unité  $u$ , alors les valeurs pédologiques du point  $j$  seront estimées aux mesures localisées au PR de l'unité  $u$ . L'équation (2.22) devient ainsi:

$$r^{2*} = (1/N) \sum_u \sum_j [\{f_u(v_s, v_c^*) - f_{j,u}(v_s, v_c^*)\}^2] \quad (2.30)$$

où  $f_u(v_s, v_c^*)$  est la valeur du terme de bilan hydrique simulé avec les données pédologiques mesurées à l'emplacement du profil représentatif de l'unité  $u$ ,  $f_{j,u}(v_s, v_c^*)$  est la valeur du terme de bilan hydrique choisi simulé avec les données pédologiques mesurées au  $j^{\text{ème}}$  point de validation de l'unité  $u$ ,  $N$  est le nombre total de points de validation de l'échantillon considéré.

Pour avoir une bonne idée de l'erreur engendrée en adoptant le PR comme estimateur de l'ensemble d'une unité, il faut que les points de validation PV soient suffisamment nombreux et que leur répartition prenne en compte toute la variabilité des unités cartographiques. L'idéal serait de disposer de PV répartis sur l'ensemble de la carte, et en nombre suffisant pour travailler unité par unité. Malheureusement, pour des questions purement matérielles (temps et coût), cela n'était pas possible. Nous avons donc choisi de répartir les PV de manière régulière le long d'un transect. Les transects, en effet, même disposés au hasard, sont toujours préférables à l'étude détaillée d'une surface échantillon, car ils permettent, pour un effort de prospection comparable de recouper un plus grand nombre d'unités cartographiques (Pourgaton, 1977), et cela quel que soit le type de carte considéré (à petite, moyenne ou grande échelle). Nous avons donc préféré ce type d'échantillonnage à celui adopté par Walter (1990) qui nécessitait le choix *a priori* de certaines unités de sol sur lesquelles auraient porté l'étude. Or, d'une part, nous n'avions pas de raison valable de privilégier certaines unités de sols par rapport à l'ensemble de celles définies lors des prospections et, d'autre part, cette méthode ne permettait pas de comparer différents types de cartographie.

On dispose donc d'un transect sur lequel 85 PV sont espacés de 115 mètres en moyenne. Un tel nombre de points est trop faible pour pouvoir analyser les résultats unité par unité pour tous les types de carte: sur la carte au 1/10 000 (*cf.* chapitre 3), ce transect recoupe 23 unités sur 60, ce qui correspond à une moyenne de  $85/23 = 3.7$  PV par unité, nombre déjà très faible qui peut atteindre 1 PV pour les plus petites unités. On sera donc amené à travailler de manière globale sur l'ensemble de la carte pour pouvoir traiter statistiquement les résultats. Les unités de sols traversées par le transect représentent, en superficie, 63% de l'ensemble des trois secteurs.

*Un impossible monde  
Impossible à mesurer  
A soumettre à l'étude  
Un mode en profondeur  
Un mode en altitude  
Un mode impénétrable*

*Kent, 1991*

*Dire qu'il y a des hommes  
Qui trouvent merveilleux  
Qu'il y ait des limites  
Et un juste milieu.*

*Kent, 1991*

**DEUXIEME PARTIE:**

**RELATIONS ENTRE STRATIFICATION PEDOLOGIQUE ET**

**VARIABILITE PHYSIQUE DES SOLS**

Le sol d'une surface hétérogène présente une variabilité spatiale de l'ensemble de ses caractéristiques (physiques, chimiques ou morphologiques). Cette variabilité est difficilement accessible. Les cartes des sols sont un moyen de connaître la part de cette variabilité relative aux critères de cartographie. Or, les cartes des sols sont utilisées pour estimer d'autres caractéristiques du sol que ces seuls critères de cartographie. Elles servent notamment à estimer les paramètres d'entrée des modèles de simulation du bilan hydrique et sont ainsi à l'origine de l'erreur d'estimation spatiale des paramètres-sol des modèles de bilan hydrique.

Dans cette partie, nous voulons répondre à la question suivante: est-il justifié d'utiliser des cartes pédologiques pour estimer des propriétés du sol autres que les critères de cartographie?

Nous présenterons donc d'abord les sols du milieu d'étude et les cartes pédologiques qui y ont été réalisées, puis, nous mesurerons les caractéristiques physiques et hydrodynamiques du sol sur les différents profils qui serviront dans cette étude. Nous pourrons ainsi lier la variabilité de ces caractéristiques à la stratification du milieu par les différentes cartes des sols.

## Chapitre 3

# LES DIFFÉRENTES CARTOGRAPHIES PEDOLOGIQUES DU MILIEU D'ETUDE

Le milieu d'étude est celui de la plaine languedocienne, encore largement dominée par la monoculture de la vigne.

La plaine languedocienne est limitée:

- à l'Est par la vallée du Rhône;
- au Nord et au Nord-Ouest par les reliefs du Massif Central (Cévennes, Causses et Montagne Noire, en allant d'Est en Ouest);
- à l'Ouest et au Sud-Ouest, par la vallée de l'Aude;
- au Sud, par la mer Méditerranée.

Globalement orientée Est-Ouest, la plaine languedocienne est formée d'un vaste ensemble de collines molassiques ainsi que de massifs et de plateaux calcaires (les garrigues). Plusieurs fleuves côtiers, coulant du Nord vers le Sud, ont recoupé ces substrats miocène et crétacé. Au cours du Quaternaire, ces fleuves ont déposé leurs alluvions en une succession de terrasses.

L'extension de la plaine languedocienne est telle qu'il n'était pas envisageable de faire porter l'effort de cartographie et d'acquisition des caractéristiques hydriques du sol sur l'ensemble du territoire. Des aires-échantillons ont donc été sélectionnées.

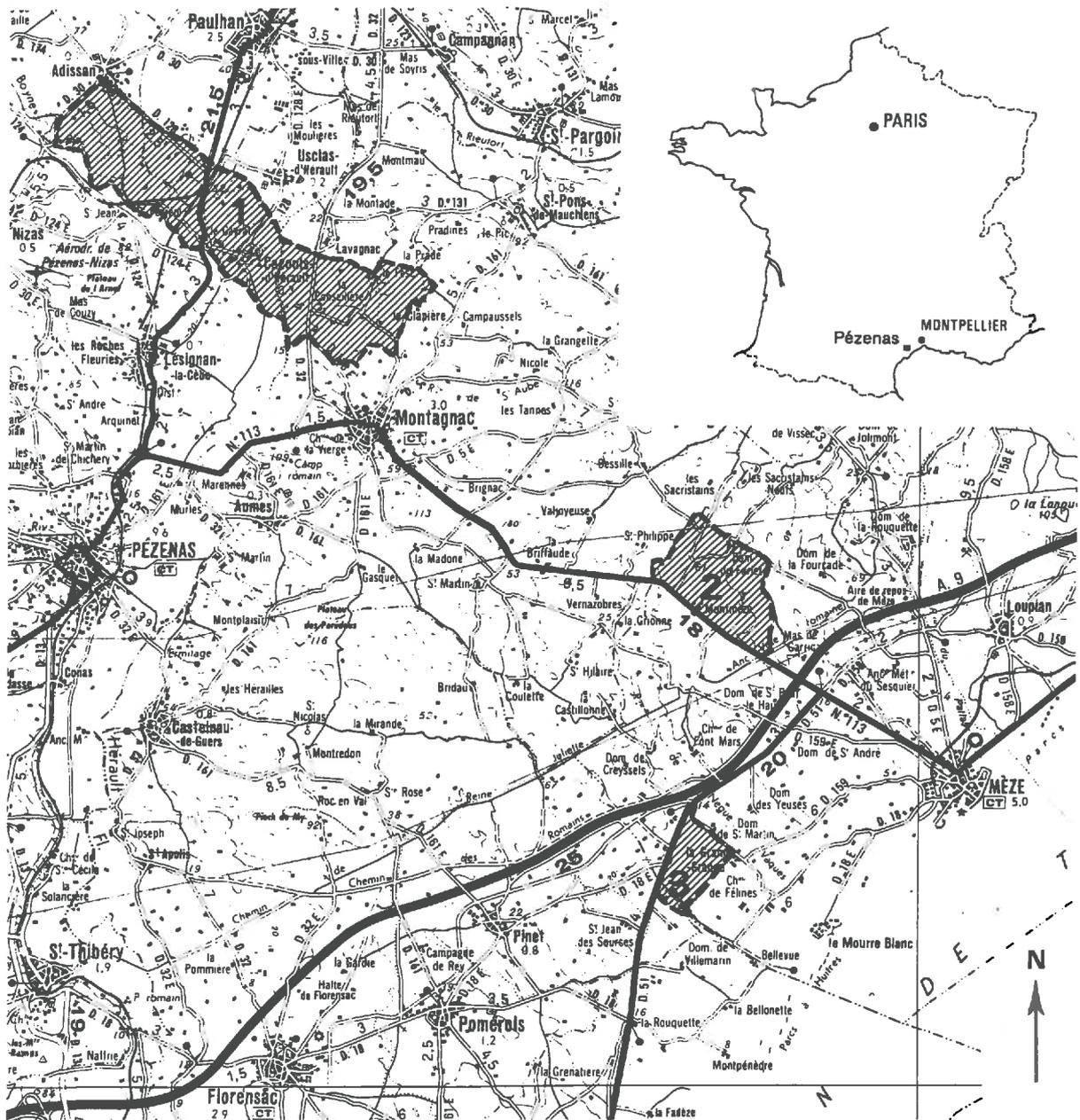
### 1. CHOIX ET REPRESENTATIVITE DES AIRES D'ETUDE

Pour déterminer les aires-échantillons sur lesquelles ont été caractérisés plus finement les sols de la région, on s'est référé aux concepts de petite région naturelle et de secteur de référence définis par Favrot (1989).

La **petite région naturelle** se caractérise par une grande homogénéité aux plans climatique, géologique et topographique. Elle comprend un nombre fini d'unités de sols identifiables, et la distribution des sols dans le paysage obéit à des règles variant peu d'un point à l'autre du territoire considéré.

Le **secteur de référence** est le plus petit territoire au sein duquel il est possible d'observer et de caractériser la quasi-totalité des sols de la petite région naturelle dont il dépend. En pratique, sa superficie est déterminée *a priori* aux environs de 1000 ha. Les expériences montrent que les secteurs de référence ainsi définis permettent de caractériser plus de 80 à 90% de la surface de la région naturelle dont ils font partie (Favrot, 1989).

De tels concepts sont cependant délicats à appliquer à la plaine languedocienne. Toutefois, grâce à la cartographie réalisée au 1/250 000 sur l'ensemble de la région (Bornand *et al.*, 1991), nous avons pu délimiter trois petites régions naturelles (PRN) bien individualisées et circonscrites. Toutefois les deux dernières sont petites et seront caractérisées par des secteurs de référence peu étendus.



ECHELLE : 1/100 000



Figure 3.1.: Localisation des trois secteurs de référence: 1) secteur d'Adissan-Montagnac, 2) secteur de Farlet, 3) secteur de La Grand-Grange.

La première PRN correspond à la moyenne vallée de l'Hérault. Elle est caractérisée par:

- les collines à relief mou de molasse miocène, formant le substrat;
- les terrasses anciennes et alluvions récentes de l'Hérault et de ces affluents qui ont recreusé le substrat.

La deuxième PRN correspond à l'Arc de Villeveyrac: elle est constituée de collines et dépressions marquées au sein des formations calcaréo-gréseuses.

Enfin, la troisième PRN est celle du glacis pliocène de raccordement entre les collines et la frange littorale.

L'effort cartographique s'est porté sur trois "secteurs de référence", déterminés de manière à bien rendre compte du cadre géologique régional et de l'organisation spatiale des sols dans chacune des trois PRN définies ci-dessus. Pour cela, trois secteurs ont été choisis.

1. le secteur d'Adissan-Montagnac (975 ha), au sein de la PRN de la moyenne vallée de l'Hérault, est caractéristique des zones molassiques et des étagements de terrasses anciennes ainsi que des zones d'alluvions récentes de l'Hérault.
2. le secteur de Farlet (234 ha) se situe au centre du bassin crétacé de Villeveyrac et est typique des formations calcaréo-gréseuses de l'Arc de Villeveyrac (deuxième PRN).
3. le secteur de La Grand-Grange (119ha) se situe au sein de la troisième PRN et doit permettre de caractériser la zone de transition entre collines et frange littorale.

## **2. PRESENTATION DES SOLS**

Ce paragraphe présente rapidement les principaux types de sols rencontrés sur les trois secteurs définis ci-dessus, ainsi que les cartes pédologiques disponibles. L'accent sera mis sur les facteurs de variabilité qui commandent l'organisation et les caractéristiques des sols au sein de ces trois secteurs.

### **3.1. Secteur d'Adissan-Montagnac**

Le secteur d'Adissan-Montagnac se situe dans la moyenne vallée de l'Hérault, dont le substrat d'ensemble est formé par les molasses miocènes sablo-gréseuses et conglomératiques. L'Hérault les a recreusées et y a déposé, sur sa rive droite, des alluvions anciennes étagées en deux niveaux principaux de terrasses (haut et moyen niveau). La plaine alluviale récente est encaissée dans le plus bas niveau de terrasse et, localement, directement dans la molasse. Quatre grands ensembles géomorphologiques se différencient nettement:

- la plaine d'alluvions récentes de l'Hérault et de ses affluents;
- les moyennes terrasses de l'Hérault et de la Boyne;
- la haute terrasse de l'Hérault;
- les formations molassiques.

Ces différents ensembles se distinguent donc d'abord par leur position géomorphologique, à laquelle on peut associer des caractères d'évolution différents. Ceci se traduit, au plan de la morphologie des sols et de leur caractéristiques physiques, par des variations dans la texture, la couleur et la charge en éléments grossiers. On a ainsi pu cartographier, au sein de ces ensembles, différentes unités de sol dont les caractéristiques essentielles sont résumées ci-après.

### ***3.1.1. Les sols de la plaine d'alluvions récentes de l'Hérault et de ses affluents***

Développés sur une couverture continue et épaisse d'alluvions calcaires, les sols présentent un gradient textural net lorsqu'on se déplace du fleuve aux piémonts (tendance aux textures plus fines); ils sont peu évolués, sains et souvent rajeunis par les dépôts des fortes crues d'automne. Le travail de ces terres entraîne une morphologie du profil bien caractéristique:

- un horizon Ap d'environ 50 cm d'épaisseur;
- un horizon C qui commence vers 50 cm et dont la nature conditionne largement celle de l'horizon de surface.

Mises à part les alluvions de la Boyne et une zone caillouteuse localisée près de Cazouls, les éléments grossiers n'apparaissent pas. On a essentiellement affaire à des sols calcaires profonds, brun-rouges et le facteur de différenciation des unités cartographiques est la texture. En bordure des affleurements molassiques (rive gauche de l'Hérault, alluvions de la Boyne et de la Font-du-Loup) et du fait des apports alluvio-colluviaux, les sols deviennent brun-jaunes, avec une texture qui se rapproche de celle du matériau d'apport colluvial.

### ***3.1.2. Les sols des moyennes terrasses de l'Hérault et de la Boyne***

En continuité avec la plaine d'alluvions récentes, ce niveau est plus élevé de quelques mètres à proximité des affleurements molassiques de la rive droite de l'Hérault. Il correspond aux alluvions anciennes de l'Hérault (niveau interglaciaire du Quaternaire moyen), plus ou moins épaisses et irrégulièrement pierreuses (cailloux et graviers roulés provenant de la Montagne Noire et des causses calcaires situés en amont: quartzites, grès, calcaires siliceux, porphyrite, basaltes). Ces niveaux supportent donc des vieux sols (paléosols) qui ont été affectés par une pédogénèse de type fersiallitique, ce qui entraîne, avec le travail du sol, un profil-type dont la séquence d'horizons est la suivante:

- un horizon Ap défoncé, d'environ 50 cm d'épaisseur, limono-argilo-sableux, à charge moyenne à forte en éléments grossiers;
- entre 50 et 80 cm, un horizon plus argileux, souvent hydromorphe, non calcaire et caillouteux;
- à partir de 80 cm environ, un encroûtement calcaire fortement induré et difficilement pénétrable par les racines.

En bordure des affleurements molassiques, la couverture d'alluvions est peu épaisse, et parfois recouverte par des colluvions de la molasse. Les sols sont alors bruns, calcaires, peu pierreux, de texture limono-argilo-sableuse et ne présentent ni hydromorphie, ni encroûtement calcaire.

Au sein de ces sols, le critère de différenciation des unités cartographiques est donc, d'une part, la pédogénèse ancienne (influençant la charge en éléments grossiers, la couleur et l'acidité des sols), et, d'autre part, l'existence et l'épaisseur de dépôts colluviaux.

### ***3.1.3. Les sols de la haute terrasse de l'Hérault (rive droite)***

La couverture continue d'alluvions caillouteuses anciennes très épaisses du niveau quaternaire ancien culmine de 50 à 70 mètres la plaine d'alluvions récentes. Les sols issus de ces matériaux (de composition originale de même type que celle des moyennes terrasses) correspondent à un résidu des vieilles altérations de type fersiallitique: horizon Ap appauvri en surface, très chargé en cailloux et graviers roulés de quartzites, et horizon B rouge, argilo-sableux et présentant des

signes d'hydromorphie à partir de 80 cm. Les sols peuvent se répartir en deux groupes en fonction de leur position topographique et de l'état de conservation du profil: sur les sommets plus ou moins aplatis, l'ensemble des horizons du profil sont conservés, tandis que, sur les pentes, les horizons de surface sont tronqués et on peut observer un remaniement colluvial.

#### **3.1.4. Les sols des formations molassiques**

Sur le substrat d'ensemble de la moyenne vallée de l'Hérault, les sols, rarement caillouteux et très fortement soumis à l'érosion pluviale, ont des conditions de pente très diverses. Ils sont, par conséquent, peu évolués et leur nature est très liée à celle de la roche-mère. Les critères de classification des sols sera donc, ici, à la fois la pente et les caractéristiques de la roche-mère et des matériaux colluvionnés.

En rive droite de l'Hérault, ces formations molassiques sont d'abord pentues et colluvionnées par le cailloutis à quartzites de la haute terrasse, puis passent progressivement, en bas de piémont, à des pentes plus faibles.

En rive gauche, ces matériaux sont présents sur de vastes affleurements de pentes faibles à fortes. Les caractéristiques pédologiques sont fortement corrélées à la nature du matériau mère, c'est pourquoi les sols cultivés présentent un profil-type dont la morphologie est la suivante:

- un horizon Ap d'environ 50 cm d'épaisseur (labour de défoncement), calcaire, à faible teneur en matière organique et de texture quasiment identique à celle de la roche-mère;
- un horizon C (matériau meuble) ou R (roche), calcaire.

Lorsque la texture varie localement et devient argileuse, on observe des signes d'hydromorphie dès 50 cm de profondeur. On rencontre également des sols caillouteux dont les éléments grossiers proviennent soit de la molasse conglomératique ou indurée ayant subi l'action des outils de travail du sol, soit des niveaux quartzitiques colluvionnés de la haute terrasse sous-jacente. Enfin, les affleurements molassiques très pentus et incultes présentent des régosols et lithosols calcaires colonisés par une végétation naturelle de type méditerranéen (garrigue à chêne vert pubescent).

### **3.2. Secteur de Farlet**

Le secteur de Farlet se situe dans les zones de garrigue calcaire, à l'Est de la vallée de l'Hérault. D'un point de vue géologique, il s'inscrit entièrement dans le bassin créacé de Villeveyrac. Ce bassin présente un paysage de collines issues de l'alternance de bancs de grès et de bancs de marnes, plus meubles et donc recreusés. Les sols présents sur ce secteur sont, autant que le relief, influencés par les variations rapides de la nature du substrat géologique: les sols s'ordonnent de manière régulière en fonction de leur position par rapport aux bancs de grès et de marne. Le critère de différenciation des sols est la profondeur d'apparition du substrat, auquel s'ajoute, pour les sols profonds, le degré d'hydromorphie. D'où la distinction en quatre groupes de sol.

#### **3.2.1. Les lithosols des bancs de grès**

Au sommet des buttes formées par les bancs de grès calcaires, on observe des lithosols calcaires, de texture grossière à moyenne, occupés par la garrigue méditerranéenne.

### ***3.2.2. les sols superficiels et peu profonds des sommets des buttes gréseuses***

A la jonction des bancs de grès et des bancs de marnes, les sols sont influencés par les deux types de matériaux. Aux abords de la butte, le sol est limono-sableux à argilo-limono-sableux, brun-jaune et très superficiel: le substrat de grès apparaît vers 50 cm. En se dirigeant vers la dépression (marne), le sol s'approfondit, devient moins caillouteux, plus coloré et plus argileux pour présenter le développement de profil suivant:

- un horizon A superficiel argilo-limono-sableux à argileux, brun-olive clair jusqu'à 30 cm;
- un horizon B argileux, brun-olive clair avec d'éventuelles concrétions calcaires;
- vers 70 cm, un horizon C où apparaît la marne versicolore (à dominante rose) argilo-limono-sableuse

### ***3.2.3. Les sols profonds à moyennement profonds des pentes***

De la même façon que précédemment, au fur et à mesure que l'on se dirige vers le centre de la dépression, le sol s'approfondit et l'influence de la roche-mère, meuble, disparaît. Le profil type que l'on peut observer sur les pentes est le suivant:

- un horizon argilo-limono-sableux à limono-argilo-sableux, brun-jaune à brun-olive clair;
- un horizon C versicolore de texture variable.

La limite entre les deux horizons passe de 50 à 70 cm en haut de pente à plus de 120 cm en bas de pente.

### ***3.2.4. Les sols profonds des dépressions fermées et des chenaux d'écoulement***

La position topographique de ces sols est favorable à la circulation ou à l'accumulation d'eau. Dans les chenaux d'écoulement, les sols, brun-jaunes à brun-olive et de texture moyenne, présentent parfois des signes d'hydromorphie en profondeur. Au sein des dépressions fermées, le degré d'hydromorphie et la nature du sol varie selon que l'on se situe sur d'anciens marais asséchés ou non. Sur ces anciens marais, on observe des sols argileux à argilo-limono-sableux en surface, sur un substrat argileux versicolore à dominante gris foncé. Les signes d'hydromorphie apparaissent dès 50 cm de profondeur. En dehors de ces marais, les sols des dépressions fermées sont argilo-limono-sableux, profonds, et brun-gris foncé, la couleur devenant plus foncée et le taux d'argile augmentant en profondeur.

## **3.3. Secteur de la Grand-Grange**

Le secteur de la Grand-Grange se situe sur le glacis pliocène raccordant les collines calcaréo-gréseuses de l'Arc de Villeveyrac et la frange littorale. Deux faciès, discordant sur le substrat crétacé-éocène, ont été mis en place, l'un étant argileux (pliocène ancien), et l'autre sableux (pliocène récent). Une érosion régressive a modelé le relief, et l'on peut maintenant observer des replats (surfaces d'érosion) sur sables et des buttes témoins de marnes et d'argile d'altération.

Le relief que l'on peut y observer est fait d'une succession de collines et de dépressions peu marquées, avec une pente générale vers la mer. Les sols sont ici essentiellement influencés par la nature et la profondeur du substrat.

### **3.3.1. Les sols sur matériau pliocène d'origine marine**

- Les sols des versants et des buttes plus ou moins marqués (pente non nulle, convexité positive) sont peu ou pas marqués par l'hydromorphie. Leur texture de surface est soit sablo-argileuse, soit sableuse. Dans le premier groupe, le substrat marneux apparaît plus ou moins profondément selon la position topographique du profil; la couleur de surface est généralement brun-olive et les concrétions calcaires peuvent être nombreuses. Dans le second groupe, la texture sableuse, en surface et en profondeur, provient de l'altération des grès. Différents types de sols sont distingués en fonction de la profondeur d'apparition du substrat gréseux, et de ce fait, en fonction de la profondeur du sol et de la teneur en éléments grossiers. La couleur de ces sols varie du brun-jaune au brun et au brun foncé.

- Les sols des dépressions planes sont des sols bariolés et d'intensité d'hydromorphie variable. Les sols les moins hydromorphes peuvent être décrits par le profil-type suivant:

- un horizon Ap sableux;
- un horizon B sableux bariolé entre 50 et 70 cm;
- un horizon C de sable jaune compact.

La texture et la couleur évoluent en même temps que le degré d'hydromorphie pour atteindre un développement de profil du type suivant:

- un horizon Ap brun à brun foncé hydromorphe dès 30 cm;
- un horizon argilo-sableux brun-gris très foncé hydromorphe;
- un sable argileux hydromorphe dès 70cm.

### **3.3.2. Les sols sur marnes à *Potamides Basteroti* et colluvions limoneuses**

La nature des sols varie selon le substrat sur lequel ils se sont développés. Les sols sur marnes en place sont argilo-limoneux à argileux, brun-olive. L'horizon B se différencie de l'horizon de surface par un bariolage et des signes d'hydromorphie. La marne apparaît vers 60 cm. Lorsque le substrat est une argile de remaniement brun-gris foncé, on observe des sols argileux, voire argileux lourds, peu profonds (50 cm) et hydromorphes. Enfin, sur les colluvions limoneuses issues des marnes, les sols sont limoneux à limono-argileux, bariolés, brun-gris à brun-olive et éventuellement enrichis en argile en profondeur.

### **3.4. Comparaison des trois secteurs**

Ces trois secteurs ont été choisis de manière à rendre compte des principaux types de sols rencontrés au sein de trois petites régions naturelles de la plaine languedocienne. On a vu ci-dessus comment, pour chacun des secteurs, la nature des sols est liée soit à la lithologie (nature des roches et des dépôts), soit à la topographie (caractéristiques du relief), soit encore à ces deux facteurs liés (géomorphologie). Il faut noter que chaque secteur possède une organisation des sols particulière. Ainsi, dans la vallée de l'Hérault, la mise en place des sols a été influencée par l'action de ce fleuve côtier; cette action ayant été régulière, continue et étendue, elle a donné lieu à la mise en place de vastes dépôts alluviaux. D'où des sols homogènes sur de grandes surfaces (de l'ordre de grandeur des terrasses sur lesquels ils sont développés). A l'opposé, dans le bassin de Villeveyrac, la nature des sols est déterminée par des variations dans les faciès de roches eux-mêmes (alternance des bancs de grès et des bancs de marnes). Ces sols sont ordonnés selon une géoséquence allant du sommet d'une butte de grès au centre d'une dépression marneuse. Le secteur de Farlet est situé en un point

du bassin où les bancs de grès sont très rapprochés les uns des autres. Les différents types de sol de la géoséquence se succèdent donc de manière très rapide entre deux bancs de grès (de l'ordre de quelques dizaines de mètres). Comme, par ailleurs, le même paysage se répète au sein du secteur, on obtient, lors d'une cartographie détaillée, des unités de sols de surface importante mais morcelées en de nombreuses plages cartographiques.

La différence d'organisation des sols de les secteurs de Farlet et d'Adissan-Montagnac est bien mise en évidence par la cartographie à grande échelle qui y a été faite (carte C10, en annexe n°1, et dont les caractéristiques sont détaillées au tableau 3.2.). Le tableau 3.1. montre ainsi que la surface moyenne des unités cartographiques est six fois plus importante pour le secteur d'Adissan-Montagnac que pour celui de Farlet. D'après les observations faites lors de la prospection, il semble que la variabilité intra-unité du secteur de Farlet soit due à la variabilité entre les plages de l'unité; tandis que le peu de plages cartographiques par unité pour le secteur d'Adissan-Montagnac ne permet pas dans ce secteur de localiser l'origine de la variabilité intra-unité.

*Tableau 3.1. : Caractéristiques des trois secteurs: superficie, nombre et surface des unités et des plages cartographiques (carte C10).*

secteur		Adissan-Montagnac	Farlet	Grand-Grange
superficie		975 ha	234 ha	119 ha
unités cartographiques	nombre	28	013	19
	surface moyenne	34.8 ha	18 ha	6.3 ha
plages cartographiques	nombre	93	135	32
	surface moyenne	10.5 ha	1.7 ha	3.7 ha

Le secteur de la Grand-Grange présente un type de variabilité encore différent, principalement dû aux aléas de l'érosion, combinés à des variations rapides de substrat géologique: les unités cartographiques sont de petite taille, mais, très souvent, d'un seul tenant. Ce qui donne lieu à des plages cartographiques de taille intermédiaire par rapport aux deux autres secteurs.

La variabilité des sols dépend donc du secteur étudié. Elle est plus ou moins bien prise en compte selon le niveau de stratification utilisé pour décrire l'organisation spatiale de ces sols.

### **3. LES CARTES DES SOLS: LES DIFFERENTS NIVEAUX DE STRATIFICATION UTILISES**

Au sein des aires d'étude (secteurs) définies ci-dessus, étaient disponibles deux types de cartes des sols: l'une représentée au 1/100 000 et l'autre au 1/250 000. Pour disposer de trois cartes au sein de la gamme d'échelles de représentation allant du 1/10 000 au 1/100 000, il a été nécessaire de réaliser une carte à grande échelle (1/10 000) dans le cadre de ce travail et nous en avons déduit, par simple regroupement d'unités, une carte intermédiaire au 1/25 000. Toutes ces cartes ont été réalisées selon la méthode cartographique décrite par Servant (1972) (cf. chapitre 1, paragraphe 2.1.1.). Traditionnellement, elles sont différenciées par leur échelle de représentation. En réalité, ces distinctions correspondent bien sûr à des densités d'information et des degrés d'homogénéité

différents, mais aussi à des différences dans les types de critères pris en compte pour la caractérisation des unités.

Les caractéristiques des cartes disponibles sur le secteur sont regroupées au sein du tableau 3.2. Celui-ci met en évidence les sens de variation des échelles de représentation, des nombres d'unités et de plages cartographiques et les critères de cartographie. Les trois secteurs sont confondus sauf pour le nombre de plages cartographiques. Notons bien que seules les cartes C10 et C100 ont fait l'objet de prospections indépendantes. Les cartes C25 et C250 ont bénéficié d'échantillonnages réalisés pour de précédentes cartes.

En regardant le tableau de la droite vers la gauche, on remarque que le nombre d'unités et de plages cartographiques augmente. En effet, le degré d'exigence en ce qui concerne le degré d'homogénéité des unités de sols augmente, par conséquent, leur nombre augmente ainsi que la précision de leurs contours. Pour cela, une plus grande densité d'observation est nécessaire. Ainsi, la variabilité des sols peut être mieux prise en compte.

**Tableau 3.2. : Caractéristiques des cartographies pédologiques réalisées sur les trois secteurs de référence.**

Cartes	carte C10 (en annexe n°1)	carte C25	carte C100	carte C250
Références	Lefay <i>et al.</i> , Lagacherie <i>et al.</i> , non publiées	Leenhardt, non publiées	Bonfils, 1988	Bornand <i>et al.</i> , 1991
Echelle de représentation	1/10 000	1/25 000	1/100 000	1/250 000
Zone homogène de base	série de sols	association de séries de sol	groupes et famille	sous-groupes
Caractères devant être homogènes au sein d'une unité	caractéristiques physico-chimiques, développement du profil, couleur, textures, roche-mère, profondeur pierrosité.	position géomorphologique, texture, roche-mère, profondeur.	roche-mère, position géomorphologique.	mécanisme pédogénétique, organisation des sols.
Information de départ	1 sondage/ha	1 sondage/ha et regroupements d'unités de la carte C10	1 sondage/25 ha	synthèse de cartes levés de reconnaissance
Nombre d'UC* Surface moyenne des UC	60 22 ha	29 46 ha	19 70 ha	10 133 ha
Nombre de plages*	260	129	41	12

(\*: sur les trois secteurs; UC: unité cartographique)

Il est à noter que la carte C250 se distingue des trois autres du fait que les unités cartographiques correspondent à des associations de sols non délimitées. Chacun des sols de l'unité est caractérisé par un profil représentatif. Mais, lors de la prospection, il n'a pas été possible de délimiter ces différents sols. Il serait donc très difficile, pour un point pris au hasard au sein de l'unité cartographique, de savoir, sans ambiguïté, quel profil représentatif lui correspond. C'est pourquoi, dans la suite du travail, cette carte ne sera pas prise en compte et seules seront comparées les utilisations des cartes C10, C25 et C100 comme bases de spatialisation des caractéristiques hydrodynamiques du sol.

La figure 3.2., ci-après, met en évidence les différences entre secteurs de référence, d'une part, et entre les trois types de carte, d'autre part. Pour permettre une meilleure visualisation de ces différences, toutes les représentations ont été faites à la même échelle: 1/50 000.

## Chapitre 4

# LA VARIABILITE DES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES SOLS

Parmi les caractéristiques physiques permettant de caractériser la dynamique de l'eau dans le sol, nous avons mesuré celles qui sont prises comme paramètres d'entrée par les modèles les plus utilisés pour l'évaluation du bilan hydrique au niveau spatial. Leur choix sera justifié plus en détail dans le chapitre 5, lors de l'analyse des types de modélisation possibles pour l'évaluation du bilan hydrique sur une surface. Les caractéristiques retenues sont: la courbe de rétention en eau  $h(\theta)$ , la densité apparente, la réserve utile, les fractions granulométriques et la teneur en matière organique. Notons dès à présent qu'on a exclu la courbe de conductivité hydraulique  $K(\theta)$  dont les méthodes d'acquisition restent encore trop lourdes et trop imprécises pour permettre un échantillonnage spatial dans le délai imparti pour ce travail. Pour les mêmes raisons, la conductivité hydraulique à saturation n'a pas été mesurée, mais seulement estimée.

Nous nous proposons ici de présenter les techniques de mesure ou d'estimation adoptées pour l'acquisition de ces données, avant de caractériser la variabilité du milieu de manière quantitative grâce aux données mesurées.

### 1. LOCALISATION DES MESURES ET TECHNIQUES D'ACQUISITION

Les mesures et estimations qui sont décrites dans ce chapitre ont été faites sur l'ensemble des horizons des 117 profils décrits. Cela représente 330 horizons.

Les simulations du bilan hydrique ne concerneront, par la suite, que les profils représentatifs (PR) et les profils de validations (PV) sur une profondeur maximum de 100 cm correspondant aux hypothèses prises pour l'enracinement. De ce fait, on passe de 117 à 109 profils et de 330 à 279 horizons. Les 109 profils correspondent à 85 PV et 24 PR. La plupart des PR des cartes C25 et C100 sont également PR de la carte C10, d'où l'effectif de 24 PR.

#### 1.1. Courbe de rétention

Huit points caractéristiques de la courbe de rétention ont été déterminés afin de pouvoir estimer de manière satisfaisante la forme de la courbe. Nous détaillerons d'abord les principes de mesure ou d'estimation des différents points, puis nous envisagerons le problème de l'ajustement d'une fonction mathématique aux points mesurés.

##### *1.1.1. Principes de mesure et d'estimation des différents points de la courbe de rétention*

###### *1.1.1.1. Principe de mesure entre 3 et 300 kPa*

Dans cette gamme de potentiels, cinq points de la courbe de rétention ont été déterminés par la mesure de teneurs en eau sur échantillons non remaniés équilibrés aux potentiels de 3, 10, 30, 100

et 300 kPa. Pour ce travail, on a pris, pour la capacité de rétention, la valeur de teneur en eau obtenue à 10 kPa. Cette convention est classiquement utilisée lorsqu'il n'est pas possible d'ajuster la valeur de la teneur en eau à la capacité de rétention en fonction de la texture de l'échantillon (par exemple, Schulze, 1989).

La technique utilisée est celle de la presse à plaque ou appareil de Richards (1941) dont la description et la schématisation est proposée par Chamayou et Legros (1989). L'appareil est constituée d'une enceinte hermétique contenant des plaques poreuses sur lesquelles sont disposés les échantillons non remaniés et portés à saturation. Ceux-ci sont des agrégats de 9 cm<sup>3</sup> environ prélevés au sein des mottes de terre rapportées lors de la campagne de prélèvements sur les profils décrits. Un minimum de deux répétitions a été effectué, allant jusqu'à sept pour certains échantillons aux caractéristiques particulières (hétérogénéité texturale, présence de cailloux). La pression a été appliquée pendant cinq jours consécutifs, de manière à majorer le temps d'équilibrage des échantillons.

#### *1.1.1.2. Principe d'estimation de la teneur en eau au point de flétrissement permanent: régression et interpolation*

La teneur en eau au point de flétrissement permanent est traditionnellement prise à 1500 kPa (soit pF 4.2). Il a été montré à plusieurs reprises qu'il existait de bonnes corrélations avec la composition du sol, et, plus particulièrement avec les teneurs en argile et en matière organique (Hall *et al.*, 1977; Rawls *et al.*, 1982). Le recours à de telles corrélations permet donc une économie de mesures. Cependant, dans notre cas particulier, l'estimation de la teneur en eau à 1500 kPa à l'aide des régressions proposées par les auteurs ci-dessus donnait des résultats aberrants pour un échantillon sur six environ (les valeurs de teneurs en eau dépassaient de plus de 0.01 les valeurs mesurées à 300 kPa). Il a donc été décidé d'établir une équation de régression calée sur notre aire d'étude. Des mesures de teneur en eau à 1500 kPa ont été réalisées sur une sous-population de 42 échantillons au moyen des presses à plaques. Connaissant la granulométrie, la teneur en matière organique et la densité apparente de ces échantillons, une régression reliant ces propriétés à la teneur en eau à 1500 kPa a pu être déterminée (*cf.* annexe n°2) puis appliquée à l'ensemble des échantillons. De cette manière le nombre de valeurs aberrantes a été réduit à deux sur 330.

#### *1.1.1.3. Principe d'estimation de la teneur en eau maximum: estimation à partir de la porosité*

La teneur en eau maximum est estimée par la porosité totale: on suppose qu'à saturation, l'ensemble des pores est rempli d'eau. En fait, cette hypothèse surestime la teneur en eau maximum, car dans la réalité, il reste toujours de l'air piégé dans les pores, et le sol n'atteint pratiquement jamais un état de saturation total.

On accède à la porosité (notée  $\eta$ ) par la mesure de la densité apparente ( $d_a$ ) et de la densité réelle ( $d_r$ ):  $\eta = 1 - (d_a/d_r)$ . On prend  $d_r = 2,7$  en moyenne.

#### *1.1.1.4. Principe d'estimation de la teneur en eau minimum: mesure après séchage à l'air libre*

La teneur en eau minimum est prise égale à la valeur de la teneur en eau mesurée après séchage à l'air libre.

### 1.1.2. Ajustement des courbes de rétention

A partir de là, nous disposons pour chaque horizon de chaque profil de sol, des mesures ou des estimations de la teneur en eau à différents points de rétention. Or, pour qu'un modèle de bilan hydrique puisse fonctionner, il faut connaître la courbe de rétention dans son ensemble. Il s'agit donc maintenant, de définir la forme de la courbe de rétention à partir des points déterminés expérimentalement.

Van Genuchten et Nielsen (1985) proposent une revue des différentes expressions permettant de décrire les courbes de rétention. Le but de ces auteurs est de trouver une expression de forme simple, permettant par la suite la modélisation de la conductivité hydraulique. De ce fait, ils éliminent les équations inadaptées à cet objectif et conservent deux fonctions: celle de Brooks et Corey (1964) et celle de Van Genuchten (1980).

-Brooks et Corey (1964):

$$\Theta = \Theta_r + (\Theta_s - \Theta_r)(\alpha h)^{-\lambda} \text{ quand } \alpha h \geq 1 \quad (4.1)$$

$$\Theta = \Theta_s \quad \text{quand } \alpha h < 1$$

-Van Genuchten (1980):

$$S_e = [1 + (\alpha h)^n]^{-m} \quad (4.2)$$

$$\text{avec } S_e = (\Theta - \Theta_r) / (\Theta_s - \Theta_r)$$

où  $\Theta$  est la teneur en eau volumique du sol et est comprise entre  $\Theta_r$  et  $\Theta_s$ ,  $\Theta_r$  est la teneur en eau résiduelle (ou teneur en eau minimale),  $\Theta_s$  est la teneur en eau à saturation,  $\alpha$  est l'inverse de la pression d'entrée d'air,  $\lambda$  est un index de répartition de la taille des pores et  $n$  et  $m$  sont des paramètres empiriques.

Souvent utilisée dans les études de flux en milieu insaturé, l'expression proposée par Brooks et Corey donne des résultats acceptables en sols de texture grossière, souvent remaniés et dont la taille des pores est homogène. Cependant, l'ajustement aux données expérimentales se fait mal aux abords de la saturation, surtout pour des sols de texture fine, bien structurés et dont la taille des pores est hétérogène (Van Genuchten et Nielsen, 1985). Or, les sols présents dans le secteur de référence sont de textures et de structures très variées et les mesures expérimentales ont été faites sur échantillons non remaniés. On peut donc s'attendre à un médiocre ajustement des données calculées à l'aide de l'équation de Brooks et Corey avec les données mesurées. Au contraire, Van Genuchten et Nielsen (1985) montrent que l'équation de Van Genuchten présente une grande flexibilité pour décrire la rétention en eau de nombreux sols: l'équation a été testée tant sur des échantillons de sols tamisés et remaniés que sur des échantillons non remaniés.

Cette équation comporte cependant cinq paramètres alors que celle de Brooks et Corey n'en comporte que quatre. L'idéal serait de réduire le nombre de paramètres à déterminer au sein de l'équation de Van Genuchten. Ainsi, Van Genuchten et Nielsen (1985) ont comparé l'ajustement de Van Genuchten suivant trois variantes, définies en fixant différemment les paramètres  $m$  et  $n$  de l'équation:

1)  $m = 1 - 1/n$

2)  $m = 1 - 2/n$

3)  $m/n \rightarrow 0$ , ce qui nous ramène au cas de l'ajustement de l'équation de Brooks et Corey. Cette comparaison a été faite sur plus de 100 échantillons remaniés de textures variées et sur 200 échantillons non remaniés d'une même série de sols, donc de texture quasi constante. Ils concluent que l'équation de Van Genuchten à cinq paramètres indépendants reste la plus performante mais que l'on peut prendre  $m=1-1/n$  sans craindre trop de perte de précision. Par la suite, Vereecken *et al.* (1989) poursuivent le travail en comparant les versions suivantes de l'équation de Van Genuchten:

\*  $m=1-1/n$  et  $\Theta_r=0$

\*  $m=1-2/n$  et  $\Theta_r=0$

\*  $m=1$

\*  $m=1$  et  $\Theta_r=0$

Leur comparaison a été établie sur des échantillons non remaniés, provenant de 182 horizons et de 40 séries de sols de Belgique. Les textures varient du sable à l'argile lourde. Vereecken *et al.* (1989) concluent que le modèle prenant  $m=1$  est bien meilleur que les trois autres et que la différence avec le modèle d'origine (à cinq paramètres) est négligeable pour la plupart des échantillons testés.

Face à la divergence des conclusions des deux groupes d'auteurs, nous avons également testé différentes versions de l'équation de Van Genuchten sur nos propres échantillons. Les modèles testés ont été les suivants:

(1) équation de Van Genuchten à 5 paramètres indépendants;

(2) équation de Van Genuchten avec  $m=1-1/n$  (4 paramètres);

(3) équation de Van Genuchten avec  $m=1-1/n$  et  $\Theta_r=0$  (3 paramètres);

(4) équation de Van Genuchten avec  $m=1$  (4 paramètres);

(5) équation de Van Genuchten avec  $m=1$  et  $\Theta_r=0$  (3 paramètres).

Ces cinq modèles ont été ajustés aux mesures réalisées sur les échantillons non remaniés provenant des 330 horizons du secteur d'étude. Le programme utilisé (Van Genuchten, 1980) pour l'ajustement des courbes correspond à une procédure itérative de recherche du jeu de paramètres minimisant la somme des carrés des écarts entre prédictions du modèle et points expérimentaux. La méthode d'optimisation utilisée est celle de Marquardt. L'initialisation a été faite en fonction de la texture de chacun d'eux en utilisant les régressions proposées par Vereecken *et al.* (1989). Pour chaque horizon, la somme des carrés des écarts entre valeur mesurée et valeur simulée à l'aide du modèle (residual sum of squares=SSQ en anglais) a été calculée à l'issue d'un maximum de 120 itérations. Pour comparer les différents modèles sur l'ensemble des horizons testés, on a calculé la moyenne et l'écart-type de ces SSQ. Les résultats sont repris dans le tableau suivant:

**Tableau 4.1.:** Comparaison des différents modèles d'ajustement des courbes de rétention: nombre de paramètres d'ajustement, moyennes, maximum et écarts types des SSQ (sommes des carrés des écarts entre valeur estimée et valeur mesurée). Les résultats ont été obtenus à partir d'un jeu de points expérimentaux correspondant à 330 courbes de rétention (5 points de teneur en eau par courbe).

Modèle	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Nombre de paramètres	5	4	3	4	3
SSQ moyen $10^{-5}$	35	40	54	153	1495
$\sigma_{SSQ} 10^{-5}$	54	59	82	140	1207
SSQ max $10^{-5}$	548	569	996	1283	6311

Ces résultats montrent que, contrairement aux conclusions de Vereecken *et al.* (1989), le modèle prenant  $m=1$  (modèle 4) donne de moins bons résultats que le modèle prenant  $m=1-1/n$  (modèle 2) pour notre gamme d'échantillons. Les modèles (1), (2) et (3) donnent les meilleurs résultats. Notre choix s'est porté sur le modèle (2), bon compromis entre performance de prédiction et nombre de paramètres.

Cependant, parmi ces 330 horizons, certains restaient mal caractérisés par l'ensemble de ces cinq modèles. En effet, les modèles de Van Genuchten ne peuvent s'ajuster correctement aux courbes de rétention présentant deux points d'inflexion. Pour ces horizons particuliers, on a donc eu recours à un simple ajustement de segment de droite entre les observations, en vérifiant que la courbe de rétention est strictement monotone.

## 1.2. Densité apparente

Les mesures de densité apparente ont été faites *in situ* à l'aide d'un gamma-densimètre de surface (Troxler 3411). Les principes de fonctionnement et d'utilisation de cette sonde ont été décrits par Jany (1978) et Cattan (1982). Les mesures de densités humides fournies par le gamma-densimètre ont été complétées par des mesures gravimétriques d'humidité de manière à obtenir des valeurs de densité apparente sèche. Dans le cadre des mesures réalisées, nous avons adopté l'étalonnage de la sonde Troxler effectué par Cattan (1982).

## 1.3. Conductivité hydraulique à saturation

De nombreuses méthodes de mesures sont possibles tant au laboratoire qu'*in situ* (Gras, 1988). Cependant, ces méthodes présentent de nombreux inconvénients: difficultés techniques (notamment, écoulements préférentiels le long des parois dans le cas des appareils de mesure de laboratoire) et durée et lourdeur excessives des mesures de terrain.

Des relations permettent l'estimation de la conductivité hydraulique à partir de différentes propriétés du sol. Nous avons adopté celle de Bloemen (1980) qu'il nous était possible d'appliquer avec les données disponibles. Elle est basée sur un index granulométrique calculé à partir des différentes fractions granulométriques mesurées.

## 1.4. Granulométrie et matière organique

Ces mesures ont été réalisées par le laboratoire d'analyse INRA d'ARRAS.

Les caractéristiques des cinq fractions déterminées pour cette étude sont les suivantes:

argile:	0 à 2 $\mu\text{m}$
limon fin:	2 à 20 $\mu\text{m}$
limon grossier:	20 à 50 $\mu\text{m}$
sable fin:	50 à 200 $\mu\text{m}$
sable grossier:	200 à 2000 $\mu\text{m}$

Cette classification correspond à l'échelle granulométrique d'ATTERBERG (adoptée par l'Association Internationale de Science du Sol) complétée par la subdivision des limons à 50  $\mu\text{m}$ .

## 2. STRATIFICATION DE LA VARIABILITE DES SOLS PAR LES DIFFERENTES CARTOGRAPHIES

La composition granulométrique, la densité apparente et les points de la courbe de rétention ont donc été mesurés sur l'ensemble des profils de validation et des profils représentatifs définis en première partie. Ces caractéristiques physiques et hydrodynamiques du sol seront utilisées, directement ou indirectement, comme paramètres d'entrée des modèles de bilan hydrique. Nous voudrions donc savoir si leur variabilité peut être mise en évidence par les cartographies des sols basées sur des critères différents et qualitatifs.

### 2.1. Analyse de variance et cartographie pédologique

La prospection pédologique a pour but de diviser le milieu étudié en classes supposées homogènes en fonction de quelques critères pédologiques, géologiques, topographiques ou géomorphologiques. La variance, vis-à-vis de ces critères, devrait donc être plus faible à l'intérieur des classes (les unités cartographiques) que sur l'ensemble du milieu et devrait être quasi identique pour chacune de ces classes.

En considérant, d'une part, les profils pédologiques comme les échantillons aléatoires, simples et indépendants formant la population représentant le milieu étudié, et, d'autre part, les unités cartographiques comme des populations supposées de même variance, on peut appliquer à cette population la méthode de l'analyse de variance.

Le principe de l'analyse de variance est décrit, en termes adaptés à la cartographie, par Webster et Oliver (1990). Son but est d'estimer séparément les différentes sources de variances existant au sein de la population considérée: la variance totale ( $\sigma^2$ ) de la population (du milieu), la variance  $\sigma_b^2$  existant entre les moyennes des différentes classes (unités cartographiques) et la variance  $\sigma_w^2$  à l'intérieur des classes, laquelle est obtenue par pondération des variances de chacune des classes. Généralement, les résultats de l'analyse de variance sont présentés sous la forme suivante:

**Tableau 4.2.: Analyse de variance (d'après Webster et Oliver, 1990)**

Source	Degrees of freedom	Sum of squares	Mean square
Between classes	$k - 1$	$\sum_{i=1}^k n_i (\bar{x}_i - \bar{x})^2$	$\frac{1}{k-1} \sum_{i=1}^k n_i (\bar{x}_i - \bar{x})^2 = B$
Within classes	$N - k$	$\sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{x}_i)^2$	$\frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{x}_i)^2 = W = s_w^2$
Total	$N - 1$	$\sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{x})^2$	$\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^k \sum_{j=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{x})^2 = T = s_T^2$

où  $N$  est l'effectif total de l'échantillon,  $k$  est le nombre de classes, la  $i^{\text{ème}}$  classe contenant  $n_i$  observations,  $\bar{x}$  est la moyenne générale de l'échantillon,  $\bar{x}_i$  est la moyenne de la  $i^{\text{ème}}$  classe,  $B$ ,  $W$  et  $T$  sont des symboles pour les trois carrés moyens.

Ces trois variances et leurs relations permettent d'évaluer et de comparer différentes classifications. En particulier, on définit la variance relative comme le rapport  $s^2_w/s^2_t$ . Son complémentaire ( $1 - (s^2_w/s^2_t)$ ) représente la proportion de variance expliquée par la classification. Grâce à ce terme, on pourra aisément comparer les différentes cartographies dont nous disposons.

## 2.2. Analyse de variance des caractéristiques physiques du sol pour trois types de cartographies pédologiques

Nous avons vu, au chapitre 3, que le site d'étude avait fait l'objet de trois types de cartographie. Or, pour aucune de ces cartographies, les caractéristiques physiques, et en particulier hydrodynamiques, n'ont été des critères de stratification du milieu. Pour savoir si, malgré tout, ces caractéristiques physiques pourraient être stratifiées à partir de la stratification du milieu telle qu'elle a été faite, nous avons eu recours à l'analyse de variance.

Nous disposons de 279 horizons pédologiques ayant fait l'objet de mesures physiques (granulométrie, densité apparente et rétention en eau à différents potentiels) et étant conservés pour les traitements suivants (simulation du bilan hydrique). Les statistiques générales concernant ces 279 horizons sont données en annexe n°3. Cependant, pour l'analyse de variance il n'est possible de n'en traiter que 106: les horizons de surface uniquement. En effet, l'échantillonnage et la caractérisation des sols n'ont pas été faits dans un but de caractérisation quantitative de la variabilité des sols, mais dans un but de modélisation. De ce fait, les profils ont été décrits aussi précisément que possible, mais les données mesurées dont on dispose ne concernent pas toujours les mêmes profondeurs et les horizons n'ont pas toujours la même épaisseur. Elles sont donc inutilisables pour une analyse de variance (Beckett et Webster, 1971). Seules les mesures des horizons de surface sont comparables et exploitables. La classification adoptée est celle proposée par chacune des trois cartographies. Les résultats obtenus pour l'ensemble de la population (c'est-à-dire sur l'ensemble du site d'étude) sont exprimés en terme de pourcentage de variance expliquée par la classification et rassemblés dans les figures 4.1 et 4.2..

*Figure 4.1. : Pourcentage de variance expliquée par les cartes des sols C10 (blanc), C25 (tramé) et C100 (noir) pour 5 fractions granulométrique et la densité apparente des horizons de surface des profils de validation et profils représentatifs des trois secteurs.*

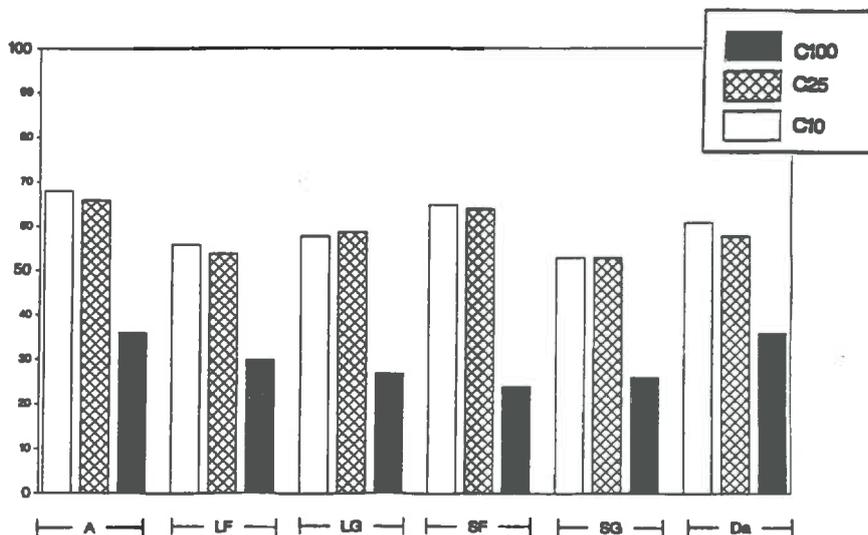
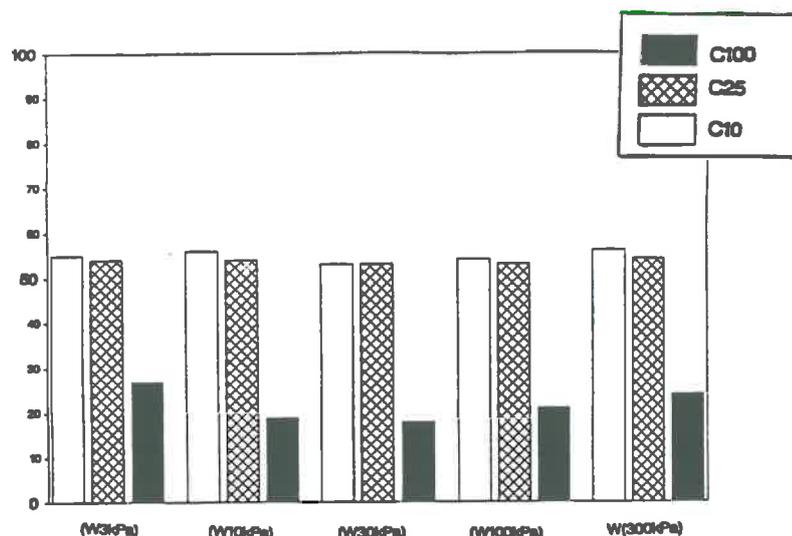


Figure 4.2. : Pourcentage de variance expliquée par les cartes des sols C10 (blanc), C25 (tramé) et C100 (noir) pour les teneurs en eau à différents potentiels des horizons de surface des profils de validation et profils représentatifs des trois secteurs.



note: W = teneur en eau massique; les fractions granulométriques sont exprimées en pourcentages.

Les figures 4.1. et 4.2. mettent en évidence deux points intéressants:

- la hiérarchie des types de cartes est conservée: le pourcentage de variance expliquée par la classification diminue avec la densité d'échantillonnage et le nombre de critères de classification (cf. tableau 3.2.);

- les pourcentages de variance expliquée par les classifications des cartes C10 et C25 sont semblables et supérieurs à 50% pour l'ensemble des variables considérées (y compris pour les points de la courbe de rétention);

- les pourcentages de variance expliquée par la classification de la carte C100 sont faibles et très différents de ceux de la classification de la carte C25 (inférieurs de 22 à 46%).

Par conséquent, les caractéristiques physiques du sol semblent présenter une variabilité comparable à celle des critères de cartographie des cartes C10 et C25. Cela était prévisible pour les fractions granulométriques puisque l'appréciation texturale intervient souvent dans la réalisation des cartes détaillées. Par contre, cela était bien moins évident pour les différents points de la courbe de rétention. On en déduit donc que l'on peut utiliser de telles cartes pour estimer la variabilité spatiale des caractéristiques physiques et hydrodynamiques du sol, bien que celles-ci n'aient pas été prises comme critère de cartographie. La faible différence entre ces deux cartes est difficilement interprétable, la carte C25 ayant été déduite de la carte C10. On peut cependant dire que, même si une densité d'échantillonnage du type de celle de la carte C10 est nécessaire, le regroupement en unités réalisé pour la carte C25 semble suffisant pour une application pratique mettant en jeu des caractéristiques hydrodynamiques du sol. A l'opposé, la carte C100 semble être insuffisante pour estimer la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol quand on restreint le sol à son seul horizon de surface. Cela n'est guère surprenant puisque cette carte est essentiellement construite à partir de critères géomorphologiques.

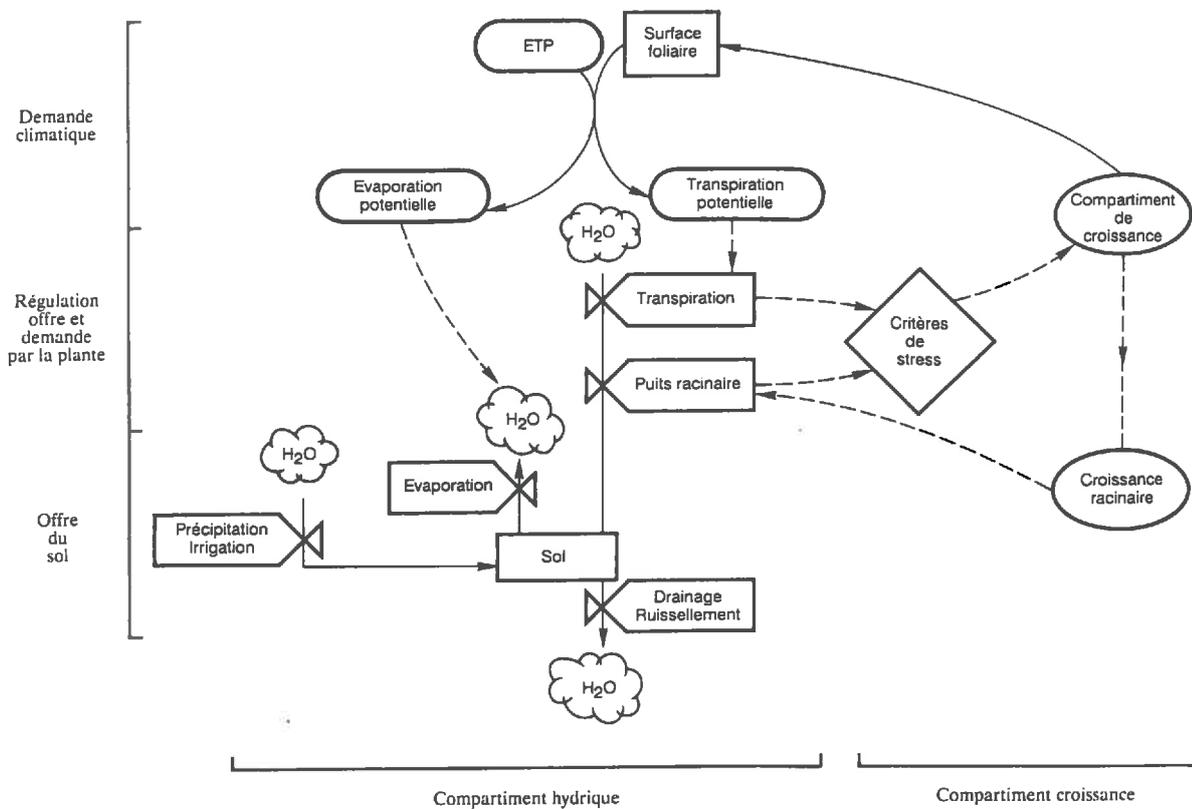
*L'homme ne peut jamais savoir ce qu'il faut vouloir car il n'a qu'une vie et il ne peut ni la comparer à des vies antérieures ni la rectifier dans des vies ultérieures. (...) Il n'existe aucun moyen de vérifier quelle décision est la bonne car il n'existe aucune comparaison. Tout est vécu tout de suite pour la première fois et sans préparation.*

*Milan Kundera, 1984*

**TROISIEME PARTIE:**

**LES MODELES DE BILAN HYDRIQUE DANS LE CADRE D'UNE  
UTILISATION SPATIALE**

Ainsi que l'a montrée l'analyse bibliographique faite dans le chapitre 1 sur les travaux d'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale donnée, le recours à la modélisation est général et incontournable. Nous aurons donc également recours à un modèle de bilan hydrique. Le problème du choix du modèle se pose. Or, la précédente analyse bibliographique n'a pas fait ressortir des critères de choix pour une application à une surface étendue. Nous nous proposons donc, dans le présent chapitre, d'analyser la bibliographie existante sur les modèles de bilan hydrique pour être en mesure, d'établir les contraintes majeures de spatialisation des différentes catégories de modèles de bilan hydrique. Dans un second temps, d'après l'analyse bibliographique, nous définirons plusieurs modèles de bilan hydrique, différents par leur structure et la nature de leurs paramètres d'entrée, mais tous utilisables dans une démarche d'évaluation du bilan hydrique à l'échelle régionale.



**Figure 5.1.:** Organigramme général du compartiment hydrique des modèles de simulation de culture (d'après Brisson et Voltz, 1990).

## Chapitre 5

### EVALUATION DES MODELES EXISTANTS

Cette analyse bibliographique s'appuie sur de précédentes revues (Jury, 1979; De Jong, 1984) mais adopte une démarche différente: elle compare, non pas les modèles dans leur globalité, mais les modules constitutifs de ces modèles. Les modèles de bilan hydrique sont en effet construits sur une même structure et constitués de différents modules élémentaires qui correspondent aux processus intervenant dans la dynamique de l'eau au sein du système sol-plante-atmosphère. En comparant les modèles de bilan hydrique dans leur globalité, on remarque que certains modules sont communs alors que d'autres diffèrent. Dans cette revue, nous présenterons d'abord la structure commune aux différents modèles puis poursuivrons l'analyse module par module.

#### 1. STRUCTURE GENERALE DES MODELES DE BILAN HYDRIQUE

L'organigramme présenté en figure 5.1. (Brisson et Voltz, 1990) montre comment sont liés les principaux processus intervenant dans le bilan hydrique au sein des modèles. Chacun d'eux peut être simulé de différentes manières et il est relativement aisé de comparer et de hiérarchiser les différentes options de simulation pour chaque processus.

On distingue en général trois grands types de représentation possibles pour les options de simulation:

- analogique: qui représente le système par un autre système considéré comme similaire;
- mécaniste: qui repose sur des lois physiques ou biologiques;
- empirique: qui relie facteurs explicatifs et facteur à expliquer par une loi phénoménologique ajustée à des points expérimentaux, la loi n'ayant aucune signification physique.

L'ensemble des modèles que nous citerons dans cette analyse simulent uniquement les flux d'eau verticaux unidimensionnels et fonctionnent, le plus souvent, sur une base de temps journalière.

#### 2. INFILTRATION-REDISTRIBUTION

L'infiltration d'eau dans le sol est le résultat d'un apport d'eau, principalement dû à la pluie ou à l'irrigation. Dans les milieux poreux où la loi de Darcy s'applique, l'eau se répartit par diffusion le long du profil de manière continue en fonction du gradient de charge hydraulique et de la conductivité hydraulique du sol. Lorsqu'il y a prélèvement de l'eau du sol par évaporation de surface ou par extraction racinaire, celui-ci se fera préférentiellement dans certains horizons: horizon de surface pour l'évaporation, horizon à forte densité racinaire ou à forte teneur en eau pour l'extraction racinaire. La redistribution de l'eau au sein du profil tend à annuler les gradients de potentiels et à homogénéiser l'état hydrique des différentes parties du sol.

Infiltration et redistribution sont modélisés de manières très différentes suivant les modèles de bilan hydrique. Les modèles rencontrés ont recours aux représentations analogiques et mécanistes, ainsi qu'à une catégorie intermédiaire.

## 2.1. Les représentations analogiques

### 2.1.1. Principe

Ces modèles considèrent le sol comme un réservoir d'eau pouvant se remplir (par la pluie ou l'irrigation), et se vider (par évapotranspiration et drainage). La capacité du réservoir est déterminée par des seuils propres au sol considéré: le seuil de remplissage maximum est pris égal au stock en eau du sol à la capacité de rétention tandis que le seuil minimum est égal au stock en eau du sol au point de flétrissement permanent. La capacité de rétention correspond à l'humidité du sol après cessation du drainage par gravité; le point de flétrissement permanent exprime l'humidité qui n'est plus extractible par la plante (Briggs et Chantz, 1912 cité par Chamayou et Legros, 1989), il est généralement pris comme égal à l'humidité à pF 4.2. L'eau comprise entre la capacité de rétention et le point de flétrissement permanent constitue l'"humidité utile". Celle-ci permet de définir, pour un sol de profondeur donnée, la capacité de stockage en eau disponible pour les plantes ou "réserve utile". Le sol est considéré dans ce type de modèles comme un réservoir d'eau de capacité égale à sa réserve utile.

Le principe de fonctionnement du réservoir est basé sur ce concept de capacité de rétention et de point de flétrissement permanent: tant que la capacité maximale n'est pas atteinte, il y a remplissage, et lorsque la teneur en eau du sol dépasse sa capacité de rétention, il y a "débordement" du réservoir. Cette perte d'eau par débordement simule, sous un même terme, le ruissellement et le drainage profond. Seul l'état hydrique du réservoir étant établi, la redistribution de l'eau dans le sol est ignorée, ainsi que la localisation de l'eau dans le profil. En fait, le sol est considéré comme une "boîte noire".

Bien que les concepts de capacité de rétention et de point de flétrissement permanent sur lesquels ces modèles sont basés soient discutables (De Jong, 1984), ils sont largement utilisés du fait de leur simplicité et du peu de données nécessaires à leur fonctionnement. Ils ont également fait l'objet d'améliorations diverses, notamment par le biais de la prise en compte de la variabilité verticale du profil de sol, c'est-à-dire de l'existence d'horizons.

### 2.1.2. Le sol, un horizon unique

De Jong (1984) dénomme "single soil water budget models" les modèles prenant en compte le profil de sol sous la forme d'un réservoir unique, incluant indistinctement tous les horizons. Une valeur moyenne de réserve utile caractérise l'ensemble du sol. Ce sont typiquement les modèles décrits par Cornet (1981), Lhomme et Eldin (1985) et Bonneton (1986).

Choisnel (1985) introduit une variante en donnant la possibilité à ce réservoir unique de se scinder en plusieurs parties. Après une période de sécheresse, l'eau est concentrée dans les horizons profonds. On peut alors individualiser un "réservoir profond". Si une pluie intervient ensuite, un "réservoir superficiel" se crée. Ce modèle à "double-réservoir" permet de différencier l'état hydrique du sol en fonction de la profondeur, mais ne prend cependant pas en compte l'existence d'horizons aux caractéristiques pédologiques distinctes le long du profil.

### 2.1.3. Le sol, une succession d'horizons

Un ensemble de modèles, de fonctionnement similaire, prennent en compte la variabilité des propriétés physiques du sol le long du profil, individualisant ainsi un certain nombre d'horizons aux caractéristiques propres. Ce nouveau point nous permet de distinguer encore deux sous-groupes, selon les conséquences induites:

a) la distinction d'horizons permet une meilleure approche de la réserve utile globale. Sachant que, pour des cultures annuelles, la taille du réservoir évolue en fonction de la profondeur racinaire, sa réserve utile globale sera calculée en fonction des réserves utiles de chacun des seuls horizons explorés par les racines. Le fonctionnement reste basé sur le principe d'un réservoir unique (Kanemasu *et al.*, 1976; Fréteaud *et al.*, 1987).

b) la distinction d'horizons permet de considérer un empilement de réservoirs (Hanks, 1974; De Jong et Shaykewich, 1981; Jensen et Iqbal Khan, 1988). C'est le fonctionnement du sol qui est alors affecté: l'eau passe d'un réservoir au réservoir sous-jacent lorsque le premier a atteint sa capacité de rétention. Le drainage du profil correspond alors aux débordements de l'horizon le plus profond. On peut ainsi estimer l'état hydrique du sol horizon par horizon, ce qui pourra être d'une importance non négligeable lorsqu'il s'agira, par la suite, de prendre en compte d'autres transferts d'eau (nouvel apport d'eau, évaporation, transpiration).

## 2.2. Les modèles mécanistes

Dans ce groupe de modèles, c'est l'existence de gradients de potentiel qui régit les flux. L'équation des flux est obtenue à partir de la loi de Darcy et du principe de continuité, et peut être résolue suivant différentes méthodes (De Jong, 1984; Feddes *et al.*, 1988). Quel que soit le mode de résolution numérique, on a obligatoirement une discrétisation du sol en couches plus ou moins fines. La prise en compte de la variabilité des propriétés physiques du sol le long du profil sera donc possible et même obligatoire: la connaissance des relations  $K(\Theta)$  et  $h(\Theta)$  en tout point du profil devient indispensable. La résolution de l'équation des flux impose enfin une connaissance précise des conditions aux limites du système: à la limite supérieure, la condition est la pluie ou l'évaporation; à la limite inférieure, il s'agit de connaître (ou d'estimer) une condition de flux (ou condition de Neuman), drainage ou remontées capillaires, ou une condition de potentiel (ou condition de Dirichlet) en bas de profil.

## 2.3. Les modèles intermédiaires

Entre les deux groupes de modèles présentés ci-dessus, se situent des modèles intermédiaires: il s'agit généralement de modèles conçus sur le principe du fonctionnement en réservoirs mais auxquels un certain nombre d'améliorations ont permis d'appliquer des relations de type mécaniste. On peut distinguer trois niveaux d'amélioration.

Le premier concerne la modification de la représentation du drainage d'un horizon à l'autre: dans les modèles analogiques, le drainage est simulé par une loi du tout ou rien, alors que, dans les modèles de Rambal et Cornet (1982) et Ritchie (1985), le drainage est simulé suivant une loi exponentielle et nécessite la connaissance ou l'estimation de la conductivité hydraulique des différents horizons ou de l'horizon le plus limitant.

Le second niveau consiste en la prise en compte de remontées capillaires au sein des premières couches de sol (modèle de Ritchie, cité par Brisson, 1989), par le moyen d'une relation

Représentation	Modèle	Variabilité physique du profil	Fonctionnement		Paramètres d'entrée sol	Remontées capillaires	Domaine d'utilisation	
			Infiltration	Redistribution				
A N A L O G I Q U E	Bonneton, 1986	Non prise en compte	1 réservoir	Non simulée	RU globale	Non simulées	du pays entier à la parcelle	
	Comet, 1981		2 ou 3 réservoirs					
	Lhomme et Eldin, 1985		1 réservoir					
M E C A N I S T E	Brisson, 1989	Prise en compte	Nombre de réservoirs égal au nombre d'horizons	Loi de Darcy	RU par horizon + estimation de $K_{sat}$	Simulées	augmentation du degré d'exigence en informations pédologiques	
	Choisnel, 1985							Constante de temps
	Jensen et Iqbal Khan, 1988							Loi du "Tout ou Rien"
I N T E R - M E D I A I R E	Fréteaud et al., 1987	Prise en compte	Loi de Darcy	Loi de Darcy	K( $\theta$ ) + h( $\theta$ )	Simulées	augmentation du degré d'exigence en informations pédologiques	
	Kanemasu et al., 1976							
	Hanks, 1974							
I N T E R - M E D I A I R E	De Jong et Shaykewich, 1981	Prise en compte	Loi de Darcy	Loi de Darcy	K( $\theta$ ) + h( $\theta$ )	Simulées	augmentation du degré d'exigence en informations pédologiques	
	Rambal et Cornet, 1982							
	Ritchie, 1985							
I N T E R - M E D I A I R E	Williams et al., 1989	Prise en compte	Loi de Darcy	Loi de Darcy	K( $\theta$ ) + h( $\theta$ )	Simulées	augmentation du degré d'exigence en informations pédologiques	
	Saxton et al., 1974							
	Hayhoe et De Jong, 1988							
I N T E R - M E D I A I R E	De Jong et Cameron, 1979	Prise en compte	Loi de Darcy	Loi de Darcy	K( $\theta$ ) + h( $\theta$ )	Simulées	augmentation du degré d'exigence en informations pédologiques	
	Stockle et Campbell, 1985							
	Al-Soufi, 1987							
I N T E R - M E D I A I R E	Childs et al, 1977	Prise en compte	Loi de Darcy	Loi de Darcy	K( $\theta$ ) + h( $\theta$ )	Simulées	augmentation du degré d'exigence en informations pédologiques	
	Feddes et al., 1988							

Tableau 5.1.: Tableau récapitulatif et comparatif des modules d'infiltration et redistribution de divers modèles de bilan hydrique.

empirique liant le flux au gradient de teneur en eau et à un coefficient de diffusion fonction de la teneur en eau moyenne des couches. La relation entre le coefficient de diffusion et la teneur en eau est supposée invariable pour tout sol.

Le troisième niveau (Saxton *et al.*, 1974; Hayhoe et De Jong, 1988) suppose la connaissance de  $h(\theta)$  et  $K(\theta)$  pour chaque horizon et simule le drainage et les remontées capillaires à l'aide de la loi de Darcy. Cette dernière approche, similaire sur le principe aux modèles mécanistes, en diffère cependant par des discrétisations temporelles et spatiales beaucoup plus grossières: pas de temps de calcul toujours supérieurs à 4 h quelque soit l'intensité des flux, et pas d'espace égaux aux horizons pédologiques.

## 2.4. Conclusion

Cette revue bibliographique nous fournit des éléments de réflexion en ce qui concerne l'application des différents modules d'infiltration/redistribution à l'évaluation du bilan hydrique au niveau spatial (*cf.* tableau 5.1.).

Les **modèles analogiques** sont peu exigeants en caractéristiques hydrodynamiques du sol: une valeur de réserve utile suffit. Cependant, la réserve utile reste un paramètre mal défini. Par ailleurs, cette revue nous montre également que les modèles analogiques, basés sur le principe du réservoir, ne permettent pas la simulation d'une redistribution ascendante de l'eau; de plus, seule la zone racinaire est prise en compte. Par conséquent, même si les données pédologiques et météorologiques sont disponibles de manière suffisante sur la surface considérée, les modèles de type analogique ne seront pas applicables à des secteurs où les remontées capillaires venant de la nappe phréatique et des horizons profonds sont importantes.

A l'opposé, les **modèles mécanistes** ont une exigence en caractéristiques hydrodynamiques du sol beaucoup plus importante. Cependant, du fait que ces modèles prennent en compte les remontées capillaires, leur domaine de validité sera plus étendu: l'erreur due à la structure du modèle est donc réduite par rapport à celle produite par les modèles analogiques.

Les **modèles intermédiaires**, comme leur nom l'indique, présentent des caractéristiques des deux groupes précédents.

Cette revue ne prend en considération ni le ruissellement, ni les transferts latéraux: il ne suffirait pas en effet d'ajouter un simple module de simulation, mais aussi de prendre en compte l'aspect tridimensionnel des circulations d'eau. De même, il est difficile de simuler les flux dans un sol où les infiltrations fissurales sont importantes. Bronswijk (1988) montre, en effet, qu'il faut connaître la part de la surface du sol correspondant aux fissures, disposer des caractéristiques de retrait du matériau argileux et, enfin, pouvoir estimer l'intensité de la pluie et l'infiltration maximum du sol pour connaître la part d'eau (pluie directe et ruissellement) alimentant directement les horizons inférieurs par infiltration fissurale.

### 3. EVAPOTRANSPIRATION

#### 3.1. Introduction.

L'exploration de la littérature met en évidence deux groupes de modèles en ce qui concerne le calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR):

- les modèles calculant l'ETR à partir du bilan d'énergie de surface;
- les modèles calculant l'ETR à partir d'une ETP de référence.

Nous excluons de cette étude le premier groupe de modèles. En effet, ces modèles requièrent tous la connaissance de nombreuses variables climatiques (vitesse du vent, humidité relative, température, flux de rayonnement et précipitations). Or, l'ensemble de ces variables n'est mesuré qu'aux postes du réseau principal de la Météorologie Nationale et elles sont difficilement interpolables. En particulier, la cartographie de la variable "vitesse du vent" pose encore de gros problèmes d'ordre méthodologique (Choisnel, 1989).

A l'opposé, les modèles du deuxième groupe se basent sur une ETP de référence. Celle-ci est généralement l'ETP Penman qui correspond à l'évapotranspiration d'un gazon dont l'alimentation hydrique est à l'optimum. L'ETP Penman est calculée à partir des mêmes variables climatiques en prenant en compte les corrélations existant entre celles-ci. De ce fait, l'ETP est moins fluctuante que chacune des variables climatiques prise individuellement et son interpolation est plus facile (Najar, comm. pers., 1991). On considère d'ailleurs que l'ETP est peu variable spatialement en un moment donné.

Par conséquent, en attendant que le développement de la télédétection permette l'emploi des modèles du premier groupe dans le cadre d'une utilisation spatiale (Chanzy, 1991), nous nous restreindrons à l'étude des modèles du deuxième groupe.

Parmi les modèles calculant l'ETR à partir d'une ETP de référence, on distingue deux catégories principales:

- les modèles calculant l'ETR à partir d'une évapotranspiration potentielle (ETP) de référence, sans séparer évaporation du sol et transpiration de la plante.
- les modèles séparant l'évapotranspiration en évaporation et transpiration.

Si l'on se replace dans la classification proposée par De Jong (1984), on retrouvera bien sûr les modèles "à base physique" dans la seconde catégorie, mais les autres modèles (mixtes et à réservoir) se situeront aussi bien dans l'une que dans l'autre de ces deux catégories.

En effet, les modèles de type mécaniste nécessitent une séparation d'évapotranspiration en évaporation et transpiration car les mécanismes physiques de l'évaporation et de la transpiration ne sont pas les mêmes. Cependant, une séparation d'évapotranspiration en évaporation et transpiration n'empêche en aucun cas le recours à des modélisations de type empirique ou analogique.

Nous nous proposons donc de présenter les différentes options prises par divers modèles de bilan hydrique pour le calcul de l'ETR pour chacune des deux catégories énoncées ci-dessus.

## 3.2. Les modèles ne séparant pas l'évaporation et la transpiration

Il s'agit là, d'une manière générale, des modèles de type analogiques.

### 3.2.1. Transformation d'ETP en ETM

Pour les cultures dont le couvert a un développement différent de celui du gazon, l'évapotranspiration maximale (ETM) peut être différente de l'ETP Penman, souvent prise comme ETP de référence. L'estimation de l'ETM se fait généralement par pondération de l'ETP de référence à l'aide d'un coefficient  $k$  tel que  $ETM = k ETP$ . Ce coefficient  $k$  peut être un coefficient cultural  $k_c$ , valeur empirique, établie par décade, de façon statistique à partir de nombreuses observations. Les valeurs de  $k_c$  sont constantes sur une décade, augmentent au cours du cycle, et peuvent être bien supérieures à 1 pour des cultures et des stades pour lesquels le développement foliaire est important. (Cornet, 1981; Bonneton, 1986; Fréteaud *et al.*, 1987; Jensen et Iqbal Khan, 1988). D'autres modèles imposent à  $k$  de varier de manière plus continue: en fonction du temps et de manière linéaire (Lhomme et Eldin, 1985), ou en suivant la croissance du feuillage par l'intermédiaire d'une courbe empirique liant  $k$  à l'indice foliaire (Brisson, 1989).

Seule exception, Kanemasu *et al.* (1976) calculent directement ETM en adaptant la formule de Priestley-Taylor (1972) à des conditions d'irrigation optimales et correspondant à des valeurs d'indice foliaire supérieures à 2.5.

### 3.2.2. Transformation d'ETM en ETR

Lorsqu'il y a eu au préalable modification d'ETP en ETM, il s'agit alors d'exprimer la capacité du sol à répondre à la demande évaporative de l'atmosphère en fonction des conditions réelles du système sol-plante-atmosphère. L'incapacité du sol à satisfaire la demande atmosphérique entraîne une réduction de l'évapotranspiration. Celle-ci s'exprime généralement sous forme d'une fonction (appelée aussi "courbe de dessèchement"), mettant en évidence la présence de deux états possibles:

- \* une évapotranspiration réelle égale à l'ETM;
- \* une réduction de l'évapotranspiration réelle par rapport à l'ETM à partir d'un seuil donné, fonction, notamment, de l'état de dessèchement du sol.

Les fonctions de réduction de l'ETM en ETR peuvent se répartir en deux groupes (Johns et Smith, 1975):

a) les fonctions exprimant le rapport ETR/ETM en fonction de la réserve hydrique du sol uniquement. En particulier, le seuil critique est exprimé sous forme d'un pourcentage de la réserve utile du sol. Ces fonctions "simple ratio" vont se différencier selon la valeur prise pour le seuil et le mode de dessèchement (Baier, 1969) (*cf.* figure 5.2.).

b) les fonctions exprimant le rapport ETR/ETM non seulement en fonction de la réserve hydrique du sol mais aussi en fonction de la demande évaporative de l'atmosphère (ETP). C'est le cas des fonctions linéaire (Linacre, 1963), quadratique (Linacre, 1973) et polynomiale (proposée par Eagleman (1971) et utilisée par Cornet (1981), Fréteaud *et al.* (1987)).

Les fonctions de ces deux catégories expriment, sous forme analogique, l'existence de deux phases successives au cours de l'évapotranspiration: une phase d'évapotranspiration maximale suivie d'une phase de réduction. On peut expliquer l'existence de ces deux phases en raisonnant en terme de flux: la teneur en eau du sol régit le niveau maximum possible pour les flux d'eau dans le sol par

le biais, notamment, de la relation  $K(\Theta)$ . Cependant, par ailleurs, l'atmosphère peut avoir une demande évaporative nécessitant un flux d'eau plus fort ou plus faible. Le flux réel d'évapotranspiration correspondra donc au flux demandé par l'atmosphère tant que la teneur en eau le permettra (c'est-à-dire tant que le flux permis par la conductivité hydraulique à l'interface sol-racine sera supérieur au flux demandé). C'est la première phase. A partir de la diminution de la teneur en eau du sol au-dessous d'un certain seuil de teneur en eau, la conductivité hydraulique à l'interface sol-racine ne permettra plus suffisamment de transferts pour satisfaire la demande évaporative et deviendra alors facteur limitant. On passe alors à la phase de réduction, où le flux d'évapotranspiration est directement lié à la teneur en eau du sol. Le seuil de réduction de l'ETR par rapport à l'ETP dépend du niveau d'ETP. En effet, à niveau d'ETP élevé, l'intervalle de teneur en eau où l'ETR pourra être maximale sera limité, car très vite en cours de dessèchement, la conductivité hydraulique du sol ne permettra plus un flux d'extraction racinaire équivalent à l'ETP. Réciproquement, à niveau d'ETP faible, le sol pourra répondre au flux sur une gamme de teneurs en eau beaucoup plus large. Les fonctions de la deuxième catégorie, prenant en compte le niveau d'ETP semblent donc apporter un plus par rapport aux courbes de la première catégorie; pourtant, Boisvert et Dyer (1987), comparent les deux catégories et concluent de leurs expérimentations que l'introduction de l'effet de l'ETP dans la forme de la courbe de dessèchement n'a pas d'effet significatif sur l'ETR estimée à cause d'effets de compensation.

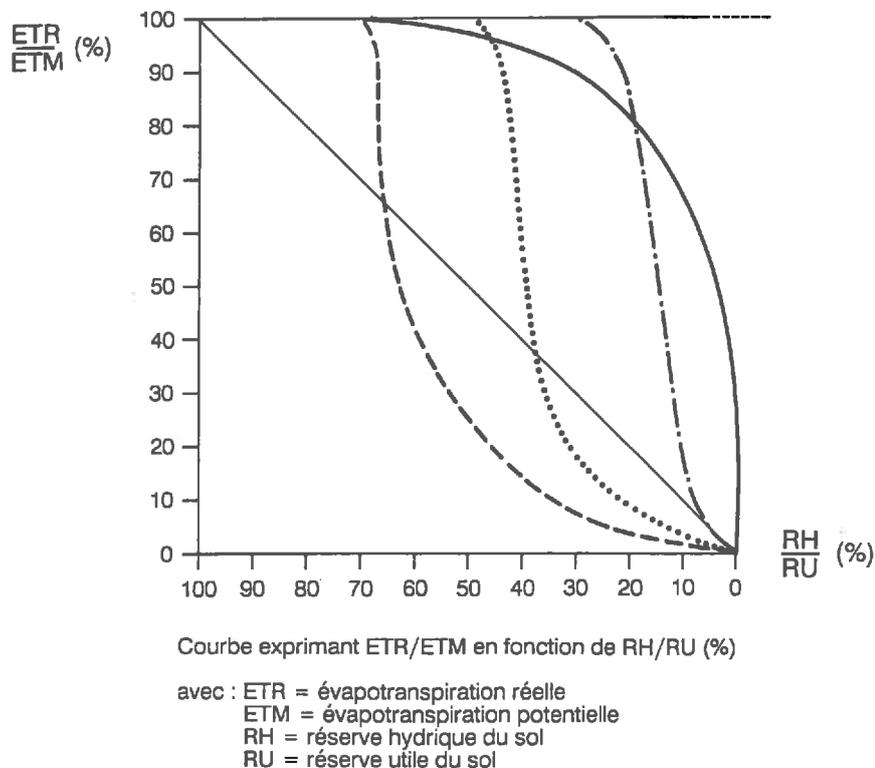


Figure 5.2.: Exemples de courbes de dessèchement "simple ratio" (d'après Baier, 1969) utilisées dans la bibliographie et correspondant à diverses hypothèses de type et de seuil de réduction.

### 3.2.3. Conclusion

Dans ce groupe de modèles, la simulation de l'ETR à partir d'une ETP de référence nécessite le passage par une étape intermédiaire: le calcul d'ETM. Cette étape requiert la connaissance de l'ETP et du développement de la plante mais n'est pas conditionnée par le type de sol (sauf, indirectement, lorsque le sol est tel qu'il modifie sensiblement le développement de la plante). Par contre, la deuxième étape est directement influencée par les caractéristiques hydrodynamiques du sol puisqu'elle met en jeu des courbes de dessèchement basées sur la teneur en eau du sol. Le seuil de réduction de l'ETR est en effet souvent pris égal à une fraction déterminée de la réserve utile du sol: 40 à 60% d'après Slabbers (1980) et, classiquement, en France, 50 à 66%. Or, si un tel seuil critique existe, il est probable qu'il varie selon le type de sol, tout en restant dans les gammes citées. Ce seuil, bien que n'étant pas considéré comme paramètre d'entrée des modèles qui y recourent, devrait être ajusté localement.

### 3.3. Les modèles séparant évaporation et transpiration

C'est le cas, en particulier, de tous les modèles mécanistes. En effet, les processus physiques mis en jeu par l'évaporation et la transpiration diffèrent. Ils devront donc être considérés séparément.

#### 3.3.1. La séparation de l'ETP en TP et EP

Des niveaux d'énergie potentielle sont définis, d'une part pour la plante (transpiration potentielle de la plante, notée TP) et d'autre part pour le sol nu (évaporation potentielle du sol nu, notée EP). Ils sont définis à partir de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et sont généralement conditionnés par le rapport de surface entre feuillage et sol nu. L'état de développement de la plante est donc déterminant. La structure du couvert végétal (le port et le nombre de feuilles) détermine la pénétration et la décroissance du rayonnement lumineux: le couvert végétal se comporte comme un milieu diffusif. Par analogie, on applique dans de nombreux modèles la loi de Beer-Lambert pour répartir l'ETP de référence en TP et EP:

$$EP = ETP e^{-X}$$

$$TP = \alpha ETP (1 - e^{-X})$$

où le facteur X traduit le rapport de surface entre feuillage et sol nu et  $\alpha$  correspond à un facteur de correction.

On trouvera, selon les modèles, le facteur X sous la forme:

- d'une fonction du coefficient cultural  $k_c$  (Hill *et al.*, 1982; Hansen, 1984);
- d'une fonction du pourcentage de couverture du végétal (Hanks, 1974; Saxton *et al.*, 1974; Hayhoe et De Jong, 1988);
- d'une fonction de la biomasse épigée (Rambal et Cornet, 1982);
- d'une fonction de l'indice foliaire (Ritchie, 1972; Kanemasu *et al.*, 1976; Childs *et al.*, 1977; Feddes *et al.*, 1978; Stockle et Campbell, 1985; Al-Soufi, 1987);
- d'une fonction de l'indice foliaire et de l'écartement des rangs de la culture (Brisson, 1989).

On notera que toutes ces fonctions contiennent des coefficients d'ajustement empiriques.

Le coefficient  $\alpha$  peut traduire différents phénomènes. D'une part, comme on l'a vu précédemment, l'écart entre l'ETP de référence et l'évapotranspiration maximale de la culture considérée, due à la différence de structure du couvert (Kanemasu *et al.*, 1976; Childs *et al.*, 1977; Brisson, 1989). D'autre part, l'augmentation de demande climatique au niveau de la plante due au dessèchement du sol (Brisson, 1989).

L'analogie avec la loi de Beer-Lambert étant basée sur le rayonnement, il faut remarquer que, dans la plupart des modèles (par exemple: Ritchie, 1972; Kanemasu *et al.*, 1976; Feddes *et al.*, 1978), seul le terme radiatif de l'ETP est supposé subir une décroissance de type Beer-Lambert. Il n'y a pas alors de répartition du terme convectif. D'autres auteurs (Rambal et Cornet, 1982; Brisson, 1989) préfèrent partir de l'ETP globale de manière à prendre en compte la variabilité des phénomènes de convection même si l'analogie à la loi de Beer-Lambert n'est pas valable pour le terme advectif.

### **3.3.2. Passage de l'EP à l'ER**

La résolution de l'étape présente a fait l'objet de méthodes diverses déjà décrites par Chanzy (1991). Nous nous proposons de présenter d'abord les méthodes basées sur une analogie aux flux en phase liquide pour terminer par les méthodes empiriques.

#### **Méthodes analogiques**

Par analogie aux flux liquides, certains modèles (Childs *et al.*, 1977; Feddes *et al.*, 1978) utilisent la loi de Darcy et l'équation de continuité pour déterminer les flux d'évaporation. Le gradient de potentiel considéré est celui entre l'interface sol-atmosphère et l'horizon de surface et la conductivité hydraulique est celle de l'horizon de surface. Le potentiel de surface, inconnu au départ, est recherché itérativement de façon à maximiser l'évaporation réelle du sol nu en prenant pour borne supérieure l'EP.

#### **Méthodes empiriques**

Les modèles utilisant des méthodes empiriques de calcul de l'ER se répartissent en deux groupes.

Dans un premier groupe, on trouve des modèles déterminant l'ER à partir de la teneur en eau de l'horizon de surface (Van Keulen, 1975; De Jong et Cameron, 1979; Rambal et Cornet, 1982) ou du potentiel hydrique à la surface du sol (Stockle et Campbell, 1985). Cette détermination passe par la mise en oeuvre d'une relation linéaire (Stockle et Campbell, 1985) ou de type exponentiel (Rambal et Cornet, 1982) entre ER/EP et la teneur en eau à la surface du sol. On retrouve ici les différentes options possibles pour les courbes de dessèchement présentées au paragraphe 3.2.2. et s'appliquant couramment pour les modèles à réservoir. L'horizon de surface est ici considéré comme le "réservoir" déterminant le niveau d'évaporation. Le montant d'évaporation ainsi estimé va être entièrement pris sur ce réservoir à moins qu'un coefficient de répartition ne le distribue entre les différents horizons sous-jacents de manière à rendre compte des transferts d'eau des horizons profonds vers l'horizon de surface au cours de l'évaporation (Van Keulen, 1975; Rambal et Cornet, 1982).

Dans le deuxième groupe, la résolution de l'ER prend le phénomène d'un point de vue chronologique. Il s'appuie sur l'hypothèse qu'il existe deux étapes bien distinctes au cours de l'évaporation: une première phase d'évaporation constante et une seconde phase de réduction. La teneur en eau du sol intervient uniquement pour déterminer le passage d'une phase à l'autre, et cela, au travers d'une constante  $u$  empirique:

$$ER = EP \text{ tant que } \Sigma ER \leq u$$

Quand  $\Sigma ER = u$ , on passe à la phase de réduction, qui, suivant les modèles, est représentée par l'une des deux options suivantes:

1) l'évaporation cumulée est directement proportionnelle au nombre de jours suivant la dernière pluie:

$$\Sigma ER = \alpha t^{1/2}$$

où  $t$  représente le temps,  $\Sigma ER$  l'évaporation réelle cumulée et  $\alpha$  est dépendant des propriétés hydrauliques du sol.

L'évaporation sous le couvert est supposée être identique à l'évaporation d'un sol nu, car, au cours de cette phase de réduction, l'évaporation est plus dépendante des propriétés hydrauliques du sol que de l'énergie disponible. Cependant, Gill et Prihar (1983, cités par Boesten et Stroosnijder (1986) montrent que le coefficient  $\alpha$  varie également avec le niveau d'ETP.

2) l'évaporation cumulée au cours de la phase de réduction est fonction de l'évaporation potentielle. Plusieurs formulations sont proposées:

$$* \Sigma ER = \beta (\Sigma EP)^{1/2}$$

où  $\beta$  est une caractéristique d'évaporation du sol à déterminer expérimentalement (Boesten et Stroosnijder, 1986)

$$* \Sigma ER = (2a \cdot \Sigma EP + a^2)^{1/2} - a$$

où  $a$  est un paramètre calculable en fonction des conditions atmosphériques et du type de sol (Perrier, 1973, 1982, cité par Brisson, 1989).

Dans presque tous les modèles recourant à l'une des méthodes empiriques de calcul de l'ER, la connaissance du type de sol est nécessaire. En effet, elle conditionne le montant de l'ER par le biais de coefficients considérés comme invariables mais qui présentent en fait une variabilité spatiale. Ces coefficients implicites sont rappelés dans le tableau 5.2. qui rassemble et compare les modules d'évaporation des différents modèles cités. Seuls les modèles basant le calcul de l'ER sur le potentiel hydrique en surface du sol s'affranchissent de l'influence du type de sol, et, de ce fait, leur domaine de validité est plus étendu.

**Tableau 5.2.: Tableau récapitulatif et comparatif des modules d'évaporation de divers modèles de bilan hydrique.**

Calcul de l'évaporation réelle			
Auteurs	type	variables d'entrée	coefficients implicites
Ritchie, 1972 Hanks, 1974 Saxton <i>et al.</i> , 1974 Kanemasu <i>et al.</i> , 1976 Hanks et Rasmussen, 1982 Al-Soufi, 1987 Hayhoe et De Jong, 1988	méthode empirique basée sur le temps	EP, t	<i>u</i>
Brisson, 1989	méthode empirique basée sur EP	EP	<i>a</i>
Van Keulen, 1975 De Jong et Cameron, 1979 Rambal et Cornet, 1982  Stockle et Campbell, 1985	méthode empirique basée sur:  } - l'humidité } de surface  - le potentiel de surface	RU ou $\Theta_{min}$ et EP  EP	coefficients empiriques  -
Childs <i>et al.</i> , 1977 Feddes <i>et al.</i> , 1978	méthode analogique	K( $\Theta$ ), h( $\Theta$ )	-

### 3.3.3. Passage de la TP à la TR

Pour cette étape, on a essentiellement affaire à des résolutions de type analogiques.

#### Analogie réservoir

De la même manière que pour l'ER, le calcul de la TR peut recourir aux principes utilisés dans les modèles à réservoir ne séparant pas évaporation et transpiration.

La réduction de TP se fera donc, pour un premier groupe de modèles, à l'aide de courbes de dessèchement, liant le rapport TR/TP et la teneur en eau du sol. Les différentes courbes de dessèchement et les déterminations de seuils ont déjà été présentées précédemment. Pour mémoire, on notera que:

-Hanks (1974), Kanemasu *et al.* (1976) et Hanks et Rasmussen (1982) utilisent des fonctions "simple ratio" à décroissance linéaire à partir d'un seuil de réserve hydrique critique (la moitié ou le

tiers de la réserve utile);

-Saxton *et al.* (1974), Al-Soufi (1987) et Hayhoe et De Jong (1988) utilisent des fonctions linéaires ou non prenant en compte la teneur en eau du sol et l'ETP;

-Pour Slabbers (1980, repris par Brisson (1989), le seuil critique à partir duquel il y a décroissance linéaire de la TR dépend, non seulement de la teneur en eau du sol et du niveau d'ETP, mais aussi d'un potentiel hydrique foliaire, constante liée à l'espèce considérée.

Feddes *et al.* (1978), enfin, s'individualisent en prenant une fonction "simple ratio" reliant le rapport TR/TP, non plus à la teneur en eau du sol, mais à la charge hydraulique du sol. On retrouve de manière évidente une relation entre TR/TP et la teneur en eau lorsque l'on connaît la courbe de rétention correspondante. La décroissance se fait de manière linéaire et le seuil critique dépend de la succion du sol et de la demande climatique.

Dans la plupart de ces modèles (Saxton *et al.*, 1974; Feddes *et al.*, 1978; De Jong et Cameron, 1979; Al-Soufi, 1987; Hayhoe et De Jong, 1988) le sol est discrétisé et les courbes de dessèchement citées s'appliquent à chacune des couches de sol successivement. C'est, en fait, le rapport entre l'extraction racinaire de l'horizon (notée  $S_i$  ou  $TR_i$ ) et la demande évaporative maximale applicable à l'horizon  $i$  ( $S_{i,max}$  ou  $TP_i$ ) qui est liée à la teneur en eau de l'horizon  $i$ .  $TP_i$  est déduite de TP en respectant la proportion de racines présentes dans l'horizon. On a donc recours à une fonction de densité racinaire sur le profil de sol (ou à son estimation par le biais de la profondeur racinaire). Par la suite, on prend comme hypothèse que la somme des extractions racinaires est égale à la transpiration réelle de la plante. Modifiant le modèle de Feddes *et al.* (1978), celui de Jarvis (1989) combine une courbe de dessèchement concernant l'ensemble du profil aux courbes propres aux couches pour mettre en évidence, à l'aide de plusieurs fonctions seuils, une extraction racinaire différenciée suivant la localisation de l'eau dans le profil.

### Analogie Loi d'Ohm

D'autres modèles (par exemple: Childs *et al.*, 1977; Rambal et Cornet, 1982; Stockle et Campbell, 1985) se distinguent dans leur mode de résolution de la TR. Schématisant les flux, ils considèrent que l'évaporation de la plante est limitée par la conductance stomatique, elle-même déterminée par le potentiel hydrique foliaire moyen. Par analogie à la loi d'Ohm, l'extraction racinaire de chaque horizon est déterminée par la différence de potentiel hydrique entre la tige et le sol et par la résistance des racines aux transferts d'eau. On obtient ainsi un système d'équations linéaires que la connaissance (ou des hypothèses) sur les courbes de rétention et les profils de densité racinaire permettent de résoudre.

Le tableau 5.3. rassemble et compare les modules de simulation de la transpiration des modèles cités précédemment. Il met ainsi en évidence que les représentations de type analogie réservoir recourent quasiment toutes à des courbes de dessèchement dont le seuil critique est fonction du type de sol. Seuls Feddes *et al.* (1978) s'affranchissent du type de sol en raisonnant en termes de charge hydraulique. Le domaine de validité correspondant à ce type de représentation est donc plus étendu et rejoint de ce point de vue celui des représentations de type loi d'Ohm basées également sur le potentiel du sol.

**Tableau 5.3.:** Tableau récapitulatif et comparatif des modules de transpiration de divers modèles de bilan hydrique.

Calcul de la transpiration réelle			
Auteurs	type	variables d'entrée	coefficients implicites
Kanemasu <i>et al.</i> , 1976 Hanks et Rasmussen, 1982	analogie réservoir	RU	seuil critique
Hanks, 1974 Saxton <i>et al.</i> , 1974 Al-Soufi, 1987 Hayhoe et De Jong, 1988	analogie réservoir	RU TP	seuil critique
Slabbers, 1980 Brisson, 1989	analogie réservoir	RU, TP, $\psi_1^{cr}$	seuil critique
Feddes <i>et al.</i> , 1978	analogie réservoir	$h(\Theta)$ , TP	seuil critique
Childs <i>et al.</i> , 1977 Rambal et Cornet, 1982 Stockle et Campbell, 1985	analogie loi d'Ohm	$h(\Theta)$ , TP, densité racinaire	résistance sol-racine

### 3.4. Conclusion

Cette analyse montre qu'aucun des modules d'évapotranspiration et d'évaporation n'est exempt d'empirisme: la mise en oeuvre de courbes de dessèchement, recourant à des seuils de réduction empiriques, est quasi générale. De même, les fonctions employées pour répartir l'ETP entre TP et EP font systématiquement appel à des coefficients empiriques. Dans le cadre d'une application des modèles à l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale, cette constatation oblige à vérifier la validité, sur la zone considérée, des nombreux paramètres empiriques utilisés. De plus, certains modèles ont recours à des coefficients empiriques dont la variabilité spatiale est évidente (par exemple, le coefficient  $u$  du modèle de Ritchie (1972) qui caractérise le sol dans la simulation de l'évaporation). Ces coefficients deviennent alors des paramètres d'entrée des modèles dont il faut estimer la valeur en tout point de la surface. Ne disposant pas des régressions ayant permis, à l'origine, d'estimer ces coefficients, leur estimation spatiale est impossible ou entachée d'une erreur très importante.

## 4. CONCLUSION

Cette analyse bibliographique des modèles de bilan hydrique nous a permis de dégager quelques idées intéressantes:

- 1) les modèles de bilan hydriques sont tous constitués sur une structure générale identique;

2) à chaque étape de cette structure générale, un nombre restreint d'options de modélisation est employé. Un petit nombre de modules de calcul suffit donc à constituer l'ensemble des modèles;

3) au sein d'un modèle donné, le niveau de complexité, le domaine d'utilisation et l'exigence en paramètres d'entrée des différents modules peuvent être fort variables.

Cette troisième remarque montre qu'il est difficile et même impossible de comparer des modèles dans leur globalité: il faudrait, pour cela, pouvoir définir, pour chaque modèle, sa complexité, son domaine d'utilisation et son exigence en paramètres d'entrée; et, ensuite, pouvoir hiérarchiser les différents modèles. Or cela est rendu impossible par la disparité des caractéristiques des modules constitutifs de chaque modèle. Un degré de complexité n'est pas définissable pour un modèle global donné alors qu'il l'est pour un module donné.

Les deux premières remarques, par contre, montrent qu'il devrait être possible de choisir, au sein de la structure commune aux différents modèles, les modules de calcul souhaités. Dans cette hypothèse, il semble envisageable de construire des modèles de bilan hydrique comparables en prenant, pour chaque module, à chaque fois, des degrés de complexité, des domaines d'utilisation, des exigences en paramètres d'entrée comparables.

La comparaison alors possible concerne l'applicabilité des modèles à l'évaluation du bilan hydrique à une surface. Or, ce problème est loin d'être simple et ne dépend pas d'un unique critère de complexité des modèles. En effet, les critères d'applicabilité des modèles de bilan hydrique à une surface sont:

- 1) un large domaine d'utilisation: les modèles doivent pouvoir fonctionner sur des types de milieux variés (sols où les remontées capillaires sont importantes; sols en pentes; sols caillouteux...)
- 2) une possibilité d'extension spatiale: tous les paramètres d'entrée nécessaires doivent pouvoir être connus en tous points d'une surface importante.

Nous allons cependant illustrer comment ces deux points sont en contradiction. Confrontons pour cela, d'une part, un modèle simplifié, ne nécessitant que la réserve utile comme paramètre d'entrée, et, d'autre part, un modèle plus proche de la réalité, mais aussi plus complexe et nécessitant la connaissance de paramètres de transfert tels que  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$  et des conditions aux limites.

Dans le cas du modèle simplifié, le faible nombre de paramètres-sol et leur facilité d'acquisition permet d'augmenter la densité d'échantillonnage considérée ou d'augmenter l'étendue de cette surface pour une densité d'échantillonnage donnée. Parallèlement, des données météorologiques de routine suffisent, ce modèle ayant un fonctionnement basé sur un calcul de bilans de stocks en eau. Ces deux points tendent à justifier le fait qu'un tel modèle soit appliqué sur de vastes surfaces: les données météorologiques y sont disponibles et l'acquisition des paramètres-sol est possible à une densité d'échantillonnage considérée comme suffisante par les auteurs de tels travaux. Pourtant, le domaine de validité de ce modèle est très restreint et l'erreur due à la structure du modèle élevée.

A l'opposé, le modèle le plus complexe a un domaine de validité plus étendu: il peut, par exemple, simuler les remontées capillaires en provenance d'une nappe phréatique. Cependant, la nécessité de connaître des paramètres d'accès long et coûteux tels que les courbes de conductivité ( $K(\Theta)$ ) et de rétention en eau ( $h(\Theta)$ ) et la conductivité hydraulique à saturation ( $K_{sat}$ ) ne permet pas

d'appliquer de tels modèles à de grandes surfaces du fait de la lourdeur des mesures. Pour étendre la surface considérée, on a recours à des méthodes d'estimation des paramètres précédents par des paramètres d'accès plus aisés tels que la granulométrie ou encore à des méthodes d'interpolation, ce qui augmente l'erreur faite sur les paramètres d'entrée du modèle.

On voit donc, avec cet exemple, qu'on aboutit au paradoxe suivant: plus le domaine d'utilisation augmente, plus les possibilités d'extension spatiale diminuent. Les deux critères d'applicabilité vont donc en sens opposé. Cependant, ceci est une simple constatation qui ne prend pas en compte les erreurs de manière quantitative. On ne sait donc pas si une "mauvaise" estimation des paramètres d'un "bon" modèle ne vaut pas mieux qu'une "bonne" estimation d'un "mauvais" modèle.

Le problème de la déterminabilité de certaines données n'est pas à négliger. En particulier, les modèles les plus complexes exigent une connaissance des conditions aux limites qui est très difficile à définir (par exemple, la profondeur de la nappe phréatique ou la teneur en eau des horizons profonds). Elles sont donc souvent estimées plus ou moins précisément en faisant un certain nombre d'hypothèses. Ce qui est une source d'erreur non négligeable. Cependant, il ne faut pas perdre de vue que ces hypothèses sont également faites avec les modèles simplifiés, mais de manière implicite.

Enfin, la plupart des modèles simplifiés introduisent des coefficients supposés invariables. En fait, ceux-ci dépendent souvent du type de sol. Dans l'absolu, il faudrait ajuster ces coefficients chaque fois que l'on change de site de manière à prendre en compte leur variabilité spatiale. Ces coefficients deviendraient alors des paramètres d'entrée à part entière. Les modèles simplifiés ne pourraient dès lors plus être considérés comme étant peu exigeants en paramètres d'entrée.

Notons également que le pas de temps de validité de tous ces modèles dépend avant tout de la nature des données météorologiques fournies. En effet, même si le pas de temps de calcul des modèles mécanistes peut être bien inférieur à la journée, des données journalières, décadaires ou mensuelles peuvent souvent suffire, le modèle les transformant pour les adapter à ses besoins. Le pas de temps de validité de tous les modèles ne sera donc jamais inférieur au pas de temps des données météorologiques.

Le choix d'un modèle de bilan hydrique en vue de son utilisation pour l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale est donc loin d'être un problème simple. Jusqu'à présent, ce choix a rarement été raisonné. La suite de ce mémoire veut proposer des éléments de raisonnement pour faciliter un tel choix.

## Chapitre 6

### DEFINITION DE TROIS NIVEAUX DE SIMPLIFICATION OPERATIONNELS

Pour la suite de l'étude et à partir de l'analyse bibliographique précédente, trois modèles de bilan hydrique ont été choisis de manière à être, d'une part, différents les uns des autres et, d'autre part, aussi homogènes que possible. La structure commune à l'ensemble des modèles a été conservée (figure 6.1.). Pour chaque processus, plusieurs niveaux de complexité existent. Le chapitre qui suit présente les différentes options de simulation retenues au sein de chaque étape de la structure générale et comment ont été constitués trois modèles de complexité croissante applicables à l'évaluation du bilan hydrique à une échelle régionale pour une culture de blé.

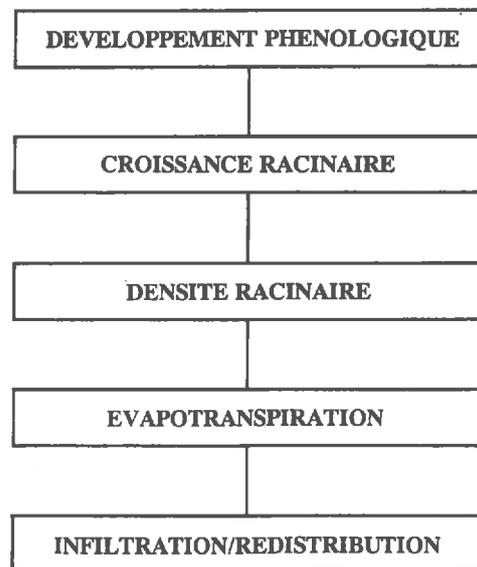


Figure 6.1.: Architecture générale des modèles de bilan hydrique choisis.

#### 1. PROCESSUS COMMUNS

##### 1.1. Développement phénologique

Le module de simulation du développement phénologique, que nous avons adopté, est celui proposé par Weir *et al.* (1984) dans le modèle ARCWHEAT. Conçu en Grande-Bretagne pour du blé tendre d'hiver, il a été adapté aux conditions du blé dur en région méditerranéenne par Delecolle (comm.pers., 1990).

Le principe de calcul des dates des différents stades phénologiques suit une méthode tenant compte de la température et de la longueur du jour.

A chaque stade phénologique, sont associés:

-  $T_0$ , la température au dessous de laquelle on considère qu'il n'y a pas de croissance. La température efficace  $T_e$  du jour  $j$  sera donc:

$$T_e(j) = T_j - T_0$$

où  $T(j)$  est la température moyenne du jour  $j$ .

-  $S$ , un seuil caractéristique de chaque stade phénologique. Ce seuil est une somme de température. Il est calculé à partir d'une valeur notée  $T'$  qui est la température efficace de chaque jour éventuellement pondérée par des facteurs de photopériode et de vernalisation ( $f_p$  et  $f_v$ ).

$$T' = T_e$$

ou

$$T' = T_e f_p \quad \text{suivant les stades phénologiques}$$

ou

$$T' = T_e f_p f_v$$

Chaque jour, on détermine les valeurs de température efficace  $T_e(j)$  et les valeurs des coefficients de photopériode  $f_p(j)$  et de vernalisation  $f_v(j)$ . On passera d'un stade phénologique au suivant lorsque:

$$\sum_j [T'(j)] = S$$

Ce module de phénologie permet de déterminer la date de floraison, nécessaire à la simulation de la croissance racinaire (cf. 1.2.), ainsi que les dates de chacun des stades phénologiques, nécessaires pour déterminer la valeur du coefficient cultural de la plante chaque jour (cf. 2.1.1.).

## 1.2. Croissance racinaire

Concernant la croissance racinaire du blé, l'hypothèse la plus couramment adoptée est celle d'une croissance racinaire linéaire entre semis et floraison. La modélisation de cette option est donc:

$$\text{quand } j < j_{fl}, z(j) = z_{min} + (z_{max} - z_{min})(j/j_{fl})$$

$$\text{quand } j > j_{fl}, z(j) = z_{max}$$

où  $j$  est le numéro du jour ( $j=1$  au semis,  $j=j_{fl}$  à la floraison),  $z(j)$  est la profondeur atteinte par les racines au jour  $j$ ,  $z_{max}$  est la profondeur maximum pouvant être atteinte par les racines,  $z_{min}$  est la profondeur d'influence minimale des racines.

### 1.3. Densité racinaire

L'option adoptée est une distribution quadratique de la fonction de densité racinaire proposée par Childs *et al.* (1977) dans le modèle CORNGRO. L'équation est la suivante:

$$DR(z_i, z_{i+1}) = (2.0633 \Delta z) - (1,622 \Delta z^2) + (0.5587 \Delta z^3)$$

$$\text{avec } \Delta z = z_{i+1} - z_i$$

où  $DR(z_i, z_{i+1})$  est la densité racinaire affectée à la couche de sol d'épaisseur  $\Delta z$  et comprise entre les profondeurs  $z_i$  et  $z_{i+1}$ .

## 2. EVAPOTRANSPIRATION

Les deux grandes catégories de modules de calcul de l'évapotranspiration ont été prises en compte: la plus simple calcule l'évapotranspiration réelle de manière globale, la seconde calcule séparément évaporation et transpiration réelles.

### 2.1. Calcul global de l'évapotranspiration

Ce premier module calcule donc l'évapotranspiration réelle de manière globale. La méthode adoptée est celle du "simple ratio" (Johns et Smith, 1975). Elle consiste en deux étapes.

#### 2.1.1. Réduction d'ETP en ETM

L'évapotranspiration potentielle est transformée en évapotranspiration réelle à partir d'un coefficient cultural  $k_c$ :

$$ETM = k_c ETP$$

Le coefficient cultural exprime le développement de la surface foliaire du blé. Généralement, des valeurs décadaires ou mensuelles de  $k_c$  sont fournies par la littérature. Or, le développement de la plante dépend largement des caractéristiques de l'année climatique et du site d'étude. Il semble donc préférable d'exprimer  $k_c$  en fonction du stade phénologique de la culture, lequel peut être calculé en fonction de la chronologie climatique du site. Les valeurs adoptées pour  $k_c$  sont donc celles proposées par l'Association Blé Dur Développement (ABDD-ITCF, 1986). Elles ont été adaptées à l'échelle phénologique d'ARCWHEAT d'après les informations fournies par Zadoks *et al.* (1974).

#### 2.1.2. Calcul de l'ETR

La méthode du "simple ratio" permet de réduire l'ETM en ETR en fonction de l'état

hydrique du sol:

quand  $RH_{tot} > RDU$ ,  $ETR = ETM$

quand  $RH_{tot} < RDU$ ,  $ETR = (RH_{tot}/RDU) ETM$

où  $RH_{tot}$  est la réserve hydrique totale du sol (cumulée sur l'ensemble des horizons), RDU est la réserve difficilement utilisable et RU est la réserve utile. RDU est prise égale à  $(1/3)RU$ , et ceci arbitrairement pour tous les sols. Or, il est évident que cette valeur varie en fonction du type de sol, mais nous n'avons pas les moyens d'ajuster cette valeur pour tous les types de sols rencontrés.

## 2.2. Calcul séparé de l'évaporation et de la transpiration

Au sein de cette seconde catégorie, des choix ont dû être faits parmi les différentes possibilités proposées par la littérature.

### 2.2.1. Séparation de l'ETP en EP et TP

La méthode adoptée pour répartir l'ETP en TP et EP est la plus courante: elle suit la loi de Beer et est basée sur l'indice foliaire (LAI).

$$EP = ETP \exp^{-\beta LAI}$$

$$TP = ETP - EP$$

Le coefficient  $\beta$  est un coefficient d'extinction caractéristique du port foliaire du blé. La valeur adoptée ici ( $\beta=0,6$ ) est celle proposée par Goudriaan (1977) et reprise notamment par les modèles de Hansen (1984) et Van Keulen et Seligman (1987).

Le calcul de l'indice foliaire est basé sur les sommes de température d'après la méthode proposée par Baret (1986).

### 2.2.2. Évaporation: représentation empirique (Van Keulen, 1975)

Un seul type de module a pu être retenu: un module de type empirique basant le calcul de l'évaporation réelle sur la teneur en eau de l'horizon de surface et prenant en compte la contribution des horizons sous-jacents par redistribution du montant global calculé sur le premier horizon. La relation mathématique liant le rapport  $ER/EP$  à l'état hydrique de l'horizon de surface contient des coefficients empiriques, mais, d'après les travaux de Van Keulen (1975), ceux-ci sont valables pour un grand nombre de types granulométriques de sol (Rambal et Cornet, 1982).

Les modules de type empirique du deuxième groupe (Ritchie, 1972; Perrier, 1973, 1982; Boesten et Stroosnijder, 1986) ne peuvent être adoptés du fait qu'ils font intervenir au moins un coefficient empirique  $u$  qui, de manière évidente, varie selon le type de sol. Or il est impossible de déterminer ce coefficient  $u$  de manière précise et différenciée pour les différents sols pris en compte dans cette étude.

A l'opposé, les modules de type analogique (Feddes *et al.*, 1978) sont basés sur la loi de Darcy et exigent des paramètres précis tels que la courbe de conductivité hydraulique  $K(\Theta)$  qui, comme nous l'avons dit précédemment, sont difficiles d'accès sur un grand nombre de sols.

Le principe du module finalement retenu est inspiré de Van Keulen (1975). La description qui suit est de Rambal et Cornet (1982):

Le taux d'évaporation du sol nu ER est contrôlé par l'état hydrique  $S'_1$  du premier horizon, exprimé sous forme adimensionnelle:

$$S'_1 = (S_1 - S_{1 \min}) / (S_{1 \max} - S_{1 \min})$$

où  $S_1$  est le stock hydrique du premier horizon,  $S_{1 \max}$  est le stock hydrique maximal du premier horizon,  $S_{1 \min}$  est le stock hydrique minimal du premier horizon .

La relation mathématique entre le rapport ER/EP , appelé conductance de l'horizon de surface, et l'état hydrique de cet horizon est la suivante:

$$ER/EP = 0.075 + 1.2 e^{-0.3/S'_1}$$

L'évaporation ER est répartie sur tout le profil de sol au moyen d'un coefficient d'extinction  $f_i$  (pour l'horizon i) tel que:

$$ER = \sum_i E_i \quad \text{et} \quad E_i = f_i ER$$

Ce coefficient est fonction de l'état hydrique, de l'épaisseur et de la profondeur des strates i. Dans un premier temps on définit  $f'_i$  tel que:

$$f'_i = S'_i (e^{-ke z_i} - e^{-ke z_{i+1}})$$

où  $z_i$  est la limite supérieure de l'horizon i et  $z_{i+1}$  sa limite inférieure,  $S'_i$  est l'état hydrique de l'horizon i et  $ke$  est un coefficient d'extinction.

Afin que la somme des pourcentages de participation de chaque strate à l'évapotranspiration totale ne dépasse pas l'unité,  $f_i$  est normalisé:

$$f_i = f'_i / \sum_i f'_i$$

### 2.2.3. Transpiration

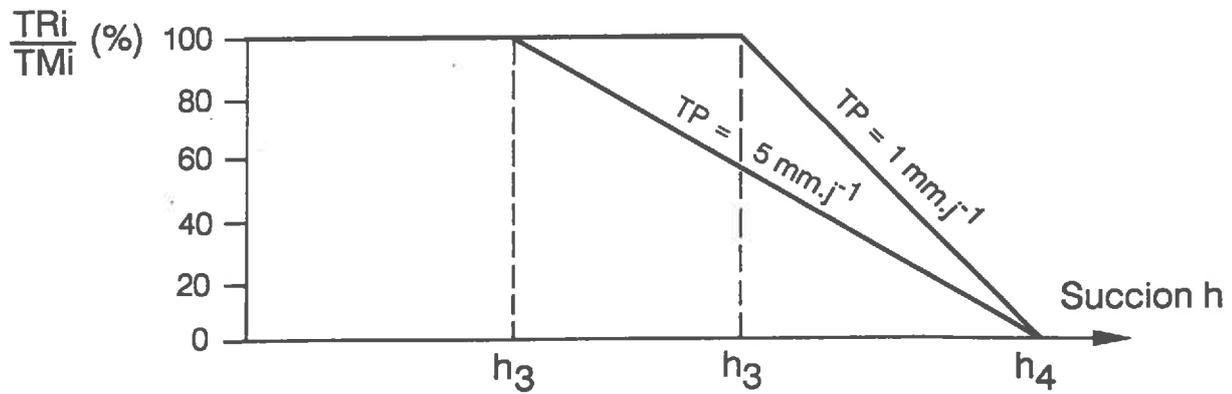
Deux grands types de calcul de la transpiration ont été recensés lors de l'analyse bibliographique. Ils ont pu être tous deux pris en compte.

Le module de type "analogie réservoir" est inspiré du modèle de Feddes *et al.* (1978): la courbe de dessèchement mise en jeu relie le rapport de la transpiration réelle sur la transpiration potentielle (TR/TP) à la succion du sol. Une courbe de rétention en eau du sol  $h(\theta)$  est donc nécessaire. Une plus grande précision est attendue par rapport aux courbes reliant le rapport TR/TP à la teneur en eau du sol; néanmoins, nous estimons que son comportement est représentatif de l'ensemble des modules basés sur des courbes de dessèchement.

Le module de type "analogie loi d'Ohm" adopté est celui proposé par Rambal et Cornet (1982).

#### 2.2.3.1. Analogie réservoir d'après Feddes *et al.* (1978)

L'extraction racinaire maximale  $TM_i$  de l'horizon i est déterminée en fonction de la



$$500 \leq h_3 \leq 1000 \text{ cm d'eau}$$

$$h_4 = 15\,000 \text{ cm d'eau}$$

*Figure 6.2.: Courbe de dessèchement exprimant l'extraction racinaire en fonction de la succion du sol (adapté de Feddes et al., 1978).*

profondeur racinaire  $z_r$ :

$$TM_i = TP (z_{i+1} - z_i) / z_r$$

où  $z_i$  est la limite supérieure de l'horizon  $i$  et  $z_{i+1}$  sa limite inférieure.

L'extraction racinaire  $TR_i$  de l'horizon  $i$  est déterminée par une courbe de dessèchement exprimant le rapport  $TR_i/TM_i$  en fonction de la succion du sol (*fig. 6.2.*).

### 2.2.3.2. Analogie Loi d'Ohm (Rambal et Cornet, 1982)

Lorsque la plante est bien alimentée en eau, sa transpiration  $TR$  est égale à la transpiration potentielle  $TP$ . Quand l'alimentation hydrique de la plante diminue, la plante ferme progressivement ses stomates. La transpiration  $TR$  dépend donc de la conductance stomatique des feuilles  $C_s$  :

$$TR = C_s TP$$

$C_s$  est fonction du potentiel hydrique foliaire moyen journalier  $\psi_f$ . Exprimée en pourcentage de sa valeur maximale, la conductance stomatique peut être approchée par l'expression:

$$C_s = 1 / (1 + (\psi_f/a)^n)$$

où  $a$  est un coefficient de calage, pris ici égal à 600 kPa,  $n$  est pris égal à 5 afin d'assurer une bonne cohérence entre la relation ci-dessus et les données de la bibliographie (Begg et Turner, 1976, cités par Rambal et Cornet, 1982)

Pour satisfaire la demande  $TR$ , les racines extraient une certaine quantité d'eau de chaque horizon. Pour l'horizon  $i$ , l'extraction racinaire  $TR_i$  est proportionnelle à la différence de potentiel entre le sol  $\psi_i$  et les feuilles  $\psi_f$  et inversement proportionnelle à la résistance au transfert d'eau. Cette résistance se situe dans la plante elle-même et à l'interface sol-racine. Cette dernière étant négligée, on obtient donc:

$$\text{quand } \psi_f > \psi_i, \quad TR_i = (\psi_f - \psi_i) / R_i$$

$$\text{quand } \psi_f < \psi_i, \quad TR_i = 0$$

où  $R$  est la résistance totale de la plante, prise arbitrairement à 103 kPa j mm<sup>1</sup>. Elle est répartie dans chaque horizon en fonction du pourcentage  $p$  de biomasse racinaire:

$$R_i = p R$$

où  $p$  est le rapport de la masse totale de racines dans tout le profil sur la masse de racine dans l'horizon  $i$ , et peut être considéré comme peu différent du rapport de la densité racinaire de l'horizon  $i$  sur la densité racinaire totale du profil.

Le potentiel hydrique foliaire  $\psi_f$  est inconnu. On fait l'hypothèse que la plante ajuste son potentiel de manière à ce que la transpiration soit égale à la somme des extractions racinaires. Numériquement, la recherche du potentiel foliaire se fait en résolvant l'équation implicite:

$$TR = \sum_i TR_i$$

### 3. INFILTRATION

L'analyse bibliographique a mis en évidence trois types de modules possibles:

- les modules de type "analogie réservoir";
- les modules de type mécaniste;
- les modules intermédiaires.

**L'option mécaniste** n'a pu être retenue pour les raisons suivantes:

-elle implique la connaissance des conditions aux limites: les conditions de flux de drainage ou de potentiel en bas de profil en cas de nappe phréatique sont difficilement accessibles, surtout pour un grand nombre de sites comme c'est le cas dans cette étude.

-la courbe de conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau du sol  $K(\theta)$  est un paramètre nécessaire au modèle; or ce paramètre est également très difficile d'accès.

A l'opposé, les modules de type "analogie réservoir" sont très peu exigeants en paramètres d'entrée et peuvent facilement être adoptés. Cependant, le cas du réservoir unique (c'est-à-dire considérant le sol comme homogène de bas en haut du profil) semble être une simplification excessive de la réalité, d'autant que la description de l'hétérogénéité du profil de sol sous forme d'une succession d'horizons est réalisée lors des prospections pédologiques et est indiquée sur les documents cartographiques produits. C'est pourquoi, parmi les modules de type analogique, n'a été retenu qu'un module prenant en compte les différents horizons du sol, ces horizons se comportant comme des réservoirs individuels empilés se vidant les uns dans les autres selon une loi du "tout ou rien".

Un second module d'infiltration a été choisi parmi les modules intermédiaires. Il apporte une amélioration par rapport au précédent du fait qu'il introduit, lors de l'écoulement de l'eau d'un horizon à l'autre, une constante de temps liée à la conductivité hydraulique à saturation (Rambal et Cornet, 1982).

#### 3.1. Infiltration selon la loi du "tout ou rien"

Le sol est découpé en réservoirs correspondant à chaque horizon individualisé lors de la prospection de terrain.

La pluie  $P(j)$  du jour  $j$  s'accumule dans l'horizon superficiel jusqu'à ce que la réserve hydrique de l'horizon soit comblée. Il y a alors drainage de l'excédent vers l'horizon sous-jacent. La réserve

hydrique de l'horizon i est alors:

$$RH_i' = RH_i + D_{i-1}$$

si  $RH_i' > RU$ , alors  $D_i = RH_i' - RU$  et  $RH_i' = RU$

si  $RH_i' < RU$ , alors  $D_i = 0$  et  $RH_i' = RH_i + P(j)$

où  $RH_i$  est la réserve hydrique de l'horizon i,  $RU_i$  est la réserve utile de l'horizon i,  $D_i$  est la quantité d'eau drainée de l'horizon i vers l'horizon i+1 et  $P(j)$  est la pluie du jour j ( $P(j) = D_0$ ).

### 3.2. Infiltration en fonction de la perméabilité du sol (Rambal et Cornet, 1982)

De la même manière, le sol est découpé en horizons i. Le transfert d'eau de l'horizon i vers l'horizon i+1 est supposé ne se produire que lorsque son stock en eau  $S_i$  dépasse le stock hydrique à la capacité de rétention  $Scr_i$ . Le flux de drainage  $DR_i$  est alors égal à:

si  $S_i > Scr_i$ , alors  $D_i = (S_i - Scr_i) / T_i$

si  $S_i < Scr_i$ , alors  $D_i = 0$

où  $T_i$  est une constante de temps liée à la conductivité de l'horizon i telle que:

$$T_i = 1 / (1 - e^{-1/xk_i})$$

et

$$xk_i = e_i / ak_i$$

où  $e_i$  est l'épaisseur de l'horizon i et  $ak_i$  la vitesse d'avancement du front humide dans l'horizon i.

Or, la vitesse d'avancement du front humide dans le sol (également noté  $dL_f/dt$ ) s'exprime également de la forme suivante (Hillel, 1980):

$$dL_f/dt = i / \Delta(\Theta) \quad (\text{Green et Ampt, 1911})$$

Par ailleurs, quand  $t \rightarrow \infty$ ,  $i \rightarrow K(\Theta)$  (Philip, 1969)

On a alors:  $dL_f/dt \approx K(\Theta) / \Delta(\Theta)$

où  $K(\Theta)$  est la conductivité hydraulique dans un sol uniforme sous une lame d'eau, et  $K_{sat}$  est la conductivité hydraulique à saturation ( $K(\Theta) \approx K_{sat}$ ).

On peut donc faire l'approximation suivante:

$$ak = dL_f/dt = K_{sat} / (\Theta_{max} - \Theta_{min})$$

#### 4. ORGANISATION DES TROIS MODELES DE BILAN HYDRIQUE

Lors des deux principales étapes de la structuration générale des modèles de bilan hydrique, c'est-à-dire pour l'infiltration d'une part et l'évapotranspiration d'autre part, les modules ont été ordonnés selon leur niveau de complexité de manière à obtenir trois modèles de complexité croissante. La figure 6.3. présente les options prises pour chacun de ces trois modèles.

Le modèle M1 est le modèle le plus simple, tant en ce qui concerne la modélisation de l'infiltration que celle de l'évapotranspiration: l'évapotranspiration est calculée par la méthode du simple ratio et l'infiltration suit une loi du "tout ou rien".

Les modèles M2 et M3 sont plus complexes et identiques en tous points, sauf en ce qui concerne la modélisation de la transpiration. Il y a, pour ces deux modèles, séparation de l'évaporation et de la transpiration et l'infiltration suit une loi basée sur la conductivité hydraulique du sol. Le module de transpiration diffère: dans le modèle M2, la transpiration est modélisée de manière simple par une analogie réservoir (Feddes *et al.*, 1978) tandis que, dans le modèle M3, la modélisation est plus complexe puisqu'elle recourt à une analogie à la loi d'Ohm (Rambal et Cornet, 1982).

#### 5. ANALYSE CRITIQUE DES TROIS MODELES DE BILAN HYDRIQUE. ESTIMATION ET COMPARAISON DES SENSIBILITES RELATIVES

Trois modèles de bilan hydrique ont donc été sélectionnés en fonction de leur degré de complexité. Il nous a semblé nécessaire de définir leurs performances et de situer ces modèles les uns par rapport aux autres.

Nous nous proposons notamment de répondre aux questions suivantes:

- ces modèles, qui sont différents par construction, fournissent-ils des résultats différents?
- quelle est leur sensibilité aux paramètres et variables d'entrée concernant le sol et le climat?
- quelle erreur fait-on en adoptant un modèle plutôt qu'un autre?

Répondre à ces trois questions revient à faire une comparaison relative des modèles.

##### 5.1. Mise en évidence de comportements différents pour chacun des modèles

Pour répondre à la première question posée en introduction, nous comparerons les trois modèles de bilan hydrique, d'abord en ce qui concerne le module d'infiltration, puis, en ce qui concerne le ou les module(s) d'évapotranspiration.

###### 5.1.1. Infiltration

Le modèle M1 se distingue des modèles M2 et M3 du fait qu'il ne prend pas en compte la conductivité hydraulique du sol pour régir l'infiltration de la pluie. De ce fait, lorsque le réservoir sol est à son niveau maximum (la capacité de rétention), l'excès d'eau est immédiatement éliminé sous forme de drainage profond. Alors que, pour les modèles M2 et M3, cet excès d'eau est éliminé avec un retard inversement proportionnel à la conductivité hydraulique du sol. Cette différence de comportement entre M1 et M2-M3 en ce qui concerne l'infiltration est bien mise en évidence par la

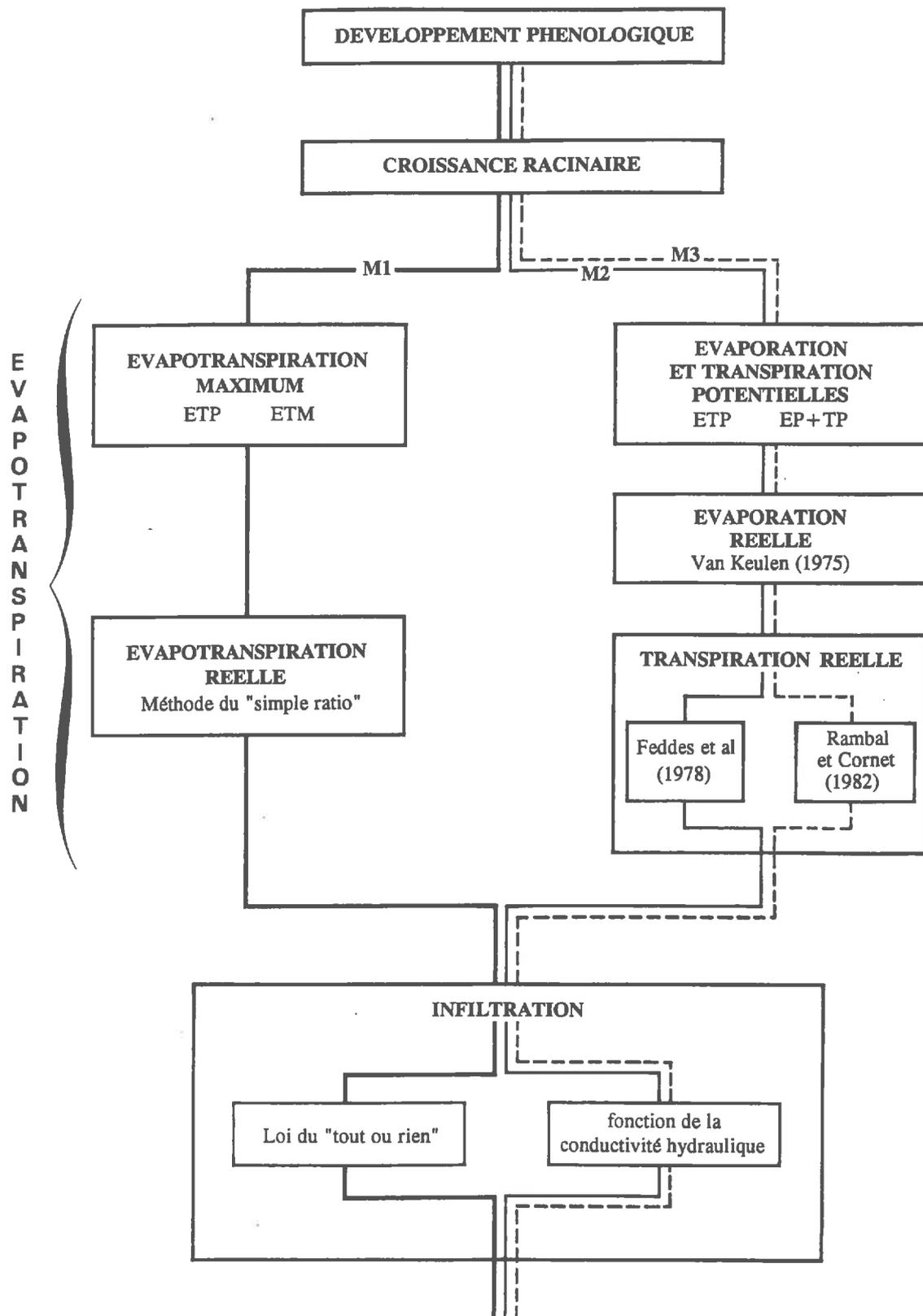


Figure 6.3.: Organisation des modèles M1, M2 et M3 au sein de la structure générale. (extrait du logiciel MOBIDIC. annexe n°10)

figure 6.4a. (les conditions de sol et d'année correspondant à cette figure sont présentées au paragraphe 5.2.2.). La teneur en eau initiale du sol a été prise égale à la capacité de rétention au 01/01/1972 (jour n°1). Par conséquent, les pluies, intervenant peu de temps après, excèdent le strict remplissage du réservoir sol et donnent lieu à du drainage profond. Dans les 70 premiers jours et pour le modèle M1, le stock hydrique du sol se maintient constamment à son niveau maximum tandis que, pour les modèles M2 et M3, le retard de drainage imposé par la conductivité hydraulique moyenne du sol limoneux fait augmenter le stock hydrique du sol au-delà de sa capacité de rétention.

La courbe de drainage correspondante (figure 6.4b.) confirme ces observations: pour le modèle M1, le drainage est immédiat (l'excès total est drainé en un jour) tandis que pour M2 et M3, le drainage se répartit sur plusieurs jours (le montant journalier est donc moindre). Ce retard au drainage est encore plus net avec un sol argileux pour lequel le coefficient de conductivité hydraulique est faible que pour le sol limoneux qui est représenté sur la figure 6.4b..

### 5.1.2. Evapotranspiration

L'évapotranspiration potentielle journalière est très fluctuante. De ce fait, les courbes exprimant l'ETR journalière en fonction du temps sont très erratiques et difficiles à interpréter. Nous avons donc choisi, sur la figure 6.4c., de représenter chaque jour  $j$  la moyenne des ETR sur 15 jours (de  $j-7$  à  $j+7$ ). Le pas de temps d'intégration de 15 jours, en lissant les courbes, permet de mieux distinguer les différents modèles.

Au cours du cycle, on distingue deux périodes:

- une première phase où, la plante étant peu développée, l'évaporation est dominante;
- une seconde phase où le développement foliaire de la plante prend de plus en plus d'importance et où, par conséquent, la transpiration prend le pas sur l'évaporation.

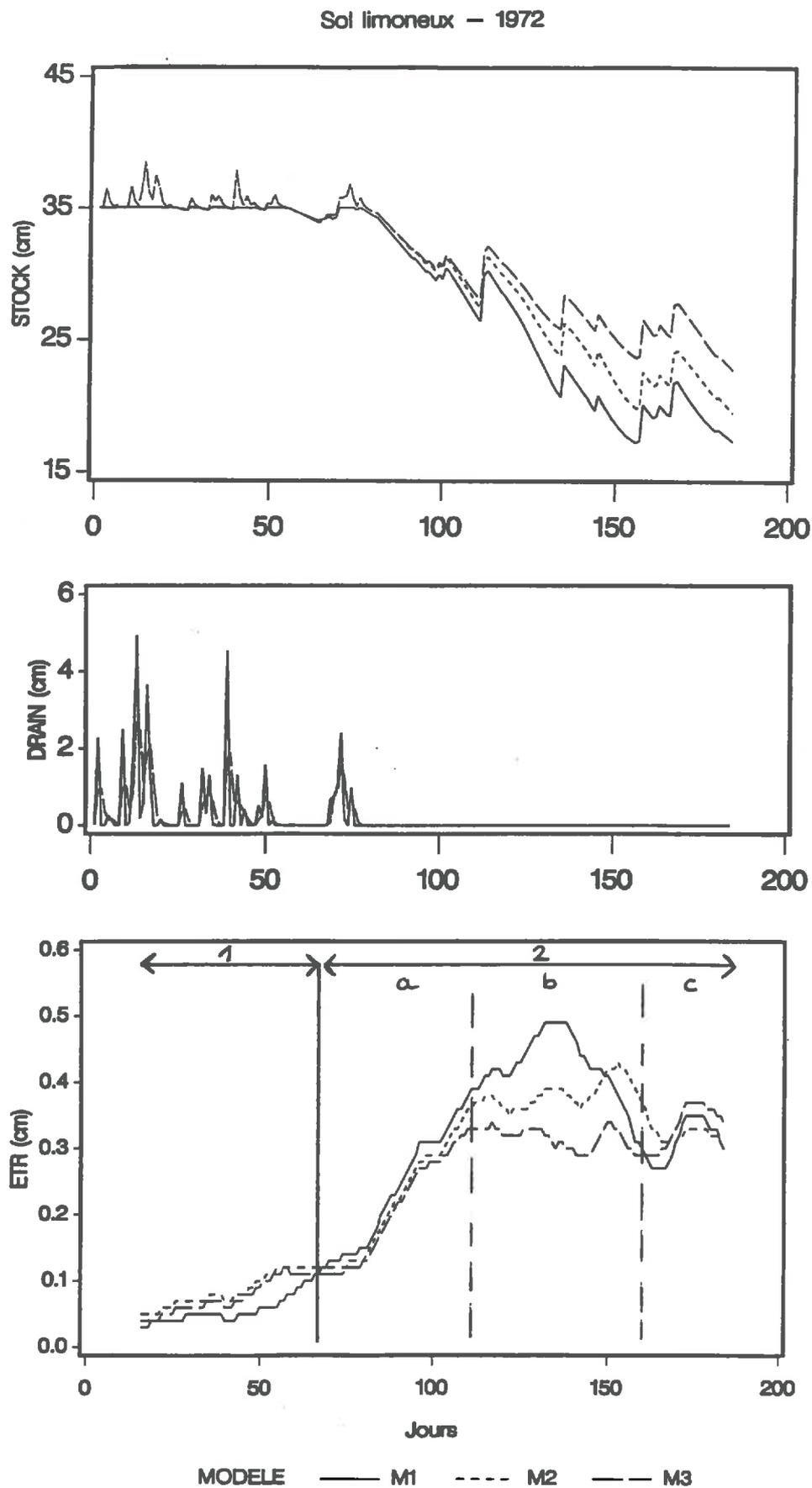
On constate qu'au cours de la première phase, l'ETR est légèrement plus faible avec M1 qu'avec M2 et M3. L'évaporation semble donc sous-estimée par le module d'évapotranspiration de M1. En effet, pour ce dernier, le seuil d'arrêt de l'ETR est fonction du point de flétrissement tandis que pour les modèles M2 et M3, le seuil d'arrêt de l'ER est lié à la teneur en eau minimum du sol. De plus, du fait du retard de drainage, le stock hydrique du sol reste élevé plus longtemps avec M2 et M3 qu'avec M1. La gamme de teneurs en eau du sol pour laquelle l'évaporation sera maximale est donc plus étendue pour M2 et M3 que pour M1.

Au cours de la seconde phase, on peut encore distinguer plusieurs périodes (a,b,c sur la figure 6.4c.):

-la première correspond à une augmentation de surface foliaire et d'ETR (état hydrique du sol non limitant). Au cours de cette période, l'ETR simulée par le modèle M1 est supérieure à celle simulée par le modèle M2 et encore supérieure à celle simulée par le modèle M3. Cette différence de comportement des trois modèles est due à des seuils de réduction de la transpiration (ou de l'évapotranspiration pour M1) différents.

-la deuxième période présente un pic d'ETR pour M1 et une série de petits pics, formant globalement un plateau pour M2 et M3. Cela est encore dû aux seuils de réduction de la transpiration: pour M1, ce seuil est uniquement basé sur l'état de la réserve hydrique du sol. L'ETR croît donc de manière régulière tant que le sol est assez humide pour répondre à la demande climatique. Au contraire, pour M2 et M3, le seuil de réduction dépend en plus du niveau de l'ETP.

Figure 6.4.: Evolution des principaux termes du bilan hydrique simulé sur le sol limoneux sur la période allant du 01/01/1972 à la fin du cycle (02/07/1972). a) stock hydrique, b) drainage, c) ETR (intégration des valeurs journalières sur 15 jours).



Celle-ci étant très fluctuante, la demande climatique sera très variable d'un jour à l'autre et le sol ne sera pas constamment en mesure de répondre à cette demande. D'où le plateau observé.

Jusque là on constate que la transpiration simulée par M2 est supérieure à celle simulée par M3. Principes et seuils critiques des deux modèles diffèrent en effet. M2 est basé sur une analogie réservoir tandis que M3 est basé sur une analogie à la loi d'Ohm. On constate que M2 conduit à une surestimation de la transpiration par rapport à M3.

-la dernière période (c) dément cependant cette affirmation: la transpiration simulée par M2 devient inférieure à la transpiration simulée par M3. Cette inversion de situation ne se présente que dans certaines situations, comme notamment en 1972, lorsqu'après une période de sécheresse, une pluie réhumecte les horizons superficiels, laissant les horizons profonds secs. Dans une telle situation, le comportement des deux modèles est totalement différent. M3 possède une plus grande faculté d'adaptation de l'extraction racinaire de chacun des horizons: il puisera au maximum dans l'horizon humide si les autres horizons sont secs, de manière à satisfaire au mieux la demande climatique. Par contre, avec M2, chaque horizon doit satisfaire une part de cette demande climatique, part calculée en fonction de l'épaisseur de l'horizon. Si l'horizon est sec sa contribution sera nulle et ne pourra être compensée par celle d'un autre horizon qui serait humide. La rigidité du module de simulation de l'extraction racinaire (Feddes *et al.*, 1978) vient du fait qu'il n'assure pas lui-même la redistribution de l'eau dans l'horizon et qu'il est utilisé, au sein de M2, en association avec des modules n'assurant pas non plus de redistribution de l'eau dans le profil.

En fin de compte, ce problème nous montre que le choix des modules constitutifs d'un modèle ne peut se faire simplement sur un critère de degré de complexité croissant, mais également sur des critères de cohérence des modules les uns par rapport aux autres. Ainsi, dans ce cas, un module déterminant la quantité d'eau évacuée par transpiration à partir de toute l'eau du sol aurait donné de meilleurs résultats. Toutefois, considérer le sol comme un réservoir simple, aux caractéristiques physiques homogènes sur tout le profil, n'aurait pas suffi car, lorsqu'il y a séparation de l'évaporation et de la transpiration, il est évident qu'il faut pouvoir localiser l'évaporation au sol superficiel. Pour cette raison, le module d'infiltration de type "double réservoir" (Choisnel, 1985) aurait certainement permis de résoudre en partie ce problème: en considérant le sol comme homogène sur tout le profil, il permet de calculer le montant de la transpiration en fonction de l'eau disponible sur tout le profil; en définissant un réservoir de fonctionnement superficiel, il permet de définir la quantité d'eau disponible pour l'évaporation. Il subsisterait cependant que les caractéristiques propres à chaque horizon, et notamment celles de l'horizon de surface, seraient ignorées.

## 5.2. Sensibilité aux paramètres d'entrée sol et variables d'entrée climatiques

### 5.2.1. Principe de l'analyse de sensibilité

Une analyse de sensibilité consiste à évaluer les conséquences, au niveau des sorties, de variations imposées aux entrées ou aux paramètres du modèle. Or, dès qu'un modèle présente une structure complexe, le nombre de facteurs pouvant varier (paramètres et variables) devient grand. Si dans un modèle à  $n$  paramètres on effectue 2 perturbations par facteur étudié, on atteint le nombre, rapidement prohibitif, de  $2^n$  simulations à réaliser (VOLTZ et RAMBAL, 1987). D'autant plus que, dans notre cas, nous nous intéressons aux variations concernant le sol et le climat.

Par ailleurs, les différents paramètres sol ne sont pas indépendants les uns des autres mais bien souvent corrélés: on trouve rarement deux sols identiques pour toutes leurs caractéristiques

physiques à l'exception d'une seule d'entre elles et la modification d'une caractéristique entraîne souvent la modification d'un certain nombre d'autres caractéristiques. Il en va de même en ce qui concerne les variables climatiques. Une analyse de sensibilité qui ferait varier ces différents facteurs indépendamment les uns des autres serait artificielle mais cependant intéressante lors de la mise au point de modèles, par exemple lorsqu'on cherche à savoir avec quelle précision il faut acquérir les données d'entrée du modèle.

Nous avons, par conséquent, préféré restreindre l'analyse de sensibilité à l'étude des sorties des modèles dans neuf situations différentes, correspondant à trois types de sol et trois années.

### 5.2.2. Présentation des conditions de sol et de climat adoptées

#### Trois types de sol

Les trois sols ont été pris parmi les profils de validation (PV) et les profils représentatifs (PR). Ils ont été choisis de telle sorte qu'ils soient le plus différents possible sur le plan textural. Les caractéristiques des trois sols sont rassemblées dans le tableau 6.1.: il s'agit de trois sols à deux horizons, l'un sableux, le second limoneux et le troisième argileux.

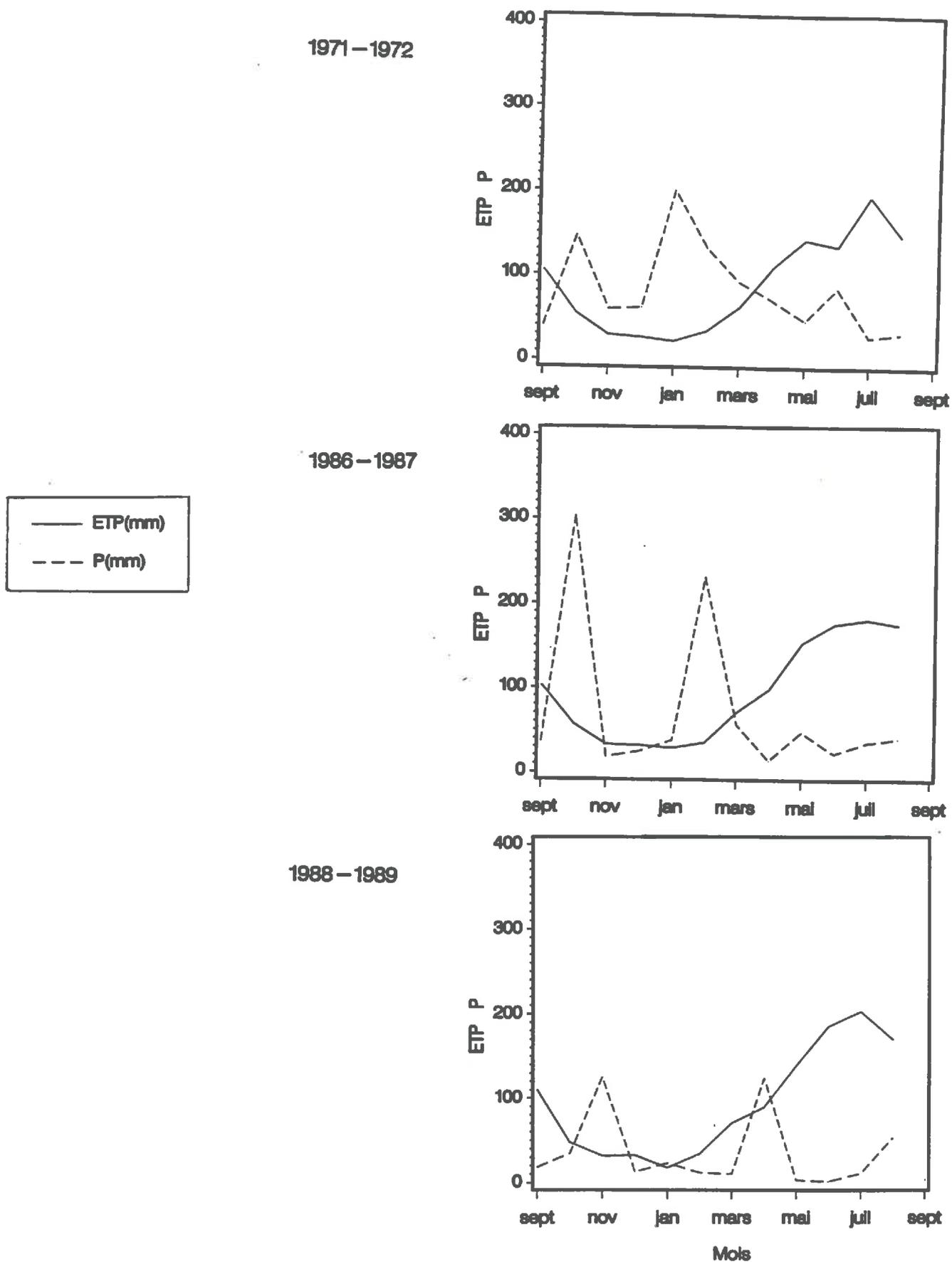
**Tableau 6.1.:** Caractéristiques physiques des trois profils de sol sélectionnés pour l'analyse critique des modèles de bilan hydrique.

Profil	Sableux		Limoneux		Argileux	
	0-15 (cm)	15-120 (cm)	0-65 (cm)	65-110 (cm)	0-25 (cm)	25-100 (cm)
Texture	SS	S	L	L	A	A
Dens.app.	1.78	1.75	1.54	1.38	1.16	1.34
$W_{max}$	0.191	0.201	0.279	0.354	0.492	0.376
$W(3kPa)$	0.085	0.102	0.174	0.300	0.308	0.331
$W(10kPa)$	0.065	0.075	0.169	0.286	0.291	0.307
$W(30kPa)$	0.049	0.063	0.128	0.251	0.269	0.294
$W(100kPa)$	0.032	0.046	0.125	0.184	0.256	0.288
$W(300kPa)$	0.032	0.038	0.114	0.145	0.228	0.266
$W_{pfp}$	0.017	0.016	0.067	0.079	0.226	0.225
$W_{min}$	0.005	0.005	0.023	0.025	0.041	0.046
$K_{sat}(cm/j)$	100	90	50	60	30	20

#### Trois années climatiques.

Trois années aussi différentes que possible ont été choisies. Le critère de choix a été la pluviométrie cumulée entre le 01/01 et la fin du cycle de culture dont la date est fournie par la simulation du développement phénologique. Les données proviennent de la station météorologique de Montagnac, située à 1 km au sud du secteur d'Adissan-Montagnac. Ces années ont été calées au

Figure 6.5.: Climagrammes des trois années adoptées: a) 1971-1972, b) 1987-1988, c) 1989-1990.  
Pluviosité et ETP mensuelles.



cycle cultural du blé: de septembre à août. On a ainsi sélectionné:

- 1971-1972: année humide;
- 1986-1987: année moyenne;
- 1988-1989: année sèche.

Le tableau 6.2. récapitule les caractéristiques de ces trois années pour la période allant du 01/09 au 31/08.

*Tableau 6.2.: Caractéristiques climatiques des trois années choisies pour l'analyse critique des modèles de bilan hydrique. Données climatiques de la station météorologique de Montagnac.*

	1971-72	1986-87	1988-89
du 01/01 au 31/08:			
Pluie cumulée	993 mm	867 mm	427 mm
ETP cumulée	1060 mm	1142 mm	1130 mm
Température moyenne	14.0°C	14.0°C	15.7°C
P-ETP	-67 mm	-275 mm	-703 mm
du 01/01 à la fin du cycle:			
Pluie cumulée	626 mm	411 mm	173 mm

Si ces trois années sont, en effet, bien différenciées et bien ordonnées quand on regarde leur pluviométrie ou la différence entre la pluie et l'ETP, cette distinction n'est plus aussi nette en ce qui concerne la température. Or la température est le seul critère utilisé par le module de développement phénologique des trois modèles de bilan hydrique. Ces trois années ne sont donc pas aussi différentes qu'on pourrait le souhaiter. Elles sont avant tout caractéristiques du climat méditerranéen et présentent, même pour l'année la plus humide, un déficit hydrique estival (figure 6.5).

### 5.2.3. Résultats de l'analyse de sensibilité

Le bilan hydrique a donc été simulé pour les trois types de sol et pour les trois années décrits ci-dessus et, cela, avec chacun des trois modèles sélectionnés. La simulation a été réalisée entre semis et récolte, en prenant comme hypothèse qu'au 01/01, le sol était à la capacité de rétention quelle que soit l'année.

On trouvera ci-après le tableau donnant les principaux termes du bilan hydrique final obtenus à l'issue des 27 simulations. Les autres termes du bilan hydrique sont regroupés en annexe n°5.

Les valeurs reportées dans ce tableau permettront d'exprimer les résultats, obtenus plus loin, sous forme de pourcentage des termes du bilan hydrique.

**Tableau 6.3.:** Principaux termes du bilan hydrique (en cm) en fin de cycle pour 27 simulations (3 types de sol, 3 années, modèles M1, M2 et M3).

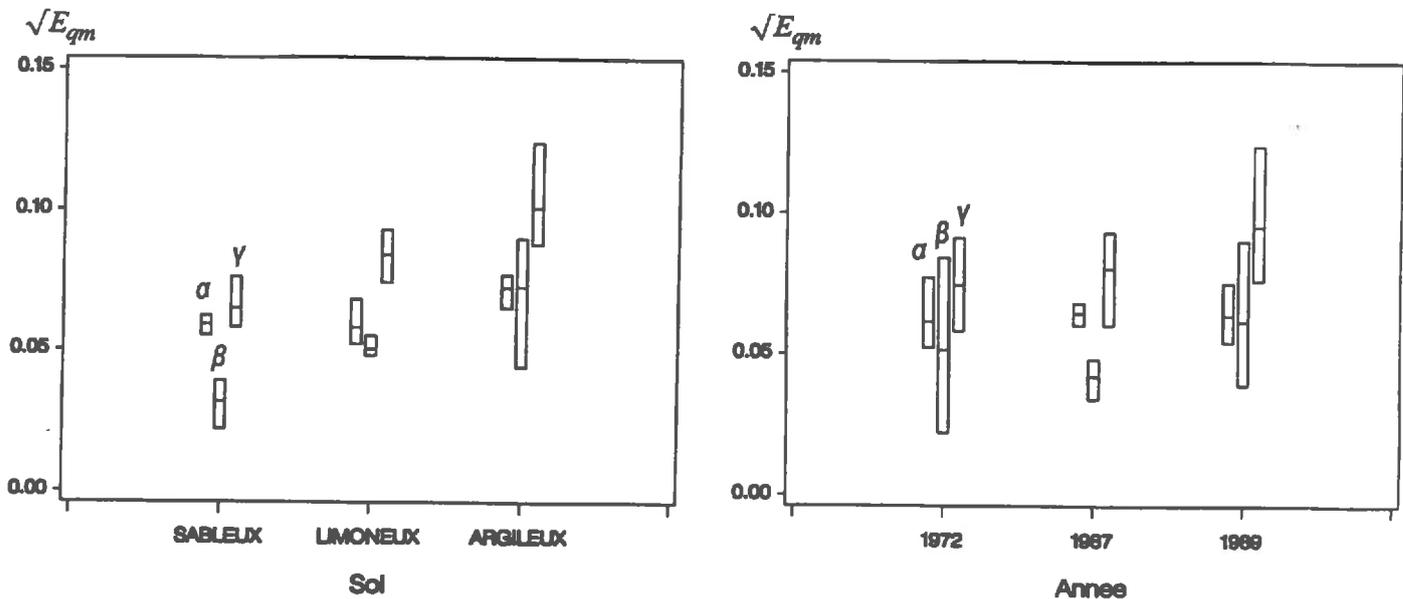
Année	Type de sol	Modèle	stock hydrique (cm)	ETR cumulée (cm)	drainage cumulé (cm)
1972	Sableux	M1	6.89	35.40	36.91
		M2	7.08	35.79	36.33
		M3	8.36	33.87	36.97
	Limoneux	M1	17.15	43.60	36.90
		M2	19.23	43.27	35.16
		M3	22.51	39.38	35.77
	Argileux	M1	29.43	35.86	36.90
		M2	28.87	38.38	34.95
		M3	28.87	37.70	35.62
1987	Sableux	M1	6.52	23.80	27.37
		M2	6.41	24.92	26.35
		M3	7.26	23.50	26.93
	Limoneux	M1	15.48	33.29	27.37
		M2	16.17	35.28	24.69
		M3	19.97	30.90	25.27
	Argileux	M1	29.00	24.31	27.37
		M2	28.54	27.71	24.44
		M3	28.54	27.14	25.01
1989	Sableux	M1	6.35	25.70	1.81
		M2	6.29	25.55	2.01
		M3	7.15	24.10	2.60
	Limoneux	M1	15.35	35.15	1.80
		M2	16.61	34.27	1.42
		M3	21.88	28.88	1.56
	Argileux	M1	28.82	26.22	1.80
		M2	28.27	27.22	1.35
		M3	28.27	27.07	1.50

Pour répondre plus précisément aux questions posées en introduction, nous nous sommes intéressés au bilan hydrique journalier. Chacune de ces vingt-sept simulations a fourni près de 200 données journalières d'ETR et autant concernant le stock hydrique. Pour traiter ces données, nous avons choisi de calculer la racine carrée de l'écart quadratique moyen ( $\sqrt{E_{qm}}$ ) des ETR journalières entre les trois modèles pris deux à deux sur la période allant du 01/01 à la fin du cycle cultural. Il a été fait de même pour les stocks hydriques journaliers mais nous n'en présenterons pas les résultats car ils sont moins significatifs. En effet, même lorsqu'on change les données climatiques ou le

modèle de simulation, il est évident que le stock hydrique va être très peu variable du fait de bornes conditionnant l'état hydrique de départ ( $W_{cr}$ ) et l'état hydrique minimum ( $W_{pfp}$  ou  $W_{min}$ ).

Les résultats de  $\sqrt{E_{qm}}$  des ETR journalières sont rassemblés dans la figure 6.6..

Figure 6.6.:  $\sqrt{E_{qm}}$  des ETR journalières (cm) pour les trois modèles pris deux à deux: M1M2 ( $\alpha$ ), M2M3 ( $\beta$ ) et M1M3 ( $\gamma$ ); chaque barreau représente la moyenne au centre, et, aux extrémités, le minimum et le maximum de  $\sqrt{E_{qm}}$ , les valeurs de  $\sqrt{E_{qm}}$  étant regroupées a) par sol; b) par année.



Les tendances générales mises en évidence par ces deux figures (6.6. a et b) viennent confirmer les remarques faites dans le paragraphe 5.2.:

- l'écart moyen entre M2 et M3 est en moyenne toujours le plus faible: en effet, seul le module de transpiration diffère;
- en observant la hiérarchie des écarts moyens ( $M2M3 < M1M2 < M1M3$ ), on conclut que le modèle M2 est intermédiaire entre M1 et M3, non seulement du point de vue de la conception, mais aussi pour les résultats;
- cette hiérarchie d'écarts entre modèles est respectée quelles que soient les combinaisons d'année et de sol;
- la position de M2 par rapport à M1 et M3 varie selon ces combinaisons.

Répondre à la question de la sensibilité des modèles aux paramètres sol et aux variables climatiques revient à chercher à savoir si le comportement des modèles va être très variable si l'on change de type de sol ou d'année climatique. Si le comportement des modèles change, de la même façon, les valeurs des  $\sqrt{E_{qm}}$  vont changer. On peut donc utiliser ce critère synthétique.

Les deux figures ci-dessus permettent de regarder le comportement des écarts en fonction des sols et indépendamment des années, d'une part, et, d'autre part, en fonction des années, indépendamment des sols. On voit que la dispersion entre  $\sqrt{E_{qm}}$  est plus élevée lorsqu'on regroupe les simulations par année (et cela pour chaque année) que lorsqu'on les regroupe par type de sol. Cela est systématique en ce qui concerne les écarts de stock et reste vrai pour chacun des écarts

M1M2, M2M3 et M1M3. On peut donc conclure à une plus grande sensibilité de la hiérarchie des trois modèles au type de sol qu'à l'année climatique. Il s'agit cependant de rester très prudent car on a vu précédemment que les trois années prises sont peu différentes. De la même façon, il faut rappeler qu'il s'agit de comparaison de modèles deux à deux et non de validation d'un modèle par des mesures expérimentales.

### 5.3. Quantification de l'erreur relative entre modèles

On cherche ici à répondre à la question (3): quelle erreur fait-on si on prend un modèle plutôt qu'un autre? C'est la question que l'on est en droit de se poser lorsqu'on ne dispose pas de validation.

Suivant la préoccupation de l'utilisateur, l'erreur moyenne ou l'erreur maximum sera la plus intéressante. De plus, l'utilisateur peut se poser la question de savoir si en prenant un pas d'intégration de plusieurs jours il annulerait des erreurs journalières. On va donc successivement étudier l'erreur moyenne, l'erreur maximum et l'influence éventuelle d'un pas de temps d'intégration.

#### 5.3.1. Erreur moyenne sur les données journalières et cumulées

La moyenne des  $\sqrt{E_{qm}}$  sur les données journalières d'ETR est fournie par le tableau 6.4..

On remarque en premier lieu que le comportement des écarts entre modèles qu'on a remarqué au paragraphe précédent reste vrai en ce qui concerne l'ETR cumulée.

Par ailleurs, on voit qu'en substituant l'un des modèles par un autre on fait une erreur de 0.05 à 0.08 cm sur l'ETR journalière et de 1.67 à 2.98 cm sur l'ETR cumulée. Cela représente respectivement 30 à 40% de l'ETR journalière moyenne et 5 à 9% de l'ETR cumulée moyenne. L'erreur est donc globalement peu élevée en ce qui concerne l'ETR cumulée et importante pour ce qui concerne les données journalières. A titre indicatif et comme prévu, l'erreur sur le stock hydrique journalier est beaucoup plus faible et représente 8 à 15% du stock hydrique final.

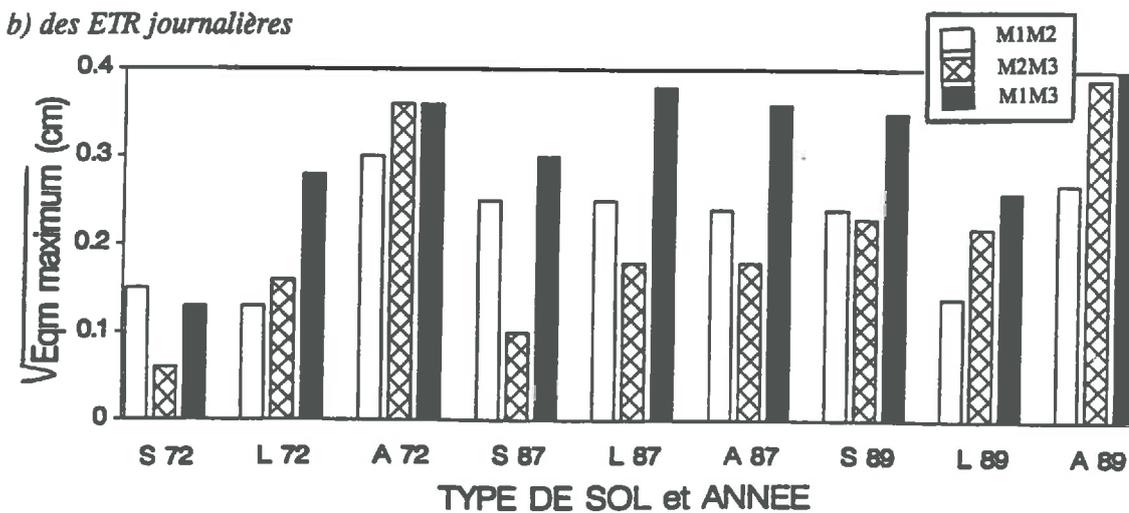
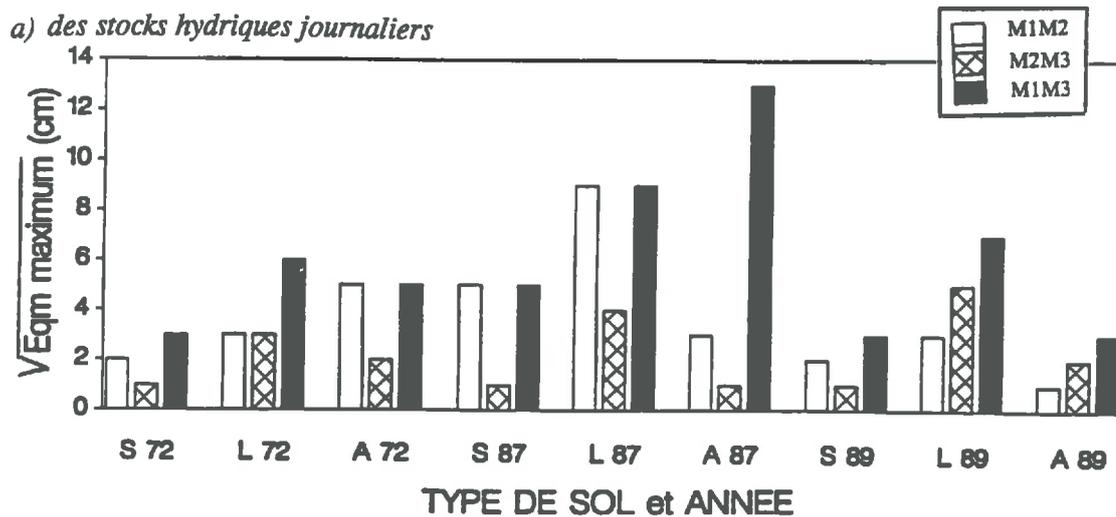
**Tableau 6.4.:** Valeurs des  $\sqrt{E_{qm}}$  des ETR journalières et cumulées, toutes années et tous sols confondus.

	M1M2	M2M3	M1M3
<b>ETR journalières</b>			
$\sqrt{E_{qm}}$ :			
-en valeur absolue:	0.06	0.05	0.08
-en valeur relative (par rapport à l'ETR journalière moyenne):	37%	30%	49%
<b>ETR cumulées</b>			
$\sqrt{E_{qm}}$ :			
-en valeur absolue:	1.67	2.83	2.98
-en valeur relative (par rapport à l'ETR cumulée moyenne):	5%	9%	9%

### 5.3.2. Erreur maximum sur les données journalières

La figure 6.7. présente les écarts maximum entre modèles observés sur le stock hydrique et l'ETR pour chaque sol et chaque année.

Figure 6.7.:  $\sqrt{E_{qm}}$  maximum des ETR journalières (cm) pour les trois modèles pris deux à deux a) des stocks hydriques journaliers, b) des ETR journalières.



L'observation de ces graphiques met en évidence un comportement très différent des deux termes du bilan hydrique considérés:

- les  $\sqrt{E_{qm}}$  maximum concernant l'ETR sont peu différents suivant les différents sols et les différentes années;
- par contre, il y a des différences marquées au niveau des stocks hydriques.

On observe en effet un écart de près de 140 mm entre le stock simulé avec M1 et ceux simulés avec M2 et M3 pour le sol V65 en 1987. Cela s'explique par le fait qu'en 1987, une très forte pluie est intervenue alors que le sol était proche de la capacité de rétention. De ce fait, le module d'infiltration de M1 fonctionnant selon la loi du "tout ou rien" a fait immédiatement passer cet excédent sous forme de drainage. Au contraire, les modèles M2 et M3 ont tenu compte de la faible perméabilité du sol argileux et ont accumulé une partie de cette excédent dans le sol, au-delà de la capacité de rétention. D'où ce fort écart observé entre M1, d'une part, et M2 et M3, d'autre part. On notera cependant que cet écart est ponctuel car dû à un phénomène ponctuel. L'ETR, au contraire, n'est pas sensible à ce type d'événement: la teneur en eau du sol étant toujours à un niveau élevé, il n'y a aucune influence sur l'ETR qui reste égale à l'ETP.

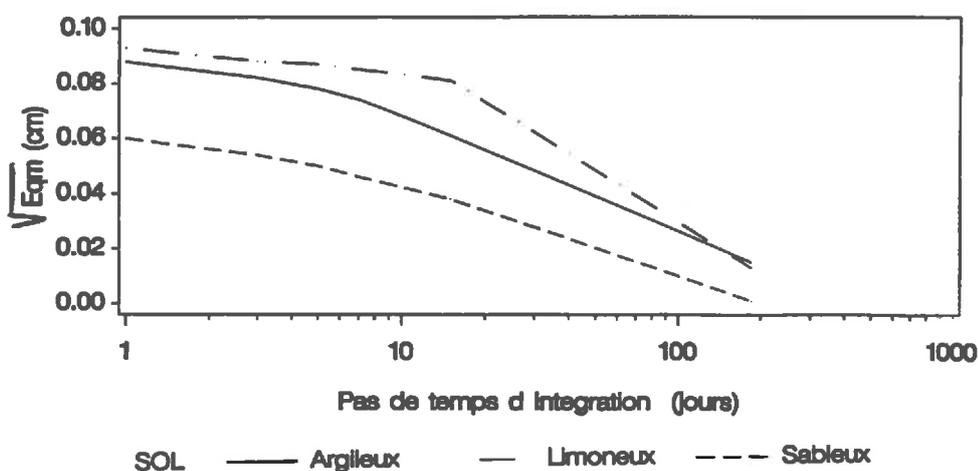
Le module de simulation du drainage a donc peu d'influence sur l'ETR. Or ce terme du bilan hydrique est le plus important lorsqu'on se situe dans un cadre d'évaluation du bilan hydrique tel que l'avertissement à l'irrigation.

### 5.3.3. Influence du pas de temps d'intégration

On a constaté dans les paragraphes précédents que les erreurs que l'on pouvait faire en substituant un modèle par un autre étaient en moyenne de 8 à 15% du stock hydrique final (avec un maximum de 48%) et de 37 à 49% de l'ETR journalière (avec un maximum de 255%). Le problème reste de savoir si, sur une période de quelques jours, ces différences entre modèles ne s'annuleraient pas. Dans ce cas, les modèles deviendraient équivalents en considérant les résultats des simulations non pas sur un jour mais sur une période plus longue.

Pour tester cette hypothèse, nous avons choisi 5 pas de temps d'intégration: 1, 3, 5, 7 et 15 jours ainsi que toute la durée du cycle de croissance du blé. Pour chacun des pas d'intégration de p jours, nous avons calculé chaque terme du bilan hydrique au jour j comme étant la moyenne des valeurs obtenues sur les p jours encadrant j. A partir des ETR et stocks hydriques ainsi recalculés, nous avons calculé les  $\sqrt{E_{qm}}$  entre modèles pris deux à deux comme précédemment. La figure 6.8. présente les résultats obtenus pour l'ETR, l'année 1987 et entre les modèles les plus différents: M1 et M2.

Figure 6.8.: Valeur de la racine carrée de l'écart quadratique moyen ( $\sqrt{E_{qm}}$ ) entre ETR journalières des modèles M1 et M2. Evolution en fonction du pas de temps d'intégration.



On constate que  $\sqrt{E_{qm}}$  n'évolue quasiment pas pour un pas de temps d'intégration court quel que soit le type de sol. Le seul changement qui intervienne de manière significative a lieu entre 15 jours et la durée totale du cycle. On peut donc estimer que les erreurs, en moyenne, ne se compensent pas sur une courte période. Au contraire, elles s'accumulent. Par contre, sur une période un peu plus longue mais que nous n'avons pas déterminée, ces erreurs se compensent en partie.

#### 5.4. Conclusion

Cette analyse critique nous a permis de mieux connaître le comportement comparatif des trois modèles de bilan hydrique choisis. On a, en particulier, vu qu'il existait un ordre constant entre ces modèles: M2, modèle intermédiaire par construction, se dégage comme ayant également un comportement intermédiaire. La différence entre ces trois modèles est toutefois faible, surtout lorsque l'on considère les données cumulées en fin de cycle. En effet, les erreurs journalières s'annulent en partie sur des périodes supérieures à 15 jours.

Dans la suite de ce travail, on privilégiera l'ETR cumulée en fin de cycle, qui est le terme le plus important du bilan hydrique lorsqu'il s'agit de faire de l'avertissement à l'irrigation. A partir de cette analyse, on ne peut pas déterminer exactement le montant de l'erreur de structure de ces trois modèles puisque aucune validation n'a été faite. En revanche, on peut dire que si l'un de ces modèles représentait la réalité, l'erreur de structure des autres modèles serait d'au plus 2.98 cm en moyenne.

*Il en est ici comme de tous les autres arts: le modèle qui réussit le mieux en petit souvent ne peut s'exécuter en grand.*

*Buffon (1707-1788)*

*Demandez à celui qui touche aux cartes si elles ne lui représentent que cela. (...) Il y a plus de science au fond d'un cornet que n'en a rêvé d'Alembert.*

*Alfred de Musset (1810-1857)*

## **QUATRIEME PARTIE:**

### **PROPAGATION DE L'ERREUR D'ESTIMATION SPATIALE DES PARAMETRES SOL**

Dans la première partie, nous avons présenté notre démarche concernant l'étude de la propagation de l'erreur d'estimation spatiale des paramètres sol lors de l'évaluation du bilan hydrique. Après avoir situé le cadre de cette étude, tant du point de vue du milieu physique que des modèles de bilan hydrique employés, il s'agit maintenant d'aborder le problème de manière quantitative. L'objet de ce chapitre est donc, en premier lieu, d'évaluer l'erreur faite sur le bilan hydrique dès lors que l'on utilise des caractéristiques hydrodynamiques du sol elles-mêmes estimées.

Avant d'étudier le bilan hydrique en terme d'erreur due à la variabilité du milieu, nous regarderons si la variabilité des termes du bilan hydrique épouse la même structure spatiale que celle des caractéristiques physiques et hydrodynamiques du sol.

Puis, dans un deuxième temps, nous étudierons cette erreur en nous situant du point de vue de l'utilisateur des outils d'évaluation du bilan hydrique: cartes des sols et modèles de bilan hydrique. Nous regarderons donc, d'abord, l'influence du type de modèle de simulation du bilan hydrique ainsi que celle du type d'échantillonnage des données pédologiques. Puis nous chercherons à nous situer dans des cas plus particuliers où l'utilisateur est intéressé par les résultats de simulation pour une année ou un type de sol donnés.

Enfin, dans un troisième temps, nous adopterons le point de vue du pédologue cartographe qui cherche à évaluer l'utilité du type d'échantillonnage adopté pour l'évaluation du bilan hydrique.

Une discussion finale plus générale, nous amènera enfin à confronter ces résultats aux résultats déjà acquis par ailleurs.

## Chapitre 7

### RESULTATS

#### 1. LES SIMULATIONS DU BILAN HYDRIQUE: PRESENTATION ET RESULTATS GENERAUX

L'ensemble des résultats présentés dans ce chapitre ont été obtenus à partir de simulations du bilan hydrique. Celles-ci ont été faites:

- à l'aide des trois modèles présentés au chapitre précédent: les modèles M1, M2 et M3;
- sur l'ensemble des profils de validation et des profils représentatifs;
- pour 20 années consécutives (de septembre 1970 à août 1990): les données climatiques sont celles de la station météorologique de Saint-Geniès-le-Bas (Hérault), située à l'intérieur de la petite région naturelle de la moyenne vallée de l'Hérault, à une vingtaine de kilomètres à l'ouest du secteur de référence.

La variabilité des conditions climatiques annuelles est mise en évidence par la figure 7.1.. La différence entre pluviométrie et ETP a été choisie car elle permet de prendre en compte les variables climatiques intervenant de manière prépondérante sur le bilan hydrique. Elle est calculée pour la durée du cycle cultural, c'est-à-dire du semis à la récolte. Le semis peut s'étaler du mois d'octobre au mois de décembre, selon les conditions climatiques et les disponibilités de l'exploitant agricole. Pour faciliter le travail de simulation, la date de semis a été fixée au 320<sup>ème</sup> jour de l'année (15 ou 16 novembre) quelle que soit l'année. La date de récolte, en revanche, est fixée par le module de simulation de la phénologie.

Les deux termes du bilan hydrique sur lesquels porteront les résultats sont le stock hydrique final et l'ETR cumulée en fin de cycle cultural, ce dernier terme étant le plus important du bilan hydrique. La variabilité inter-annuelle et intra-annuelle de l'ETR cumulée est présentée, pour le modèle M2, par la figure 7.2.. L'ETR cumulée moyenne varie de 26 à 48 cm, mais cette variation ne présente aucune relation simple avec le bilan P-ETP. Au sein d'une même année, l'écart entre la valeur minimum et la valeur maximum de l'ETR cumulée est quasi constante. Les simulations faites avec les modèles M1 et M3 présentent des résultats peu différents que l'on pourra consulter en annexe n°11. Rappelons que le modèle M2 s'est avéré avoir un comportement intermédiaire (cf. chapitre 6).

Figure 7.1.: Valeur du bilan P-ETP (cm) pour la durée du cycle cultural du blé pour 20 années consécutives. Données climatiques de Saint-Geniès-le-Bas (Hérault).

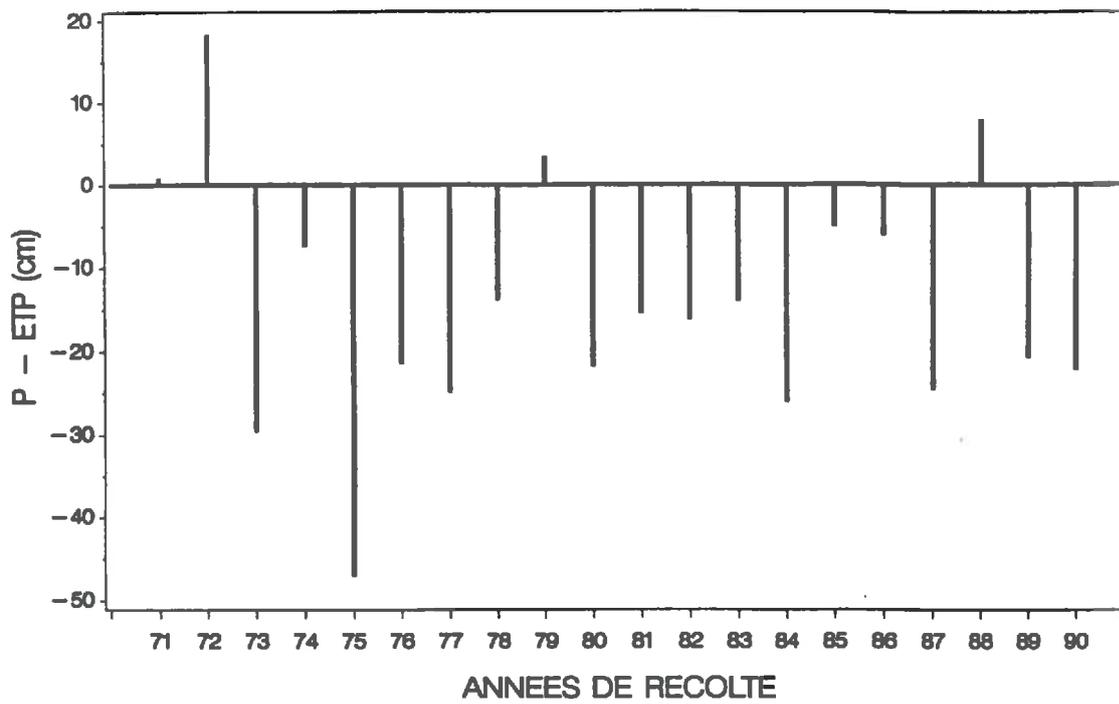
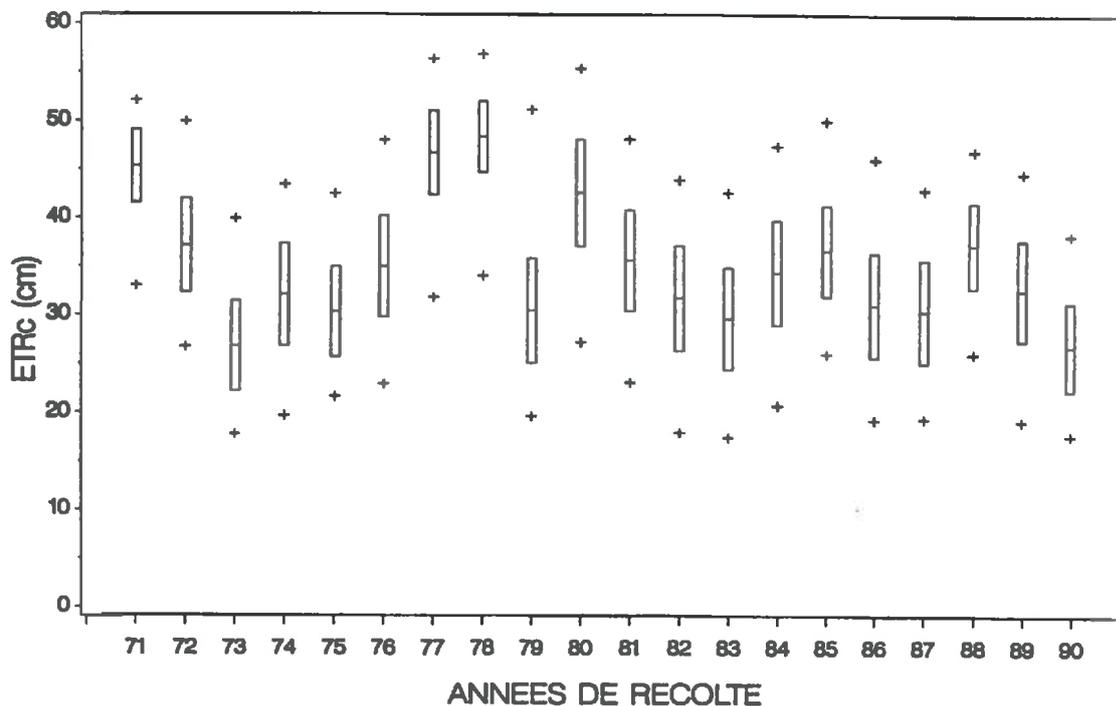


Figure 7.2.: Variabilité spatiale au sein des secteurs d'étude de l'ETR cumulée simulée avec le modèle M2, pour chaque saison de culture du blé entre 1970 et 1990. La moyenne est représentée par le centre de chaque barreau, les extrémités correspondent à la moyenne plus ou moins l'écart-type et les croix représentent les valeurs minimum et maximum.

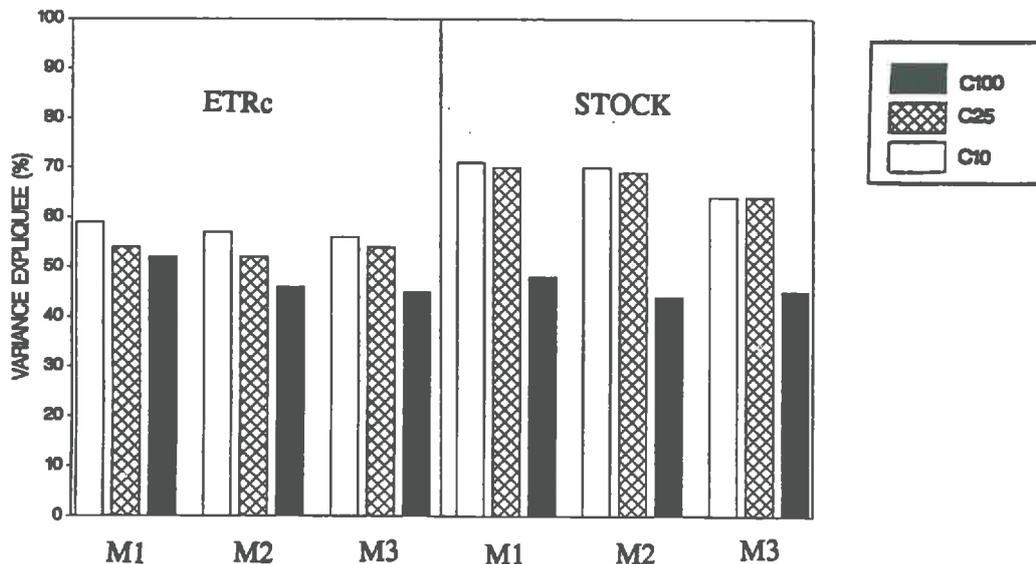


## 2. STRATIFICATION DE LA VARIABILITE DU BILAN HYDRIQUE SIMULE PAR LES CLASSIFICATIONS DES CARTES DE SOL

Avant que les termes du bilan hydrique simulé ne soient étudiés en terme d'erreurs d'estimation, il est intéressant de regarder si la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol, mise en évidence au chapitre 4, est transmise aux termes du bilan hydrique simulé.

Nous avons donc réalisé une analyse de variance par année pour l'ensemble des points de validation et des profils de référence et pour deux termes du bilan hydrique simulé: le stock hydrique final (STOCK) et l'évapotranspiration cumulée sur la durée du cycle de culture (ETRc). Nous avons calculé sur l'ensemble des années les valeurs moyennes des variances intra-unité et des variances totales de manière à dégager la part de variabilité expliquée par la classification en unités cartographiques. L'analyse a été réalisée pour les trois types de cartes définis en deuxième partie. Les résultats sont présentés dans la figure suivante, pour chacun des types de simulation.

Figure 7.3.: Pourcentages de variance expliquée ( $1-s_w^2/s_t^2$ ) par les classifications des cartes C10 (représentée en blanc), C25 (en croisillons), C100 (en noir) pour les deux termes du bilan hydrique considéré: évapotranspiration réelle cumulée sur tout le cycle (ETRc) et stock hydrique final (STOCK).



La figure ci-dessus met en évidence plusieurs points:

- il y a peu de différence entre les différents modèles;
- la variabilité des termes du bilan hydrique sur les secteurs de référence est bien stratifiée par les classifications des cartes C10 et C25 (pourcentages supérieurs à 50%), et moins bien par la classification de la carte C100;
- la perte observée entre les cartes C25 et C100 n'est cependant pas très importante pour l'ETR cumulée. Elle est plus nette pour le stock hydrique, terme pour lequel on retrouve des valeurs

tout à fait comparables à celles que l'on trouve pour les caractéristiques hydrodynamiques des horizons de surface.

Il est toutefois difficile de relier directement ces deux analyses. En effet, le bilan hydrique est une variable intégratrice, prenant en compte de multiples paramètres du sol et cela, pour les différents horizons du profil. De l'autre côté, la première analyse de variance a été faite séparément pour chacun des paramètres sol mesurés et pour l'horizon de surface seulement. La profondeur du sol, le nombre d'horizons n'ont par exemple pas été pris en compte alors qu'ils interviennent dans le calcul du bilan hydrique. Par ailleurs, le fait que l'on ne trouve pas les mêmes valeurs pour l'ETR cumulée et pour le stock hydrique final peut s'expliquer du fait que les deux termes ne varient pas de la même façon au cours du cycle: le stock final dépend fortement du niveau du stock initial et des bornes prises pour le réservoir tandis que l'ETR a beaucoup plus de degrés de liberté.

Cette première analyse nous donne donc un premier type d'informations sur l'aptitude des cartes des sols à rendre compte de la variabilité du bilan hydrique: les cartes C10, C25 et C100 stratifient aussi bien la variabilité des termes du bilan hydrique simulé que les caractéristiques physiques des sols n'ayant pas servi directement à la cartographie. Les cartes C10 et C25 se distinguent par une meilleure stratification de ces termes, et en particulier du stock hydrique final. Cette analyse ne permet cependant pas de donner une mesure quantitative de l'erreur faite sur le bilan hydrique en utilisant de telles cartes. Les paragraphes suivants vont compléter cette première approche.

### **3. PROPAGATION A TRAVERS DES MODELES DE BILAN HYDRIQUE DE L'ERREUR D'ESTIMATION DES PARAMETRES SOL A PARTIR DE DIFFERENTS TYPES D'ECHANTILLONNAGE**

#### **3.1. Mesure globale de l'erreur sur le bilan hydrique**

L'erreur sur le bilan hydrique, pour un point donné (PV), est mesurée par l'écart quadratique entre ce point PV et le profil représentatif PR de l'unité à laquelle il appartient. On dispose donc de 1700 mesures d'erreurs (85 couples de points (PR, PV) sur 20 ans), et cela pour chacun des modèles de bilan hydrique M1, M2 et M3.

En étudiant l'erreur globale sur le bilan hydrique, c'est-à-dire toutes années et tous types de sol confondus, on rejoint le point de vue de l'aménageur qui cherche à évaluer le bilan hydrique en tout point d'une région et pour différentes années (par exemple, pour étudier les possibilités d'implantation de nouvelles cultures). Il n'est pas intéressé par la connaissance de l'erreur faite en un point spécifique ou pour une année spécifique. Son souci est de minimiser globalement l'erreur sur l'ensemble des points de la surface et quelle que soit l'année pour un coût expérimental donné. Le choix des outils qui lui permettront d'atteindre cet objectif est essentiel. Ces outils sont notamment les documents issus des prospections pédologiques et les modèles de bilan hydrique. Dans la présentation qui suit nous prendrons garde de noter l'influence de ces deux types d'outils sur le montant de l'erreur globale.

### 3.1.1. Résultats généraux sur l'erreur globale

Les résultats concernant l'erreur sur le bilan hydrique, toutes années et tous sols confondus, sont rassemblés dans le tableau 7.1.. Pour chaque combinaison de carte et de modèle, le biais ( $E[\epsilon_s]^*$ ), l'écart quadratique moyen ( $r^{2*}$ ) et la variance d'erreur ( $s^2(\epsilon_s)$ ) ont été calculés.

*Tableau 7.1.: Estimations des biais ( $E[\epsilon_s]^*$ ), écarts quadratiques moyens ( $r^{2*}$ ) et variance d'erreur ( $s^2(\epsilon_s)$ ) de l'ETR cumulée et du STOCK final simulés à l'aide de trois modèles de bilan hydrique et pour trois types d'échantillonnage pédologique. 20 ans et 85 PV, soient 1700 écarts*

modèle	carte	$E[\epsilon_s]^*$ (cm)	$r^{2*}$ (cm <sup>2</sup> )	$s^2(\epsilon_s)$ (cm <sup>2</sup> )
<b>ETRc</b>				
M1	C10	-0.233	13.28	13.23
	C25	-0.207	13.49	13.45
	C100	-0.132	18.10	18.08
M2	C10	-0.187	18.41	18.38
	C25	-0.058	18.52	18.52
	C100	-0.469	23.63	23.41
M3	C10	-0.312	15.38	15.28
	C25	-0.191	14.94	14.90
	C100	-0.957	21.21	20.29
<b>STOCK</b>				
M1	C10	0.778	22.01	21.40
	C25	1.578	22.32	19.83
	C100	-0.996	32.66	31.67
M2	C10	0.830	23.29	22.60
	C25	1.621	23.41	20.78
	C100	-0.958	33.66	32.74
M3	C10	0.942	24.39	23.50
	C25	1.750	25.28	22.22
	C100	-0.469	32.11	31.89

La justesse, c'est-à-dire le choix des PR, n'a que peu d'influence sur le montant total de l'erreur quadratique: le biais ( $E[\epsilon_s]^*$ ) est très faible, voire non significativement différent de zéro (annexe n°6) et on note, en particulier sur l'ETR cumulée, le peu de différence entre la variance d'erreur et l'écart quadratique moyen. L'hypothèse d'indépendance des erreurs sur laquelle nous avons basé la décomposition de l'erreur globale faite sur le bilan hydrique est donc en partie justifiée ici.

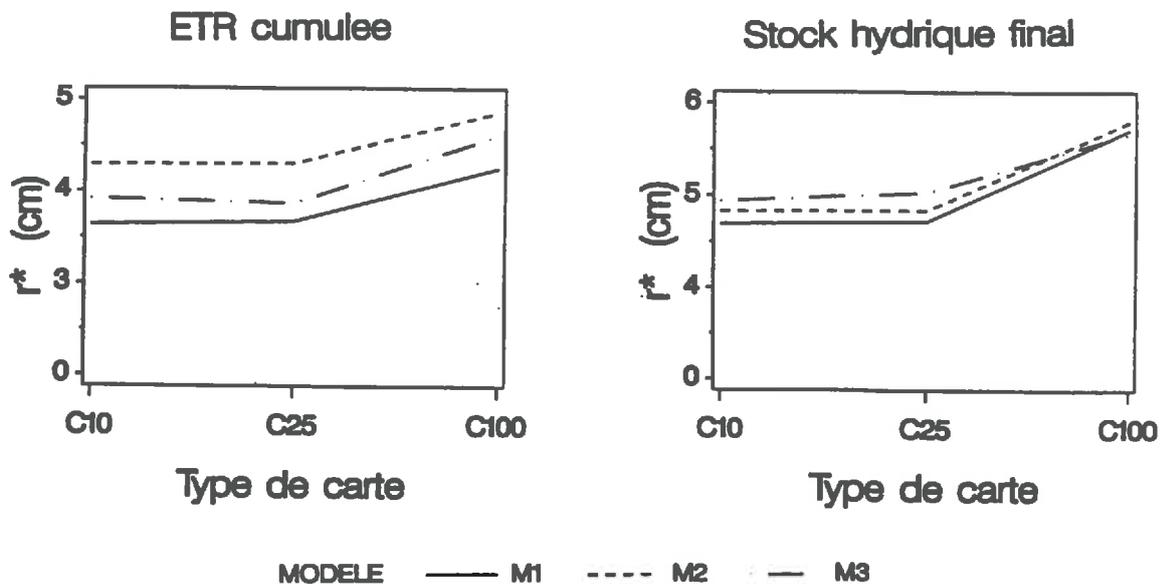
Dans ce qui suit, nous nous intéresserons donc prioritairement à l'écart quadratique moyen ( $r^{2*}$ ), sans distinguer explicitement ce qui relève de la précision de ce qui relève de la justesse. Pour

pouvoir exprimer ces erreurs dans la même unité que les termes du bilan hydrique simulé, nous prendrons la racine carrée de l'écart quadratique moyen ( $r^*$ ). Exprimée ainsi, l'erreur moyenne due à la propagation des incertitudes d'estimation des données pédologiques varie de 3.64 cm à 4.86 cm sur l'ETR cumulée (soit 11 à 14% de l'ETR cumulée moyenne) et de 4.69 cm à 5.80 cm sur le stock hydrique final (soit 33 à 41% du stock hydrique total) (annexe n°6).

### 3.1.2. Influence du type de modèle de bilan hydrique et du type d'échantillonnage sol sur le montant de l'erreur globale

Pour comparer les différents types de modèles, d'une part, et les différents types d'échantillonnage sol, d'autre part, nous nous baserons sur la figure 7.4. qui représente les  $r^*$  (valeurs exactes en annexe n°6) en fonction du type de carte des sols pour chacun des trois modèles M1, M2 et M3.

Figure 7.4.: Racine carrée de l'écart quadratique moyen ( $r^*$ ) en fonction du type de carte pour les différents modèles pour chacun des deux termes du bilan hydrique simulé



#### 3.1.2.1. Influence de l'échantillonnage sol

Lorsque l'on s'intéresse à l'évolution de l'erreur en fonction du type de carte, la figure 7.4. rappelle fortement les résultats obtenus avec l'analyse de variance sur les termes du bilan hydrique simulé. On constate en effet que la hiérarchie entre les types de cartes est conservée: l'erreur croît lorsque l'on passe de la carte C10 (forte densité d'échantillonnage) à la carte C100 (faible densité d'échantillonnage). De plus, la différence d'erreur faite en utilisant la carte C10 ou la carte C25 est quasiment nulle. On retrouve donc ici des résultats que l'analyse de variance laissait entrevoir.

On voudrait cependant répondre encore à deux questions:

- que représente, quantitativement et en terme d'erreur, cette différence entre cartes?
- peut-on considérer ces trois cartes (et en particulier les cartes C10 et C25) comme réellement différentes?

Pour répondre à la première question, nous précisons qu'il n'y a jamais plus de 0.1 cm d'écart entre les  $r^*$  faites avec la carte C10 et celles faites avec la carte C25. En revanche, entre les cartes C25 et C100, les différences entre  $r^*$  varient de 0.54 à 0.69 cm sur l'ETR cumulée et de 0.13 à 1.02 cm sur le stock hydrique final.

Quant à la deuxième question, la hiérarchie dégagée ci-dessus et le faible écart de  $r^*$  entre cartes C10 et C25 nous laissent penser que ces deux cartes ne sont pas très différentes en ce qui concerne les erreurs induites sur le bilan hydrique simulé.

Nous retiendrons donc que l'évolution de l'erreur sur le bilan hydrique due à l'estimation spatiale des données pédologiques est conforme à la hiérarchie définie par les niveaux de classification pédologique.

Les cartes C10 et C25 ont des comportements très voisins, ce qui peut s'expliquer par leur mode de construction: elles ne se différencient en effet que par le nombre d'unités de sol, la densité de sondage de départ étant la même. Le regroupement des unités de sol semble donc intéressant du point de vue de l'erreur d'estimation des données pédologiques.

La carte C100, au contraire, se distingue par un surplus d'erreur sur l'ETR cumulée simulée de l'ordre de 0.6 cm.

### *3.1.2.2. Influence du type de modèle de bilan hydrique*

En ce qui concerne les modèles de bilan hydrique, la figure 7.4. nous permet de dégager les observations suivantes:

- les écarts de  $r^*$  entre modèles varient de 0.20 à 0.65 cm sur l'ETR cumulée et de 0.04 à 0.31 cm sur le stock final;
- une hiérarchie existe entre le modèle M1 et les deux autres modèles: l'erreur sur le bilan hydrique simulé avec M1 est toujours inférieure (ou égale) à celle qui est faite lorsque l'on simule le bilan hydrique avec l'un ou l'autre des deux autres modèles;
- aucune hiérarchie, par contre, ne peut être établie entre les modèles M2 et M3: l'erreur sur l'ETR cumulée est plus forte pour M2 que pour M3, mais l'inverse est observé sur le stock hydrique final. On aurait pourtant été tenté d'établir une telle hiérarchie au vu des résultats de l'analyse critique (troisième partie).

Le modèle M1 entraîne le plus souvent l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques la plus faible. Il se dégage donc comme étant le modèle qui permet de minimiser au mieux l'erreur due à l'estimation des données pédologiques dans l'évaluation du bilan hydrique. Aucune hiérarchie nette ne se dégage entre les modèles M2 et M3.

## **3.2. Mesure de l'erreur sur le bilan hydrique par année et par unité de sol**

Dans certains cas, l'utilisateur peut être intéressé par l'évaluation du bilan hydrique en un point particulier ou pour une année donnée. Ainsi, un service fiscal peut être amené à évaluer

l'impact d'une sécheresse; il est alors intéressé par l'erreur que l'on peut faire en tout point de la zone touchée pour l'évaluation de la sécheresse. Un agriculteur cherchant à évaluer l'état hydrique des sols de son exploitation sera, lui, intéressé par la connaissance du bilan hydrique en un site spécifique (son exploitation) et pour l'année en cours et, de ce fait, par l'erreur correspondante. Si ce même agriculteur doit, pour cela, investir dans une cartographie de son exploitation et dans un modèle de bilan hydrique, il aura recours à l'évaluation du bilan hydrique sur plusieurs années consécutives. Son choix se fera alors en fonction de l'erreur induite par ces outils sur le bilan hydrique sachant que l'on se situe en un point donné mais quelle que soit l'année. Telle est également, mais pour de plus vastes étendues, la préoccupation des services de lutte contre l'incendie: ils cherchent à pouvoir évaluer l'évolution hydrique du sol et du couvert végétal de chaque secteur sensible au feu et, cela, chaque été.

Dans ce paragraphe, nous présenterons donc les résultats acquis concernant les erreurs faites sur le bilan hydrique connaissant l'année, d'une part, et connaissant l'unité de sol, d'autre part.

### 3.2.1. Erreur sur le bilan hydrique lorsque l'année est connue

Le tableau 7.2. décrit la variabilité interannuelle de  $r^*$  pour chaque combinaison de carte et de modèle. On constate que  $r^*$  varie peu d'une année à l'autre: entre 8 et 11% pour la simulation de l'ETR cumulée et entre 1 et 4% pour la simulation du stock hydrique final. Les modèles M2 et M3 montrent toutefois une plus grande sensibilité aux variations interannuelles que le modèle M1. (Les résultats bruts pourront être consultés en annexe n°7.)

En définitive, la propagation d'erreur varie peu en fonction des conditions climatiques, c'est-à-dire en fonction des points de fonctionnement des modèles.

**Tableau 7.2.:** Coefficients de variation des  $r^*$  (racines carrées des écarts quadratiques moyens) calculés par année pour les modèles M1, M2 et M3, les cartes C10, C25 et C100 et chacun des deux termes du bilan hydrique considérés (Evapotranspiration réelle cumulée et stock hydrique final).

Modèle	M1			M2			M3		
	C10	C25	C100	C10	C25	C100	C10	C25	C100
ETR C.V.	8%	8%	8%	10%	10%	11%	10%	9%	10%
STOCK C.V.	1%	1%	1%	3%	2%	2%	4%	3%	2%

### 3.2.2. Erreur sur le bilan hydrique lorsque l'unité de sol est connue

L'échantillon de validation qui a été pris ne permet pas de calculer une erreur quadratique moyenne unité par unité. En effet, certaines unités ont un nombre de mesures bien trop faible pour être prises en compte. Par conséquent, seules les unités cartographiques ayant plus de 5 points de validation ont été prises en compte pour le calcul des résultats exposés dans ce paragraphe. Notons que le nombre d'unités (UC) ainsi considérées est plus important pour la carte C100 puisque celle-ci possède des unités cartographiques moins nombreuses et plus étendues. Le tableau 7.3. présente,

sous forme de coefficient de variation, la variation inter-unité des erreurs quadratiques moyennes. On remarque que la variation entre unités cartographiques est très importante quel que soit le terme du bilan hydrique considéré. Il faut cependant noter que cette importante variation peut être due au type d'échantillonnage. En effet, un échantillonnage par transect permet une bonne prise en compte du milieu dans son ensemble car les erreurs se compensent d'une unité à l'autre, mais par contre, si l'on considère chaque unité de sol individuellement, ce type d'échantillonnage peut être biaisé: les échantillons sont concentrés sur une partie de l'unité de sol et non répartis dans son ensemble. Toutefois, on a montré que le biais était très faible. L'échantillonnage par transect ne semble donc pas en cause.

En définitive, l'importante variabilité de l'erreur entre unités cartographiques laisse penser qu'il n'est pas possible de se fier à l'erreur calculée sur l'ensemble de la zone ou en une unité donnée pour avoir une idée de l'erreur faite en une autre unité.

**Tableau 7.3.:** Coefficients de variation des  $r^*$  (racines carrées des écarts quadratiques moyens) calculés par unité de sol pour les modèles M1, M2 et M3, les cartes C10, C25, C100 et chacun des deux termes du bilan hydrique considérés (Evapotranspiration réelle cumulée et stock hydrique final).

Modèle	1			2			3		
	C10	C25	C100	C10	C25	C100	C10	C25	C100
Carte	5	6	7	5	6	7	5	6	7
Nombre d'UC	5	6	7	5	6	7	5	6	7
ETR									
C.V.	20%	23%	66%	22%	23%	52%	23%	25%	51%
STOCK									
C.V.	48%	43%	50%	44%	39%	46%	52%	43%	40%

#### 4. EVALUATION DE LA METHODE CARTOGRAPHIQUE ADOPTEE EN TERMES D'ERREUR SUR LE BILAN HYDRIQUE

Plaçons-nous maintenant du point de vue du pédologue cartographe. Son intérêt va d'abord être de savoir si la méthode de cartographie qu'il a choisie permet un gain de précision lors de l'évaluation du bilan hydrique sur une surface. En effet, au vu du nombre d'erreurs qui sont faites sur le bilan hydrique simulé (chapitre 2, 1.1.2.), on peut se demander si l'on n'a pas atteint le niveau d'erreur maximum. Dans ce cas, le travail du pédologue pourrait ne pas contribuer à améliorer la précision dans l'évaluation du bilan hydrique. Pour étudier cette hypothèse, nous prendrons en compte le travail du pédologue sous ses deux aspects, à savoir:

1. la délimitation des unités cartographiques;
2. le choix de profils représentatifs.

La méthode de calcul adoptée a été exposée au chapitre 2. Nous y reviendrons brièvement avant de présenter les résultats au sein du tableau 7.4.. Nous noterons désormais "méthode 1" la méthode cartographique complète que nous avons adoptée tout au long de ce travail et "méthodes 2, 3 et 4" les méthodes auxquelles elle sera comparée. Le critère de comparaison est la variance d'erreur. Pour la méthode 1, il s'agit de  $s^2(\epsilon_s)$  définie précédemment (chapitre 2, 1.2.).

**\* Méthode 2:**

Dans un premier temps, nous voulons tester l'intérêt du choix de profils représentatifs, sachant que le travail de délimitation des unités a eu lieu. Pour cela, nous allons comparer la variance des écarts entre PR et PV ( $s^2(\epsilon_s)$ ) et le produit de deux fois la variance intra-unité des termes du bilan hydrique ( $2s_w^2$ ). Cette variance intra-unité est obtenue par une analyse de variance sur les PV. Cela revient à comparer la méthode adoptée à celle qui consisterait à délimiter les unités dans un premier temps, puis à prendre un seul profil, au hasard au sein de chaque unité, pour estimer le bilan hydrique en tous les points de l'unité correspondante.

**\* Méthode 3:**

Dans un deuxième temps, nous envisageons le cas où la délimitation des unités n'est pas faite. Dans ce cas, les PV ne peuvent être affectés à un PR particulier. Nous considérerons donc que les profils sur lesquels sera simulé le bilan hydrique sont pris au hasard sur l'ensemble de la zone. La valeur moyenne des termes du bilan hydrique simulé servira d'estimateur du bilan hydrique pour toute la zone. Nous comparerons donc les variances des écarts entre PR et PV à la somme de la variance totale des termes du bilan hydrique et de cette même variance divisée par le nombre  $n$  de profils choisis au hasard ( $s_t^2 + s_t^2/n$ ). Pour comparer les différents efforts de prospection faits lors des cartographies C10, C25 et C100, nous prendrons des nombres de profils comparables à ceux pris pour la méthode 1, soit  $n=23$  pour la carte C10,  $n=18$  pour la carte C25 et  $n=13$  pour la carte C100.

**\* Méthode 4:**

L'ultime comparaison possible est celle qui consisterait à confronter la variance des écarts de bilan hydrique entre PR et PV à deux fois la variance totale du bilan hydrique sur la surface entière. Cela voudrait dire que l'on ne prend plus qu'un seul profil au hasard sur la surface, celle-ci n'ayant pas fait l'objet de délimitation d'unités au préalable. Il s'agit alors de tester l'apport global de la méthode cartographique adoptée et de l'effort expérimental de collecte de mesures.

Le tableau 7.4. présente pour chaque méthode énoncée ci-dessus les valeurs de variance d'erreur. Chaque combinaison de modèle et de carte des sols est prise en compte, et cela pour chacun des termes du bilan hydrique.

En remarque préliminaire, nous soulignerons que les variances intra-unité et totales ayant servi à calculer les valeurs inscrites dans le tableau 7.4. ont été obtenues à partir d'une analyse de variance sur les PV uniquement. Nous n'avons pas voulu inclure les PR qui n'ont pas été pris au hasard mais choisis. Cependant l'échantillonnage par transect ne permet pas une bonne répartition des échantillons au sein de chaque unité et a tendance à limiter la variance intra-unité. En fait, dans notre cas, l'analyse de variance sur les PV et les PR (annexe n°8) ne change pas sensiblement les résultats acquis avec les seuls PV. Nous nous en tiendrons donc à l'analyse de variance sur les PV.

**Tableau 7.4.:** Evaluation de la méthode cartographique adoptée. Pour chacun des termes du bilan hydrique, pour chaque modèle et chaque type d'échantillonnage:  $\sqrt{s^2(\epsilon_s)}$  ( $s^2(\epsilon_s)$ =variance d'écarts entre PV et PR),  $\sqrt{(2s_w^2)}$  ( $s_w^2$ =variance intra-unité),  $\sqrt{(s_t^2+s_t^2/n)}$  ( $s_t^2$ =variance totale) et  $\sqrt{2s_t^2}$ . Les variances intra-unité et totale ont été calculées uniquement à partir des PV.

Méthode		1	2	3	4
Variance d'erreur		$\sqrt{s^2(\epsilon_s)}$ (cm)	$\sqrt{(2s_w^2)}$ (cm)	$\sqrt{(s_t^2+s_t^2/n)}$ (cm)	$\sqrt{2s_t^2}$ (cm)
<b>ETR</b>					
C10	M1	3.6	4.3	4.6	6.4
C25	M1	3.7	4.5	4.7	6.4
C100	M1	4.3	4.5	4.7	6.4
C10	M2	4.3	4.7	5.0	6.9
C25	M2	4.3	4.9	5.0	6.9
C100	M2	4.8	5.2	5.1	6.9
C10	M3	3.9	4.2	4.5	6.2
C25	M3	3.9	4.3	4.5	6.2
C100	M3	4.5	4.7	4.6	6.2
<b>STOCK</b>					
C10	M1	4.6	3.9	5.5	7.6
C25	M1	4.5	4.2	5.5	7.6
C100	M1	5.6	5.7	5.6	7.6
C10	M2	4.8	4.1	5.6	7.8
C25	M2	4.6	4.1	5.6	7.8
C100	M2	5.7	5.8	5.7	7.8
C10	M3	4.9	4.3	5.5	7.6
C25	M3	4.7	4.3	5.5	7.6
C100	M3	5.7	5.8	5.5	7.6

L'analyse du tableau 7.4. nous permet de dégager trois points:

1) intérêt de la localisation des PR par le pédologue-cartographe au sein de chaque unité: comparaison entre méthode 1 et méthode 2.

Nous constatons clairement deux comportements différents selon que l'on s'intéresse à l'un ou à l'autre des termes du bilan hydrique. En ce qui concerne l'ETR cumulée, la variance d'erreur de la procédure cartographique complète est toujours inférieure à deux fois la variance intra-unité. Le choix des PR au sein des unités par le pédologue procure donc un gain de précision systématique, de 0.4 cm en moyenne et variant de 0.2 à 0.8 cm sur ce terme du bilan hydrique.

Par contre, en ce qui concerne l'estimation du stock hydrique final, on observe une perte de précision en prenant comme estimateur de tous les points de l'unité le profil représentatif de l'unité. Cette perte de précision s'élève à 0.7 cm en moyenne pour la carte C10 et 0.3 cm en moyenne pour la carte C25. Par contre, le choix d'un profil représentatif pour la carte C100 fournit un gain de

précision de 0.1 cm en moyenne. Cette différence de résultats entre cartes s'explique du fait que l'ETR cumulée est beaucoup mieux expliquée par les classifications des cartes C10 et C25 (cf. analyse de variance sur PV seulement en annexe n°8) et les variances intra-unités de ces deux cartes sont faibles. Si le PR a été choisi non comme le profil le plus moyen mais comme le profil le plus caractéristique, il y aura beaucoup d'écart entre PR et PV. La moyenne de l'unité fournira alors de meilleures prédictions. Le cas ne se présente pas avec la carte C100 qui possède une variabilité intra-unité importante: la moyenne de l'unité n'est pas un bon prédicteur.

2) intérêt de la délimitation des unités de sols par le pédologue cartographe: comparaison des méthodes 2 et 3.

A l'exception de la carte C100, toutes les valeurs de  $s_t^2 + s_t^2/n$  sont nettement supérieures à celles de  $s^2(\epsilon_s)$  et de  $2s_w^2$ . Choisir n profils au hasard sur une carte sans délimitation d'unités de sol entraîne donc une importante perte de précision sur le bilan hydrique simulé par rapport au fait de prendre le PR de chaque unité ou même que le fait de choisir un profil au hasard au sein de chaque unité délimitée. La différence entre  $2s_w^2$  et  $s_t^2 + s_t^2/n$  nous permet d'estimer le gain de précision apporté par la délimitation des unités. Cet apport s'élève en moyenne sur l'ETR à 0.3 cm avec la carte C10 et à 0.2 cm avec la carte C25. Sur le stock hydrique final, cet apport est beaucoup plus important: 1.4 cm avec la carte C10 et 1.3 cm avec la carte C25.

La carte C100 doit être considérée à part car moins de 50% de la variance des termes du bilan hydrique est expliquée par cette classification. De ce fait on a:

$$1 - s_w^2/s_t^2 < 1/2$$

$$s_w^2/s_t^2 > 1/2$$

$$2s_w^2 > s_t^2$$

Or, lorsque n est grand,  $s_t^2/n$  est faible, on a donc:

$$2s_w^2 > s_t^2 + s_t^2/n$$

C'est ainsi que nous observons que l'apport de la délimitation de la surface d'étude en unités de sol est nul (tant pour l'ETR que pour le stock final), et que choisir 13 profils au hasard sur cette surface donne même de meilleurs résultats pour le stock final que le fait de prendre les PR choisis par le pédologue pour chacune des 13 unités délimitées.

Pendant, on notera qu'il y a peu d'écart entre chacune des trois valeurs comparées:  $s^2(\epsilon_s)$ ,  $2s_w^2$  et  $s_t^2 + s_t^2/n$ .

De plus, il faut souligner que  $s_t^2 + s_t^2/n$  est une sous-estimation de la variance d'erreur réelle par tirage aléatoire. En effet, avec  $n=13$ , on est loin du cas où le théorème central limite s'applique. Pour un cas réellement aléatoire, il faudrait que n soit grand (au moins supérieur à 30). Dans le cas présent,  $s_t^2 + s_t^2/n$  ne rend pas compte du fait que les n profils peuvent être mal répartis sur la surface. En définitive, lorsque  $s_t^2 + s_t^2/n$  est supérieur aux autres termes de la comparaison ( $s^2(\epsilon_s)$ ,  $2s_w^2$ ), la méthode cartographique procure forcément un gain de précision. Dans le cas contraire, il est difficile de conclure; on peut seulement dire que le gain est nul ou très faible.

3) intérêt global de la carte des sols: comparaison de la méthode 1 et des méthodes 3 et 4.

Celui-ci peut être évalué de deux manières:

- soit l'effort expérimental a été fixé à la description de  $n$  profils, dans ce cas on comparera  $s^2(\epsilon_s)$  à  $s_t^2 + s_t^2/n$ ;
- soit on considère un tel effort comme faisant partie de cette cartographie et dans ce cas on prendra comme comparaison la valeur de  $2s_t^2$ .

Les conclusions de la première situation se déduisent directement des observations faites ci-avant. L'apport de la méthode cartographique est net en ce qui concerne les échantillonnages des cartes C10 et C25. Il est, pour l'ETR, de 0.8 cm tant avec la carte C10 qu'avec la carte C25; pour le stock final, il est de 0.7 cm avec la carte C10 et de 0.9 cm avec la carte C25. Nous observons donc un plus grand bénéfice de la méthode cartographique correspondant à la carte C25. Pour la carte C100, avec un effort expérimental correspondant à la description de 13 profils, il s'avère que la réalisation d'une telle carte est inutile pour un tel objectif et dans les conditions de simulation du bilan hydrique que nous avons utilisées: choisir 13 profils au hasard sur l'ensemble de la surface à inventorier demande moins de travail de prospection et donne un résultat du même ordre.

Si on se situe dans le deuxième cas et que l'on envisage deux options, ou adopter la méthode cartographique ou prendre un profil au hasard sur l'ensemble de la surface pour prévoir le bilan hydrique en tous points de cette surface, il va sans dire que la première option donne des résultats très supérieurs (de 2 cm pour la carte C100 à 2.6 cm pour les cartes C10 et C25 en ce qui concerne l'ETR et de 2 cm pour la carte C100 à 2.9 cm et 3.1 cm pour les cartes C10 et C25 en ce qui concerne le stock hydrique final).

conclusion

Les résultats ci-dessus ne nous permettent pas de dire avec certitude si le gain de précision obtenu grâce à la cartographie des sols vient majoritairement de la localisation des PR ou plutôt de la délimitation des unités. En effet, les résultats ne vont pas dans le même sens pour les deux termes du bilan hydrique considérés. Par contre, on peut affirmer que la méthode d'estimation des paramètres sol fondée sur les approches cartographiques C10 et C25 est un outil essentiel de l'évaluation du bilan hydrique sur une surface de l'ordre d'une petite région naturelle (1000 à 20 000 ha). La carte C100 s'avère par contre inadaptée à un tel objectif. Entre les deux premières cartes, la différence se situe plus au niveau de l'effort expérimental à fournir (nombre de profils à décrire) qu'au niveau de l'échantillonnage de départ qui est le même (la carte C25 est déduite de la carte C10 par regroupement d'unités de sol), ou qu'au niveau des résultats qui sont très voisins:  $r^*$  n'est que peu supérieure à celle induite par la carte C10 et la variance d'erreur  $s^2(\epsilon_s)^*$  est parfois même inférieure à celle de la carte C10 du fait des biais sur le stock hydrique final plus importants avec cette dernière carte. Le choix de la méthode cartographique correspondant à la carte C25 semble donc un bon compromis.

## Chapitre 8

### DISCUSSION

Dans ce chapitre, nous soulignerons d'abord les apports de la méthode d'étude de la propagation d'erreur adoptée dans ce travail, puis nous discuterons les résultats en fonction des travaux de différents auteurs.

#### 1. APPORTS DE LA METHODE ADOPTEE

La démarche adoptée dans ce travail a nécessité l'adoption de choix plus ou moins contraignants. Les limitations qu'ils entraînent ont été présentées au fur et à mesure de ce travail et ne doivent pas être ignorées, puisque la nature des résultats en est affectée. Elles sont principalement relatives à l'échantillonnage par transect. Malgré ces restrictions, cette méthode paraît originale tant du point de vue de la décomposition des erreurs que de l'évaluation de la méthode cartographique.

##### 1.1. Décomposition de l'erreur

Des travaux antérieurs ont déjà abordé la propagation de certaines erreurs au travers des modèles de bilan hydrique. Nous avons en particulier cité Monestiez et Delecolle (1987) pour l'erreur d'estimation de la pluviosité, Stein *et al.* (1988a) et Bregt et Beemster (1989) pour l'erreur d'estimation des données pédologiques et Andersson (1989) pour l'erreur de structure du modèle. Cependant tous ces travaux se sont faits indépendamment les uns des autres et aucun de ces auteurs n'a exposé comment ces différentes erreurs étaient liées les unes aux autres.

Dans le travail présenté ici, nous montrons que l'erreur quadratique totale sur le bilan hydrique simulé peut être décomposée en une somme d'erreurs quadratiques correspondant aux différentes sources d'erreurs. Nous montrons également que cette décomposition ne peut être faite que sous l'hypothèse d'indépendance des différentes sources d'erreur.

Les résultats obtenus nous ont montré que cette hypothèse était vérifiée pour certaines sources d'erreurs. En effet, la variabilité interannuelle de  $r^{2*}$  est très faible, on peut donc en conclure que l'erreur due à l'estimation des données pédologiques est indépendante de l'erreur due à l'estimation des variables climatiques. La dernière étape de la décomposition proposée (passage de l'équation (2.15) à l'équation (2.20)) est donc valide. De leur côté, Monestiez et Delecolle (1987) montrent que le coefficient de corrélation entre l'erreur d'interpolation de la pluviométrie et l'erreur due à la simplification du modèle est très faible. L'hypothèse de non corrélation semble donc justifiée et permet le passage de l'équation (2.14) à l'équation (2.15) : il s'agit en effet du même type de relation entre les erreurs qui y sont considérées.

Par ailleurs, on peut se demander si l'équation (2.20) exprimant MSEP en fonction des erreurs quadratiques moyennes et des biais ne pourrait pas être simplifiée. En effet, si certains biais étaient faibles ou nuls, certains termes croisés de l'équation pourraient ne pas dépasser 10% de

MSEP et être négligés. Ainsi, pour le terme de bilan hydrique majeur (l'ETR cumulée), l'erreur moyenne d'estimation spatiale des données pédologiques (ou biais) est très faible, voire statistiquement non différente de zéro. En moyenne, ce biais est égal à - 0.3 cm, et si l'on ne considère que les cartes C10 et C25, il est égal à - 0.2 cm. Par conséquent, si l'un des biais dû aux autres erreurs de simulation est inférieur ou égal à 1 cm, on peut estimer le produit de ces biais négligeables. Par ailleurs, Monestiez et Delecolle (1987) estiment le biais dû à l'estimation spatiale des variables climatiques égal à 0.8 cm. Au vu de cette valeur, on peut simplifier l'équation 2.20 de manière à obtenir:

$$\begin{aligned} \text{MSEP} = & E[\epsilon_v^2] + E[\epsilon_m^2] + E[\epsilon_c^2] + E[\epsilon_s^2] \\ & + 2E[\epsilon_m]E[\epsilon_c] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_m] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_c] + 2E[\epsilon_m]E[\epsilon_s] + 2E[\epsilon_v]E[\epsilon_s] \end{aligned} \quad (2.20)$$

Les résultats de différents auteurs (cf. tableau 8.3) permettent d'évaluer le biais des modèles à 0.2 à 0.7 cm en valeur absolue, ce qui permettrait de simplifier encore l'équation ci-dessus. Cependant, on peut penser que ces dernières valeurs pourraient être majorées car les validations des modèles ne sont généralement faites qu'à l'intérieur du domaine de validité des modèles, or dans le cas de la spatialisation du bilan hydrique, il importe de considérer également les sites se trouvant en dehors de ce domaine. En l'absence de validation des modèles sur des sites variés et en l'absence de toute estimation du biais dû au choix des variables d'entrée des modèles, nous ne pouvons raisonnablement pas poursuivre la simplification de l'équation de décomposition de l'erreur globale faite sur le bilan hydrique.

## 1.2. Evaluation de la méthode cartographique

Ce travail a également proposé une méthode d'évaluation des cartes des sols utilisées pour un objectif d'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale. Jusqu'à présent, les travaux d'évaluation du bilan hydrique avaient utilisé, voire comparé, des méthodes d'estimation des données pédologiques variées (cartographies traditionnelles, krigeage), supposant ainsi que le recours à de telles méthodes était indispensable. Dans ce travail, nous avons voulu montrer de manière quantifiable que le recours aux méthodes cartographiques pédologiques améliorerait effectivement l'estimation des paramètres sol dans le cadre de l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale. Nous avons, en outre, décomposé en deux étapes ce travail d'évaluation, de manière à mettre en évidence l'influence des deux étapes de la cartographie: la délimitation des unités de sol et la localisation des profils représentatifs. Une telle décomposition est, à notre connaissance, originale et mériterait d'être renouvelée sur d'autres sites de manière à pouvoir en dégager des conclusions plus générales.

## 2. CONSIDERATIONS SUR LES RESULTATS

Les résultats de ce travail portent sur la mesure de la propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques à travers trois modèles de bilan hydrique. Nous avons regardé l'effet de cette erreur sur deux termes du bilan hydrique: l'évapotranspiration cumulée et le stock hydrique en fin de cycle. Différentes densités d'échantillonnage ont été comparées.

Nous discuterons d'abord le montant de cette erreur, indépendamment de considération sur les cartes ou les modèles employés. Puis, nous examinerons de plus près l'effet du choix de la méthode cartographique et de l'échantillonnage qui lui est associé sur cette erreur. Enfin, nous

essaierons de resituer l'influence du modèle et des autres erreurs élémentaires sur l'erreur finale de bilan hydrique.

## 2.1. Mesure de l'erreur due à l'estimation spatiale des données pédologiques

Nous avons vu qu'il n'y avait pas de biais systématique dû au choix des PR pour la majorité des combinaisons de modèle et de carte des sols.  $r^{2*}$  et  $s^2(\epsilon_s)$  sont donc des estimateurs de l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques équivalents. La valeur de  $r^{2*}$  sur les résultats de la simulation du bilan hydrique varie de 3.6 à 4.9 cm sur l'ETR cumulée et de 4.7 à 5.8 cm sur le stock hydrique.

On peut comparer ces résultats à ceux de Stein *et al.* (1991). Ceux-ci se situent dans l'Est des Pays-Bas, sur 404 ha de sols sableux à nappe phréatique plus ou moins profonde. Ils calculent l'erreur due à l'estimation des données pédologiques sur le déficit hydrique simulé. La simulation est réalisée à l'aide d'un modèle requérant la connaissance des courbes  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$ . L'estimation des données pédologiques est faite à l'aide d'une carte pédologique réalisée à l'échelle du 1/10 000 avec la méthode de Wageningen décrite au chapitre 1. Le déficit hydrique sur lequel est fait le calcul d'erreur n'est pas clairement défini, mais on peut supposer qu'il s'agit de la différence entre le stock hydrique simulé et le stock hydrique à la capacité de rétention. Le contexte est donc très différent du nôtre tant du point de vue du milieu d'étude que du modèle utilisé. Par contre, le type de carte des sols et le terme du bilan hydrique observé sont suffisamment voisins des nôtres pour qu'ils puissent nous autoriser des comparaisons. Malheureusement, bien que le bilan hydrique ait été simulé sur trente années consécutives, seul le résultat obtenu pour l'année 1976, particulièrement sèche, est exprimé sous une forme semblable à la nôtre. Malgré toutes ces restrictions, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne due à l'estimation des données pédologiques est semblable à celle que nous avons obtenue avec nos propres données, à savoir 4.5 cm sur le déficit hydrique.

Par conséquent, même si le travail de Stein *et al.* (1991) se distingue du nôtre, il permet cependant d'affirmer que les résultats obtenus sont très voisins.

## 2.2. Evaluation de la méthode cartographique

L'évaluation et la comparaison des cartes des sols pour un objectif de prédiction du bilan hydrique ont été au coeur de notre travail. Nous rappellerons et discuterons ici les résultats de ce travail quant à l'apport des différentes étapes de la cartographie pédologique traditionnelle, et à la comparaison des différents niveaux de classifications pédologiques. Nous rattacherons ces résultats à des considérations sur les coûts d'élaboration des cartes, et, pour finir, nous pondérerons ces affirmations en regardant les résultats obtenus unité de sol par unité de sol.

### 2.2.1. Evaluation de la méthode de cartographie par étapes d'élaboration des cartes

Nous avons comparé trois cartes construites selon la même méthode: la méthode cartographique traditionnelle. Il était intéressant de quantifier l'apport de cette méthode d'estimation des données pédologiques à la précision de l'évaluation du bilan hydrique. En comparant les variances d'erreurs faites lorsque l'on décompose les étapes de la cartographie, nous avons vu que celle-ci, pour une forte densité d'échantillonnage, était, sans nul doute possible, un outil utile à

l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale. Ainsi, si nous n'avions pas utilisé les cartes C10 ou C25 pour estimer les données pédologiques, nous aurions dû majorer l'écart-type d'erreur ( $\sqrt{s^2(\epsilon_s)}$ ) d'ETR cumulée de 0.8 cm (soit de 19 à 22%) et l'erreur de stock hydrique final de 0.7 à 0.9 cm (soit de 15 à 20%). Par contre, la carte C100 a une densité d'information de départ insuffisante pour être un outil déterminant de l'évaluation du bilan hydrique dans les conditions de réalisation qui ont été celles du présent travail. En effet, la stratification de la carte C100 permet d'expliquer moins de 50% de la variabilité des termes du bilan hydrique simulé. Dans ces conditions, l'erreur faite avec ou sans l'aide de la carte des sols est la même (ou très semblable) lorsque le nombre de profils à partir desquels est simulé le bilan hydrique est le même que celui des PR. Une diminution de l'erreur peut alors être obtenue en majorant le nombre de profils pris au hasard sur la surface pour prévoir le bilan hydrique.

A notre connaissance, il n'existe pas d'autre étude qui décompose l'apport d'une méthode cartographique traditionnelle pour l'évaluation du bilan hydrique. Par contre, Stein *et al.* (1991) comparent, dans un contexte d'évaluation hydrique et d'étude de la propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques, la méthode cartographique traditionnelle à deux autres méthodes essentiellement numériques. Celles-ci sont difficiles à présenter clairement car elles sont complexes: la présence de données nombreuses, quantitatives et qualitatives et concernant plusieurs horizons entraînent le recours à plusieurs techniques conjointement (krigeage, polygones de Thiessen...). Il en ressort néanmoins que la méthode cartographique donne des résultats intermédiaires.

La cartographie pédologique traditionnelle est donc un outil très utile à l'évaluation du bilan hydrique, sous réserve que le niveau de classification pédologique et les critères de stratification du milieu s'accordent à l'objectif fixé et aux autres moyens mis en jeu pour atteindre cet objectif. Ainsi, dans les conditions de réalisation de ce travail, les cartes C10 et C25 permettent une amélioration sensible de la précision des termes du bilan hydrique simulé.

### ***2.2.2. Comparaison des cartes des sols selon le niveau de classification pédologique et la densité d'échantillonnage adoptés pour la stratification du milieu***

Dans ce travail, nous avons utilisé trois types de cartes des sols traditionnelles qui se distinguent notamment par la densité d'observations réalisées au départ et le nombre d'unités de sols délimitées et caractérisées (chapitre 3). Les cartes C10 et C25 (forte densité d'échantillonnage) minimisent  $r^*$ , tandis que la valeur de  $r^*$  obtenue avec la carte C100 est beaucoup plus grande: 0.5 à 0.7 cm de plus sur l'ETR cumulée et 0.1 à 1 cm sur le stock hydrique final. Ces résultats étaient attendus, vu qu'ils respectent la hiérarchie d'information existant entre les trois cartes. Ils vont, en outre, dans le même sens que ceux obtenus par d'autres auteurs.

Bregt et Beemster (1989), dont le travail est exposé au chapitre 1 et est du même type que celui de Stein *et al.* (1991), utilisent un échantillonnage plus comparable à celui que nous avons utilisé puisqu'il est basé sur la méthode cartographique de l'équipe de Wageningen (chapitre 1). Ils montrent que l'erreur croît quand on passe d'une carte à grande échelle (1/10 000) à une carte à moyenne échelle (1/25 000) puis à une carte à petite échelle (1/50 000). Ils notent que l'écart d'erreur quadratique d'estimation des données pédologiques entre les cartes au 1/10 000 et au 1/25 000 est plus faible qu'entre les cartes au 1/25 000 et au 1/50 000. Ils expliquent ceci par les nombres

d'unités de chacune des cartes considérées: de ce point de vue là, les cartes au 1/10 000 et au 1/25 000 sont plus proches que les cartes au 1/25 000 et au 1/100 000. Il faut rappeler ici que les trois cartes utilisées par Bregt et Beemster (1989) ont des bases communes: un échantillonnage initial permis de construire la carte au 1/10 000. Par la suite des regroupements d'unités ont permis d'obtenir les cartes au 1/25 000 et au 1/50 000. De ce fait, les contours des unités ont, quelle que soit la carte, la précision permise par l'échantillonnage initial. Dans notre cas, seules les cartes C10 et C25 suivent ce schéma de construction. Et nous observons également peu de différences sur l'erreur quadratique due à l'estimation des données pédologiques entre ces deux types de cartes. Par contre, la carte C100 a été faite de manière totalement indépendante. Par conséquent, l'écart d'erreur quadratique observé entre les cartes C25 et C100 vient d'une différence entre les échantillonnages d'observations initiaux. A une plus grande variabilité des unités de sols (traduite chez Bregt et Beemster (1989) par un regroupement d'unité), s'ajoute une imprécision des contours des unités. Et, effectivement, l'écart entre les cartes C10 et C100 est très nettement supérieur à l'écart entre les cartes au 1/10 000 et au 1/50 000 de Bregt et Beemster (1989).

L'augmentation de la densité d'échantillonnage des cartes pédologiques ainsi que l'augmentation de la précision des contours des unités cartographiques permet d'augmenter sensiblement la précision finale sur le bilan hydrique simulé. Nous constatons ainsi que les cartes C10 et C25 permettent une précision comparable, tandis que la carte C100 est à l'origine d'une erreur d'estimation spatiale des données pédologiques beaucoup plus importante.

### 2.2.3. Situation en termes de coût

Nous avons vu quels étaient les gains ou les pertes en termes d'erreur sur les termes du bilan hydrique lorsque l'on faisait tel ou tel choix de carte. Or, l'aménageur qui aurait à choisir une carte pour prévoir le bilan hydrique en tous points d'une région ne raisonnera pas seulement en terme de précision du résultat. Il confrontera la précision escomptée pour l'évaluation du bilan hydrique au coût de mise en oeuvre de cette évaluation. Nous nous proposons donc ici de faire la synthèse des résultats acquis en termes de coût. Cette synthèse ne pourra se faire indépendamment du choix du modèle utilisé.

En effet, la mise en oeuvre de l'évaluation du bilan hydrique sur une surface hétérogène nécessite le recours à une carte des sols et à un modèle de bilan hydrique conjointement. Le modèle de bilan hydrique nécessite l'acquisition d'un certain nombre de données d'entrée dont l'acquisition est coûteuse. Celle-ci se fera grâce aux observations et mesures fournies par la carte des sols. Les tableaux 8.1. et 8.2. font l'inventaire du nombre d'observations et de mesures correspondant à chaque niveau d'investigation et à chaque modèle.

**Tableau 8.1.:** Comparaison des coûts expérimentaux des modèles M1, M2 et M3.

Modèles	Nombre de points de la courbe de rétention devant être mesurés
M1	2
M2	5
M3	5

Tableau 8.2.: Comparaison des coûts expérimentaux des cartes C10, C25 et C100.

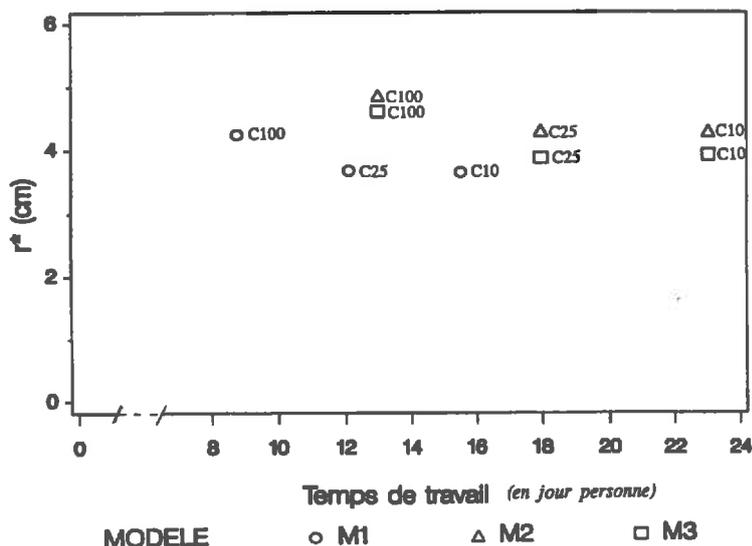
Carte	Nombre de sondages	Nombre de profils à caractériser
C10	835	23
C25	835	18
C100	33	13

Pour confronter l'erreur faite sur le bilan hydrique et le coût induit par les outils nécessaires à l'évaluation, il faudrait pouvoir convertir les objets de la comparaison en une unité commune. Wösten *et al.* (1987) ont recours à une mesure très pragmatique: la devise néerlandaise. Pour cela, ils convertissent l'erreur faite sur le déficit hydrique en une erreur sur le rendement potentiel de la prairie. De même, le coût des cartes est évalué en fonction du coût de construction des RPD et de la densité de sondages théorique (puisque en pratique, la densité de sondage est la même pour toutes les cartes, construites selon le même principe que Bregt et Beemster (1989)). Cette méthode présente l'avantage d'intégrer toutes les données du problème. Cependant, elle est basée sur des relations soumises à la situation économique du moment.

Nous choisissons donc, de notre côté, de confronter les différents coûts expérimentaux aux erreurs faites sur l'ETR cumulée simulée en exprimant les différents termes dans leur mesure d'origine: en mm pour les erreurs et en temps de travail pour les travaux expérimentaux. En pratique, nous ne tiendrons compte que des opérations relevant strictement de l'utilisation des cartes pour l'évaluation du bilan hydrique. En effet, les cartes peuvent avoir d'autres utilisations que celles-ci et, d'ailleurs, avoir déjà été réalisées. Nous n'imputerons donc pas le coût des sondages au coût de mise en oeuvre de l'évaluation du bilan hydrique. Seule la caractérisation hydrodynamique sera considérée dans ce calcul de coût. Elle comprend les prélèvements de mottes à l'emplacement des PR et les mesures de terrain et de laboratoire.

La figure 8.1. représente le montant de l'erreur faite sur l'ETR cumulée simulée en fonction des coûts expérimentaux. Le détail des calculs est en annexe n°9.

Figure 8.1.: Comparaison entre coût et précision sur l'ETR cumulée pour l'évaluation du bilan hydrique avec différentes options de modèles et de cartes: racine carrée de l'erreur quadratique moyenne d'estimation spatiale des données pédologiques sur l'ETR cumulée ( $r^*$  en cm) en fonction du temps de travail (en jour personne) nécessaire à la mise en oeuvre de l'évaluation du bilan hydrique.



Il est clair d'après ce graphique que les modèles 2 et 3 n'apportent d'avantages, ni en terme de propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques, ni en diminution du coût expérimental. De même, il semble évident que C25 présente un avantage net sur C10: peu de différence d'erreur et gain net en temps de travail. En revanche il n'est pas sûr que le supplément de précision apporté par la carte C25 par rapport à la carte C100 compense le supplément de coût nécessaire à la réalisation de cette carte.

Rappelons toutefois que la carte C25 est déduite de la carte C10. L'avantage de la carte C25 sur la carte C10 n'existe donc que si la carte C10 d'origine n'est pas totalement caractérisée d'un point de vue hydrodynamique. Dans ce cas, il est avantageux de faire des regroupements d'unités: ainsi, on réduit le nombre des profils représentatifs et, par conséquent, le coût lié à la caractérisation hydrodynamiques des sols.

Cependant, nous n'avons pris en compte ici que l'erreur due à l'estimation des données pédologiques. Or, un utilisateur cherchant à prévoir le bilan hydrique d'une région, devra en outre prendre en compte les autres types d'erreur entachant le résultat.

#### ***2.2.4. Etude de la propagation de l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques par unité cartographique***

Si l'on considère la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne due à l'estimation des données sol par unité cartographique, celle-ci présente une grande variabilité. Exprimée sous la forme d'un coefficient de variation, elle atteint 20 à 66% pour l'erreur sur l'ETR cumulée et 39 à 52% pour l'erreur sur le stock final. Ces valeurs correspondent à la carte C10 (1/10 000) pour laquelle la variabilité est la plus faible.

D'autres travaux montrent également qu'il existe une grande variabilité de l'erreur due à l'estimation des données pédologiques lorsque l'on considère cette erreur unité par unité. Recalculée sous forme d'un coefficient de variation, elle atteint 47% dans les travaux de Van Kuilenburg *et al.* (1982). Il s'agit là de la variabilité de l'erreur faite sur le stock hydrique simulé pour douze unités de sols d'une carte au 1/10 000. Quant à Stein *et al.* (1988), ils obtiennent une variabilité de l'erreur de 75% lorsqu'ils calculent le déficit hydrique moyen de trente années sur douze unités d'une carte au 1/10 000. S'il ne s'agit pas du déficit hydrique annuel, ce résultat permet toutefois de mettre en évidence la variabilité inter-unité. Ces deux groupes d'auteurs expriment l'erreur par sa variance (calculée grâce à des échantillonnages aléatoires) tandis que nous avons essentiellement considéré l'erreur quadratique moyenne qui est la somme de la variance d'erreur et du biais au carré. Cependant celui-ci est suffisamment faible pour que l'on puisse faire une comparaison directe de tous ces résultats.

Nous voyons donc que la variabilité inter-unité de l'erreur quadratique moyenne d'estimation des données pédologiques est très importante, et cela quelle que soit la structure de l'échantillonnage de validation. L'échantillonnage par transect n'est donc pas en cause et cette variabilité correspond à la variabilité de la variance intra-unité des données pédologiques, paramètres d'entrée des modèles. Ces observations mettent également en évidence que le modèle sur lequel est basée la classification est très approximatif puisqu'il prend comme hypothèse que  $s_w^2$  est homogène pour toutes les unités, ce qui n'est pas vérifié.

### 2.2.5. Synthèse

Il ressort de cette analyse deux points importants:

- les cartes C10 et C25 minimisent l'erreur d'estimation des données pédologiques, ce sont donc de bons outils pour l'évaluation du bilan hydrique;
- la carte C100, au contraire, induit une erreur d'estimation des données pédologiques bien plus importante et apporte peu de gain par rapport au choix aléatoire de profils sur la surface entière. Dans ces conditions, il semble que la carte C100 soit de bien peu d'intérêt pour prévoir le bilan hydrique d'une surface hétérogène.

Il faut cependant souligner que de telles conclusions sont faites à l'issue d'un travail mené dans des conditions de milieu et de climat bien précises, avec des modèles définis, et qu'il serait abusif de les généraliser.

En particulier, si la carte C100 semble inadaptée à l'objectif fixé, il faut, pour expliquer cela, rappeler deux points essentiels:

- la carte C100 stratifie le milieu de manière à mettre en évidence de grands ensembles géomorphologiques homogènes vis-à-vis de la pente, de la position topographique, de la roche-mère, etc... Cette carte permet donc de se faire une bonne idée des conditions aux limites: par exemple, départ ou apport d'eau par ruissellement, présence de remontées capillaires. Par contre cette stratification ne permet pas de définir des unités cartographiques suffisamment homogènes vis-à-vis de la texture, de la structure ou de la densité apparente du sol.

- les modèles M1, M2 et M3 qui ont été utilisés dans ce travail fixent par construction les conditions aux limites: les remontées capillaires ne sont pas prises en compte et le ruissellement est déterminé par la taille du réservoir sans être distingué du drainage profond. La variabilité des conditions aux limites n'est pas prise en compte par ces modèles, seule l'est celle des caractéristiques du réservoir sol.

Dans ces conditions, il est évident que la variabilité exprimée par la carte C100 n'est pas bien valorisée. Les cartes C10 et C25, dont les critères de stratification correspondent aux variables d'entrée sol des modèles, donnent donc de meilleurs résultats. Pourtant, il est également évident que la carte C100 peut fournir des indications puisqu'elle renseigne sur les conditions aux limites. Le travail de Mollet (1991) montre comment ces informations sur les conditions aux limites, données par les cartes des sols, pourraient être mises à profit pour pondérer des résultats de simulation obtenus à partir de modèles simplifiés ne prenant pas en compte la variabilité des conditions aux limites, et, dont, par conséquent, le domaine de validité est peu étendu.

L'intérêt de la carte C100 ne doit pas non plus être négligé, du fait qu'elle permet la localisation des PR selon des critères liés à la géomorphologie. Le bilan hydrique moyen obtenu à partir de ces PR sera donc certainement meilleur que celui qui pourrait être obtenu à partir d'un même nombre de profils pris de manière tout à fait aléatoire sur la surface considérée. En effet, un tirage aléatoire strict présente des risques évidents de sur ou sous-échantillonnage de certaines zones de la surface d'étude.

Enfin, on a pris un seul PR pour caractériser les unités de sol des cartes C10, C25 et C100. Ce choix se justifie tout à fait sur le plan pratique: les mesures sont ainsi localisées en un point unique et le nombre de mesures à faire est directement relié au nombre d'unités cartographiques définies lors de la prospection. On a donc là une règle facile à utiliser. Cependant, pour une carte du type C100, le pédologue cartographe définit souvent plusieurs PR par unité cartographique de

manière à souligner la variabilité intra-unité. Pour savoir si l'erreur diminuerait en prenant plusieurs PR au lieu d'un seul pour ce type de cartographie, il faudrait pouvoir répondre aux questions suivantes:

- lorsque plusieurs PR sont définis, caractérisent-ils des tendances générales de l'unité cartographiques ou caractérisent-ils, pour les uns, la tendance moyenne de l'unité et, pour les autres, des impuretés?
- le nombre des PR choisis pour définir une tendance de l'unité est-il proportionnel à la surface affectée par cette tendance?
- y a-t-il un lien systématique entre la localisation des PR et leurs caractéristiques pédologiques (du type gradient ou "trend" en terme géostatistique)?

Une réponse à ces questions nécessite de travailler directement en relation avec le pédologue cartographe ayant réalisé la carte. Et ce n'est qu'en répondant à ces questions que l'on pourra savoir s'il est justifié de prendre la moyenne du bilan hydrique simulé sur plusieurs PR pour améliorer l'évaluation du bilan hydrique ou s'il vaut mieux prendre un PR unique le plus proche possible du point étudié. Ce travail reste à faire.

## **2.3. Influence des modèles de bilan hydrique et des autres sources d'erreur sur le bilan hydrique final**

### **2.3.1. Comparaison des modèles de bilan hydrique**

Nous avons utilisé trois modèles de bilan hydrique différents et de complexités croissantes. En regardant les résultats d'erreurs obtenus, on constate que seul le modèle M1 (le plus simple) se distingue de l'ensemble des trois modèles. Il minimise l'erreur due à l'estimation des données pédologiques. Celle-ci est ainsi réduite de 0.2 à 0.7 cm sur l'ETR cumulée et de 0 à 0.3 cm sur le stock final. Les deux autres modèles ne s'ordonnent pas de la même manière pour l'ETR cumulée et le stock final. On ne peut donc pas affiner la hiérarchisation des modèles.

Aucun autre travail, à notre connaissance, n'a eu pour objet de comparer différents modèles du point de vue de leur influence sur la propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques. Les comparaisons de modèles ont été faites pour étudier l'erreur due à la structure des modèles (par exemple Andersson, 1989; Hayhoe et De Jong, 1988). Cependant, ainsi que nous l'avons vu au chapitre 1, la tendance est à l'utilisation de modèles de bilan hydrique simples dès que l'interpolation des données pédologiques est requise. Les résultats d'erreurs plus faibles obtenus avec le modèle M1 confortent cette tendance sans toutefois la justifier: les écarts entre modèles sont faibles et l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques n'est pas la seule à affecter le résultat final de bilan hydrique.

Il faudrait donc pouvoir disposer d'une mesure des autres erreurs intervenant sur le bilan hydrique final et, en particulier de l'erreur de structure de ces trois modèles, pour pouvoir choisir en toute connaissance de cause la meilleure combinaison entre un type de modèle et un type de carte en vue de l'évaluation du bilan hydrique à une échelle régionale.

### *2.3.2. Autres types d'erreur affectant l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale*

Ce travail n'avait pas pour objet d'étudier les sources d'erreurs autres que l'estimation des données pédologiques: erreur de structure des modèles, erreur d'estimation spatiale des variables climatiques principalement. Cependant il est bon de resituer les valeurs approximatives de toutes ces erreurs les unes par rapport aux autres dans la mesure du possible. Nous présenterons donc rapidement ici des résultats obtenus par d'autres auteurs sur ces sources d'erreur supplémentaires.

#### *2.3.2.1. Erreur due à l'estimation spatiale des variables climatiques*

Monestiez et Delecolle (1987) ont travaillé sur l'évaluation du bilan hydrique de la région de Vichy (France). Les valeurs de pluviosité ont été estimées par krigeage universel à partir des mesures faites aux points du réseau secondaire de la Météorologie Nationale. La simulation du bilan hydrique a été faite à l'aide du modèle de Choissnel (1977) en partie simplifié pour la prise en compte des variables climatiques. L'écart entre la valeur simulée et la valeur mesurée de la réserve hydrique a été observée à la fin de chaque décade pendant 24 ans. L'erreur due à l'estimation des variables climatiques a été mesurée par l'écart quadratique moyen. Cette erreur est de 1.5 cm. Elle est à prendre avec précaution car elle a été mesurée en un seul site. Elle donne cependant une idée de sa valeur. On remarque qu'elle est inférieure à l'erreur due à l'estimation des données pédologiques mais l'intervalle de temps pris pour le calcul de ces deux erreurs est différent, et si l'on se rapportait à la réserve hydrique en fin de cycle, on peut penser que cette erreur serait plus importante. Le biais est par contre nettement supérieur à celui dû à l'estimation spatiale des caractéristiques du sol. L'estimation spatiale des variables climatiques semble donc être également un point-clé de l'amélioration de l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale.

En ce qui concerne l'évapotranspiration potentielle, aucun calcul d'erreur d'estimation spatiale n'a été fait à notre connaissance. Nous n'avons donc aucun moyen pour connaître sa valeur approximative.

#### *2.3.2.2. Erreur due à la structure du modèle de bilan hydrique*

Malgré l'existence de travaux comparant différents modèles de bilan hydrique, l'erreur strictement due à la structure du modèle est difficile à estimer. En effet, cette erreur est évaluée en incluant les erreurs dues aux mesures des données d'entrée et aux erreurs d'estimation (non spatiale) pour les données d'entrée non mesurables. Nous citerons donc des résultats incluant ces erreurs.

Les résultats que l'on peut relever dans la littérature sont rassemblés dans le tableau 8.3..

**Tableau 8.3.:** Présentation de résultats relevés dans la littérature concernant l'erreur due à la structure des modèles

Auteurs	Erreur quadratique moyenne ( $=\sqrt{E[\epsilon_m^2]}$ )	Biais	Terme du bilan hydrique	Intervalle d'observation du bilan hydrique	plante
Cornet (1981)	1 cm 1.3 cm	- 0.28 cm - 0.24 cm	ETR ETR	quelques jours fin de cycle	steppe
Marchand (1988)	0.9 cm	- 0.7 cm	ETR cumulée	fin de cycle	mil, arachide, riz pluvial
Andersson (1989)	1 à 2 cm	-	déficit hydrique	quelques jours	prairie, forêt
Schulze (1989)	1 cm (0.5 à 1.7)	0.5 cm (-1 à 2.8)	stock hydrique	2 à 10 jours	soja, blé

Le tableau 8.3. met en évidence la constance des résultats malgré des conditions fort différentes. Le type de modèle correspondant n'a pas été rapporté dans le tableau car, ainsi que nous l'avons souligné au chapitre 4, il est difficile de classer des modèles en prenant en compte leur globalité. Toutefois, l'ensemble des résultats cités concerne des modèles de type réservoir dont la gamme de complexité correspond à celle des trois modèles M1, M2 et M3 que nous avons employés. Outre le peu de variabilité des résultats on notera que l'erreur due à la structure des modèles, telle qu'elle est rapportée ici, est faible par rapport aux erreurs d'estimation spatiale des données pédologiques ou des variables climatiques. Il faut cependant noter que la plupart des validations de modèles sont effectuées aux sites pour lesquels ces modèles ont été conçus (et même souvent aux sites mêmes où ils ont été calibrés). Les simulations sont donc faites à l'intérieur du domaine de validité du modèle considéré. Pour réellement connaître l'erreur de structure des modèles, il faudrait multiplier les sites et les années d'observation. Dans ces conditions, il est probable que l'erreur serait beaucoup plus importante. Or c'est cette erreur qui intéresse l'évaluation du bilan hydrique sur une surface hétérogène où les conditions de milieu peuvent sortir ponctuellement du domaine de validité du modèle.

*Qu'est-ce que sera demain ?  
Le début ou la fin ?*

*Yves Simon, 1982*

## CONCLUSION GENERALE

Dans le cadre général de l'évaluation du bilan hydrique à une échelle régionale, ce travail a abordé l'étude de la propagation d'erreur au sein des modèles de bilan hydrique en se focalisant sur l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques.

Nous avons montré que plusieurs sources d'erreur affectaient le résultat d'une simulation du bilan hydrique et nous avons proposé une décomposition de l'erreur globale en plusieurs erreurs élémentaires. Cette décomposition permet d'identifier clairement quelles sont ces sources d'erreur. A la suite de cela, nous nous sommes focalisés sur une erreur élémentaire: l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques. Le critère d'évaluation qui a été choisi est l'erreur quadratique moyenne, ou, dans certains cas, la variance d'erreur.

En pratique, la méthode d'estimation de l'erreur qui a été choisie est une méthode empirique basée sur la comparaison entre des profils de validation (PV) et des profils représentatifs (PR). Les PV, disposés le long d'un transect, et les PR, choisis au sein de chaque unité cartographique, constituent deux lots de profils totalement indépendants. Aucun biais systématique dû au choix des PR n'a été observé.

Evaluer le bilan hydrique en tous points d'une surface hétérogène nécessite au moins deux outils: un modèle de simulation du bilan hydrique et une carte des sols permettant d'estimer les caractéristiques du sol en tous points de la surface d'étude. Nous avons choisi trois niveaux d'investigation croissants pour stratifier le milieu. Trois cartes des sols (C100, C25, C10) ont donc été réalisées sur des secteurs de référence au sein de la plaine languedocienne. Nous avons ensuite sélectionné trois modèles de bilan hydrique de complexité croissante adaptés à une utilisation spatiale. Ils ont été construits à partir de modules de simulation courants.

En conclusion de ce travail, nous voudrions rappeler les questions qui ont dirigé notre étude, les réponses qui y ont été apportées, les questions qui subsistent et les perspectives qui s'ouvrent à son issue.

Trois questions ont dirigé ce travail. Nous cherchions en effet à savoir comment variait la propagation des erreurs d'estimation des données pédologiques dans la simulation du bilan hydrique :

- en fonction de la méthode d'estimation spatiale des données pédologiques et de l'échantillonnage qui lui est associé;
- en fonction de la nature du modèle de bilan hydrique;
- en fonction des contextes climatiques et pédologiques.

Pour répondre à la première question, nous avons, d'une part, évalué la méthode cartographique adoptée par décomposition des étapes de réalisation de celle-ci, et d'autre part, comparé les trois niveaux d'investigation choisis. Nous avons ainsi pu mettre en évidence que les cartes C10 et C25 minimisent l'erreur d'estimation des données pédologiques. Ce sont des cartes qui stratifient bien la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques du sol ainsi que la variabilité des termes du bilan hydrique simulé. Elles ont été construites à partir d'une densité de sondage élevée (1

sondage par hectare) et l'étendue moyenne de leurs unités cartographiques est respectivement de 22 et 46 ha. A l'opposé, la carte C100 induit une erreur d'estimation spatiale des données pédologiques plus importante et apporte peu de gain par rapport au choix aléatoire de profils sur la surface d'étude. Ce résultat est à relier directement aux caractéristiques de cette carte et à celles des modèles de bilan hydrique utilisés. En effet, la carte C100 a été construite à partir d'une densité d'observation faible (1 sondage pour 25 ha), la stratification en classes (de 70 ha en moyenne) est par conséquent beaucoup plus basée sur des critères géomorphologiques que sur des critères liés aux caractéristiques physiques du sol. Or les critères géomorphologiques renseignent sur les conditions aux limites tandis que les critères physiques renseignent sur les caractéristiques du réservoir sol. Dans la mesure où les modèles de bilan hydrique employés fixent par construction les conditions aux limites, la variabilité exprimée par la carte C100 ne peut être valorisée par les modèles de bilan hydrique simulant les flux monodimensionnels.

En ce qui concerne la deuxième question, nous avons vu que, à densité d'échantillonnage spatial fixé, la propagation de l'erreur d'estimation des données pédologiques était minimisée avec le modèle le plus simple (modèle de type réservoir sans séparation de l'évaporation et de la transpiration). Cette observation conforte l'attitude qui consiste à choisir *a priori* un modèle très simplifié dès qu'il y a des données à interpoler. En effet, non seulement la propagation d'erreur d'estimation spatiale des paramètres est réduite, mais en plus le coût expérimental est minimisé. Cela justifierait l'attitude observée dans la littérature uniquement basée sur le coût expérimental.

Cependant, nous avons montré que la densité d'échantillonnage des données d'entrée ne déterminait pas à elle seule la précision du résultat final. D'autres erreurs doivent être prises en compte, et en particulier l'erreur de structure du modèle et l'erreur d'estimation spatiale des variables climatiques et il serait intéressant de comparer l'ordre de grandeur de ces différentes erreurs élémentaires. Le résultat rapporté ici n'est donc que la stricte réponse à la question posée. D'autres études seraient nécessaires pour posséder tous les éléments permettant le choix d'un modèle pour l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale.

Enfin, en réponse à la troisième question, nous avons vu que l'erreur d'estimation des données pédologiques variait fortement d'une unité de sol à une autre. C'est un résultat confirmé par d'autres auteurs et qui ne peut être imputé à la structure de l'échantillonnage de validation. Par contre, la variabilité de l'erreur étudiée en fonction de l'année sous un climat donné est très faible: les résultats varient peu entre les 20 années consécutives considérées bien que celles-ci présentent une grande variabilité climatique.

Ce travail a donc permis de répondre à plusieurs questions précises. D'autres restent en suspens et sont autant d'axes de recherche pour le futur. Elles sont notamment liées aux modèles de bilan hydrique.

Les modèles de bilan hydrique utilisés dans ce travail sont des modèles de type réservoir de complexités variées. Ils présentent cependant des points communs qu'on pourra considérer comme des limitations:

- 1) ni le ruissellement, ni les remontées capillaires ne sont simulées;
- 2) il n'y a pas d'effet rétroactif du climat sur le développement de la plante.

Ces aspects, qui n'ont pu être incorporés dans notre travail, sont suffisamment importants pour relativiser les résultats obtenus. Dans le futur, un objectif pourra être d'équiper le logiciel

**MOBIDIC** (cf. annexe n°10), mis au point et utilisé dans le cadre de cette thèse, de modules simulant ces phénomènes. MOBIDIC s'y prête tout à fait: il s'agit d'une structure générale de modèle de bilan hydrique, comportant un choix de modules de simulation pour chaque processus. Il a été conçu de manière à recevoir de nouveaux modules. Les modules à ajouter seront donc, en priorité ceux qui permettront de simuler ruissellement, remontées capillaires et effet rétroactif du climat sur la plante.

Par la suite, il s'agira de compléter l'ensemble de la structure générale de manière à **élargir la gamme des modèles** disponibles. En effet, dans ce travail, nous nous sommes restreints à la comparaison de trois modèles de bilan hydrique. Ces modèles sont tous trois relativement simples, même s'ils sont de complexité croissante. Aucune hiérarchie n'ayant pu être dégagée entre deux de ces modèles en ce qui concerne leur influence sur la propagation de l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques, il serait intéressant d'ajouter à cette étude la **comparaison avec d'autres modèles**: un modèle beaucoup plus simple et un modèle beaucoup plus complexe.

Le premier serait un modèle à réservoir unique (propriétés pédologiques uniformes sur tout le profil), modèle que nous avons éliminé *a priori* du fait de ses simplifications excessives. Cependant, nos résultats montrent que le modèle le plus simple minimise l'erreur étudiée; il serait donc bon de pousser encore l'étude dans le sens de la simplification des modèles pour voir si de tels résultats se confirment.

Le second modèle à comparer serait un modèle déterministe, simulant notamment les remontées capillaires et requérant la connaissance des courbes  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$ . Cette comparaison permettrait notamment de savoir si les unités de sols définies par les cartes doivent être caractérisées jusqu'à ce degré de finesse. Notons cependant que la mise en oeuvre de ce type de modèle dans le but de calculer l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques suppose un travail très important: en effet, pour réellement quantifier l'influence des modules de simulation requérant la connaissance de  $h(\Theta)$  et  $K(\Theta)$ , il ne suffit pas de recourir à des régressions ou à toute autre méthode d'estimation locale, il faut mesurer ces paramètres, au moins sur tous les PV. On n'a pas, en effet, les moyens de calculer les erreurs d'estimation spatiale et les erreurs de mesure locale de manière indépendante. Un tel travail n'était pas possible dans le temps imparti pour cette étude.

Enfin, il serait intéressant que les modèles de bilan hydrique soient **testés** dans un objectif d'utilisation régionale, c'est-à-dire sur des sites diversifiés, situés à l'intérieur et en dehors de leur **domaine de validité**. On pourrait ainsi accéder à l'erreur de structure de ces modèles. Sa connaissance est en effet indispensable pour évaluer l'erreur globale qui peut être faite sur le résultat de bilan hydrique.

Les modèles utilisés dans ce travail ont permis d'évaluer l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques dans des conditions précises: par exemple, sur les termes du bilan hydrique cumulés **en fin de cycle**. Des résultats partiels non reportés dans ce mémoire ont montré que si l'on étudiait cette erreur sur les termes du bilan hydrique cumulés à la **floraison**, celle-ci était plus faible mais s'ordonnait de la même manière vis-à-vis des modèles et des cartes de sol. On peut par contre se poser la question de savoir ce que deviennent ces résultats si l'on ne considère non plus le **blé dur d'hiver** mais une **culture d'été**. Un module de développement phénologique du sorgho a tout récemment été ajouté à la structure initiale de MOBIDIC par Mollet (1991) et devrait pouvoir permettre de répondre rapidement à cette question.

A l'issue de ce mémoire, il semble donc que le travail qu'il reste à faire est important et doit porter en particulier sur la connaissance et l'adaptation des modèles de bilan hydrique. La structure de MOBIDIC peut être un outil intéressant en permettant de disposer de modules compatibles les uns avec les autres et d'ajouter des modules complémentaires nécessaires.

Cependant, il est certain que vouloir prévoir le bilan hydrique en tous points d'une région à l'aide d'un modèle ne simulant que les transferts verticaux peut paraître naïf. L'influence de la topographie est tellement importante (infiltration du ruissellement venant de l'amont ou perte par ruissellement vers l'aval) que semble indispensable le recours à des modèles hydrologiques distribués du type des modèles SHE (Abbott et al., 1987) ou ACRU (Schulze, 1989). Cependant une des parties constitutives de tels modèles est formée par un modèle de bilan hydrique à transferts verticaux. D'autre part, Abbott et al. (1987) posent clairement le problème des difficultés liées à l'acquisition des données d'entrée de ces modèles. Ils envisagent l'estimation des variables d'entrée du modèle hydrologique distribué par des mesures en des sites caractéristiques. Une grande partie de ces variables d'entrée se rapportent au modèle de transferts verticaux. Notre travail se présente donc tout à fait comme une contribution à la connaissance de la fiabilité qu'on peut attendre des résultats de simulation d'un modèle hydrologique distribué.

Ce travail n'est toutefois qu'une contribution partielle à la connaissance de la propagation d'erreurs au sein des modèles, puisqu'il ne concerne que la prise en compte des aspects liés aux données pédologiques. Nous avons montré que l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques était importante. Or les sources d'erreurs sont très nombreuses. On s'attend donc à ce que l'erreur finale sur le bilan hydrique simulé soit très élevée. Pour être en mesure de le savoir précisément, il faudrait disposer de la mesure des autres erreurs pouvant aussi intervenir: erreur due au choix de la nature des variables d'entrée et paramètres de modélisation, erreur de structure du modèle, erreur d'estimation spatiale des données climatiques et phytologiques. Les recherches faites sur ces sources d'erreurs sont rares ou inexistantes et représentent un travail important. Il est cependant indispensable pour pouvoir choisir en toute connaissance de cause la meilleure combinaison entre un type de modèle et un type de carte des sols en vue de l'évaluation du bilan hydrique à une échelle régionale.

En ce qui concerne les variables climatiques, il faut souligner le peu de travaux abordant l'estimation spatiale de l'évapotranspiration potentielle. L'erreur ainsi induite reste donc à déterminer! L'étude de la propagation de l'erreur d'estimation spatiale de la pluviosité a été abordée par Monestiez et Delecolle (1987) mais devrait être approfondie de manière à généraliser les résultats déjà acquis au sein d'un site unique.

Nous avons, dans ce travail, considéré la profondeur racinaire comme peu différente d'un paramètre d'entrée pédologique. En effet, nous avons fixé la profondeur racinaire maximum arbitrairement, celle-ci a effectivement été atteinte si l'absence d'obstacle pédologique le permettait et la croissance racinaire a été supposée linéaire. Cela est bien entendu une simplification de la réalité. Il semble, en particulier, qu'un système racinaire en croissance (tel que celui d'une culture annuelle) soit sensible à de nombreux caractères du profil pédologique (taux d'argile, pierrosité, structure...) et qu'il modifie sa cinétique en conséquence. Il semble donc que des recherches sur les relations entre l'enracinement (profondeur, cinétique, densité) et les types de sol doivent s'ajouter à celles qui existent déjà sur ce sujet (par exemple Meynard, 1985; Nicoulaud et King, 1989) de manière à les généraliser et à pouvoir disposer d'un module de simulation moins simplificateur. La profondeur racinaire devra également être mieux prise en compte lors des prospections

pédologiques. Dans ces conditions, l'étude de la propagation d'erreur d'estimation de la profondeur racinaire pourra faire l'objet d'études particulières.

L'erreur de structure des modèles de bilan hydrique n'a jamais été étudiée en prenant comme objectif l'utilisation de ces modèles en des sites très nombreux et très diversifiés. Cette erreur est donc très souvent sous-estimée dans la mesure où elle est calculée à l'intérieur du domaine de validité des modèles.

Prendre conscience de l'existence de ces nombreuses erreurs et Connaître leur montant s'avère indispensable. En effet, le développement des systèmes d'information géographique (SIG) permet une représentation visuelle agréable de multiples sujets ayant un développement spatial. L'évaluation du bilan hydrique sur une surface hétérogène a également bénéficié du développement des SIG. Il suffit en effet de lier le modèle de bilan hydrique au SIG et de stocker les données d'entrée variant dans l'espace grâce au SIG. Le résultat peut ainsi être exprimé et localisé grâce à ce SIG sous forme d'une carte de bilan hydrique. Le document ainsi obtenu est attrayant et semble donc parfait. Pourtant, au cours des différentes étapes de sa construction, se sont introduites de multiples erreurs, dont celles dont nous avons fait l'inventaire dans ce travail. Il serait donc dangereux de croire que des documents esthétiquement parfaits sont exempts de toute erreur et totalement fiables. En particulier, la tendance est à la production de cartes exhaustives, c'est-à-dire que le bilan hydrique y est prédit en tous points. Or, nous avons vu que de nombreux modèles de bilan hydrique avaient un domaine de validité restreint et ne permettaient pas de simuler des phénomènes existants de toute évidence en certains points (ruissellement, remontées capillaires). La connaissance des limitations des modèles et de la propagation des erreurs au sein de ces modèles et des SIG est donc de la plus haute importance pour Connaître la fiabilité des documents issus de ces transformations (Burrough, 1988). Notre travail s'inscrit donc dans un nécessaire et plus vaste travail de quantification des erreurs; ce qui devrait permettre de relativiser les prévisions qui peuvent être faites en matière de projets d'aménagement du milieu et d'envisager leur utilisation avec un meilleur sens critique.

## BIBLIOGRAPHIE

- ABBOTT M.B., BARTHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J., 1987.** An introduction to the European hydrological system - système hydrologique européen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology* 87:45-59.
- ABDD-ITCF, 1986.** Blé dur, Arles Mas Grand Arbaud, 29 Mai 1986, Recueil des communications. *Revue Optimum*, 64p.
- AL-SOUFI R., 1987.** A physically-based model for the agrohydrologic processes. *J.Hydrol*, 93:199-219.
- ANDERSSON L., 1989.** Ecohydrological water flow analysis of a swedish landscape in a 100 year perspective. *Linköping Studies in Arts and Science n°33*, Linköping University, Suède. 154 p.
- BAIER W., 1969.** Concepts of soil moisture availability and their effect on soil moisture estimates from a meteorological budget. *Agr. Meteorol.* (6):165-178.
- BARET F., 1986.** Contribution au suivi radiométrique des cultures de céréales. Thèse de doctorat, Université de Paris-Sud, Orsay. 182p.
- BECKETT P.H.T., WEBSTER R., 1971.** Soil variability : a review. *Soils and Fertilizers*, 34(1):1-15.
- BENICHOU P., LE BRETON O., 1987.** Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie 7<sup>e</sup> série*, 19:23-34.
- BLOEMEN G.W., 1980.** Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. *Z.Pflanzenernaehr.Bodenkd.* 143:581-605.
- BOESTEN J.J.T.I, STROOSNIJDER L., 1986.** Simple model for daily evaporation from fallow tilled soil under spring conditions in temperate climate. *Netherlands J.Agric.Sci.* 34:75-90.
- BOISVERT J., DYER J.A., 1987.** Le coefficient de sol dans les modèles empiriques de bilan hydrique. *Can.Agric.Eng.* 29:7-14.
- BONFILS P., 1988.** Carte pédologique au 1/100 000 : Lodève feuille L22, publication INRA 1988. INRA science du sol, Montpellier.
- BONNETON Ph., 1986.** Un essai d'évaluation de la faisabilité du maïs au niveau d'une région agricole. Contribution au croisement cartographique des données sol-climat. Mémoire ENM - INRA-SESCPF, 68p + annexes.
- BORNAND M., BONFILS P., BARTHES J-P., 1991.** Carte des pédopaysages du Languedoc-Roussillon. Exemple de l'Hérault. INRA, Science du Sol, Montpellier. (à paraître).
- BOUMA J., DE LAAT P.J.M., AWATER R.H.C.M., VAN HEESEN H.C., VAN HOLST A.F., VAN DE NES TH.J., 1980a.** Use of soil survey data in a model for simulating regional soil moisture regimes. *Soil. Sci. Soc. Am. J.* 44:808-814.
- BOUMA J., DE LAAT P.J.M., VAN HOLST A.F., VAN DE NES TH.J., 1980b.** Predicting the effects of changing water-table levels and associated soil moisture regimes for soil survey interpretations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44:797-802.
- BREGT A.K., BEEMSTER J.G.R., 1989.** Accuracy in predicting moisture deficits and changes in yield from soil maps. *Geoderma* 43:301-310.
- BRISSEON N., 1989.** Modèle de simulation de la culture du soja et de son fonctionnement hydrique. Estimation agrométéorologique des potentialités de production. Thèse de doctorat, INAPG 90 p + annexes.
- BRISSEON N., VOLTZ M., 1990.** Le compartiment hydrique des modèles de simulation de culture de maïs: analyse comparative de trois modèles existants. in: *Physiologie et production du maïs. Colloque INRA, Université Paris-Sud XI, AGPM. Pau, les 13, 14 et 15 novembre 1990.* pp 373-382.
- BROOKS R.H., COREY A.T., 1964.** Hydraulic properties of porous media. *Colorado State Univ., Hydrology paper n°3*, 27p.
- BURROUGH P.A., 1986.** Principles of geographical information systems for land resources assessment. *Monographs on soil and resources survey n°12*, Clarendon Press, Oxford, 194p.
- BURROUGH P.A., 1988.** Modelling land qualities in space and time: the role of Geographical Information Systems. in: *Land qualities in space and time. Proceedings of a symposium organized by the International Society of Soil Science (ISSS), Wageningen, Netherlands, 22-26 August 1988.* J.Bouma and A.K.Bregt (editors). pp 45-59.

**CATTAN Ph., 1982.** Détermination de l'humidité et de la densité des sols par les sondes nucléaires Solo 20, Campbell 501 B, Troxler 3411, Troxler 3205. Mémoire de D.A.A., Science du Sol et Aménagement, ENSA Montpellier, 69 p + annexes.

**CHAMAYOU H., LEGROS J-P., 1989.** Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la Science du sol. Coll. Techniques Vivantes. PUF, Paris. 593p.

**CHANZY A., 1991.** Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection. Thèse de doctorat, INAPG, Paris. 221p. + annexes.

**CHILDS S.W., GILLEY J.R., SPLINTER W.E., 1977.** A simplified model of corn growth under moisture stress. *Trans. ASAE* 20(5):858-865.

**CHOISNEL E., 1977.** Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol "La Météorologie". N° spécial "Evapotranspiration", 6(11):103-159.

**CHOISNEL E., 1985.** Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. in : Les besoins en eau des cultures. Conférence internationale. Paris, 11-14 sept. 1984. INRA, Paris, 1985.

**CHOISNEL, 1989.** Variabilité du climat: sa prise en compte pour l'aménagement de l'espace rural. *C.R. Acad. Agric. Fr.*, 75(9):47-57.

**CORNET A., 1981.** Le bilan hydrique et son rôle dans la production de la strate herbacée de quelques phytocénoses sahéliennes au Sénégal. Thèse de Doct. Ing. USTL, Montpellier, 353p.

**CREUTIN J.D., OBLED C., 1982.** Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water Resour. Res.* 18(2):413-431.

**DE JONG R., 1984.** Soil water models : a review. Land Resource research Institute. Contribution n°123, Agriculture Canada, Research Branch, Ontario, Canada. 39 p.

**DE JONG R., CAMERON D.R., 1979.** Computer simulation model for predicting soil water content profiles. *Soil Sci.* 128:41-48.

**DE JONG R., SHAYKEWICH C.F., 1981.** A soil water budget model with a nearly impermeable layer. *Can. J. Soil Sci.* 61:361-371.

**EAGLEMAN J.R., 1971.** An experimentally derived model for actual evapotranspiration. *Agric. Meteorol.* 8:385-394.

**FAVROT J-C., 1989.** Une stratégie d'inventaire cartographique à grande échelle: la méthode des secteurs de référence. *Sci. Sol* 27(4):351-368.

**FEDDES R.A., DE GRAAF M., BOUMA J. VAN LOON C.D., 1988.** Simulation of water use and production of potatoes as affected by soil compaction. *Potato Research* 31,225-239.

**FEDDES R.A., KOWALIK P.J., ZARADNY H., 1978.** Simulation of field water use and crop yield. *Simulation monographs.* Pudoc, Wageningen. 189 p.

**FRETEAUD J.P., POSS R., SARAGONI H., 1987.** Ajustement d'un modèle de bilan hydrique à des mesures tenseurielles in situ sous culture de maïs. *Agron. Trop.* 42(2):94-102.

**GIRARD M.C., 1983.** Recherche d'une modélisation en vue d'une représentation spatiale de la couverture pédologique. Application à une région des plateaux jurassiques de Bourgogne. Thèse (Docteur es Sciences). *Revue Sols*, n°12, 430 p.

**GIRARD M.C., 1984.** Analyse spatiale de la couverture pédologique. in: Livre jubilaire du cinquantenaire, AFES. pp 153-166.

**GOUDRIAAN J., 1977.** Crop micrometeorology: a simulation study. *Simulation Monographs,* Pudoc, Wageningen. 249 p.

**GOULARD M., VOLTZ M., MONESTIEZ P., 1987.** Comparaison d'approches multivariées pour l'étude de la variabilité spatiale des sols. *Agronomie*, 7(9):657-665.

**GRAS R., 1988.** Physique du sol pour l'aménagement. Ed. Masson. 588p.

**HALL D.G.M., REEVE M.J., THOMASSON A.J., WRIGHT V.F., 1977.** Water retention, porosity and density of field soils. *Soil Survey Technical monograph* n°9. Harpenden. 75p.

**HALL P., TITTERINGTON D.M., 1989.** The effect of simulation order on level accuracy and power of Monte Carlo tests. *J. R. Statist. Soc. B* 51(3):459-467.

**HANKS R.J., 1974.** Model for predicting plant yield as influenced by water use. *Agron. J.* 66:660-665.

- HANKS R.J., RASMUSSEN V.P., 1982.** Predicting crop production as related to plant water stress. *Adv.Agron.* 35:193-215.
- HANSEN S., 1984.** Estimation of potential and actual evapotranspiration. *Nordic Hydrology* 15:205-212.
- HAYHOE H.N., DE JONG R., 1988.** Comparison of two soil water models for soybeans. *Can.Agric.Eng.* 30:5-11.
- HAZELHOFF L., DE ROO A.P.J., HEUVELINK G.B.M., 1989.** The use of Monte Carlo simulations to estimate the effects of spatial variability of infiltration on the output of a distributed runoff and erosion model. in : J.Harts et al (eds), *Proceedings EGIS '90*, pp. 442-452. EGIS Foundation, Utrecht.
- HEUVELINK G.B.M., BURROUGH P.A., STEIN A., 1989a.** Propagation of errors in spatial modelling with GIS. *Int.J.Geographical Information Systems*, 3(4):303-322.
- HEUVELINK G.B.M., BURROUGH P.A., LEENAERS H., 1989b.** Error propagation in spatial modelling with GIS. in : J.Harts et al (eds), *Proceedings EGIS '90*, pp. 453-462. EGIS Foundation, Utrecht.
- HILL R.W., HANKS R.J., WRIGHT J.L., 1982.** Crop yield models adapted to irrigation scheduling programs. *Research Report 99.* USDA. pp 15-26.
- HILLEL D., 1980.** Infiltration and surface runoff. *Applications of soil physics.* Academic Press, Inc., New York. pp 5-46.
- JAMAGNE M., 1979.** La cartographie des sols. in: *Bonneau, Souchier, Pédologie Tome 2*, Ed. Masson, pp 419-439.
- JANY J-P., 1978.** Essai d'adaptation du gammadensimètre "Troxler 3411" à la mesure de la densité apparente des sols. *Mémoire de D.A.A., Science du Sol et du Bioclimat*, ENSA Montpellier, .
- JARVIS N.J., 1989.** A simple empirical model of root water uptake. *J.Hydrol.* 107:57-72.
- JENSEN J.R., IQBAL KHAN Md, 1988.** Simulation of water balance under wheat grown on Pothwar Upland, Pakistan, in: *Modeling agricultural, forest and rangeland hydrology.* *Proceedings of the 1988 international Symposium (Am.Soc.Agric.Eng.)* pp 49-60.
- JOHNS G.G., SMITH R.C.G., 1975.** Accuracy of soil water budgets based on a range of relationships for the influence of soil water availability on actual water use. *Aust.J.Agric.Res.* 26:871-883.
- JURY W.A., 1979.** Water transport through soil , plant and atmosphere. in : *Agriculture in Semi-Arid environments.* *Ecological studies* 34. Edited by Hall, Cannell and Lauton. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New-York. pp 180-197.
- KANEMASU E.T., STONE L.R., POWER W.L., 1976.** Evapotranspiration model tested for soybean and sorghum. *Agron.J.* 68:569-572.
- KING D., 1986.** Modélisation cartographique du comportement des sols basée sur l'étude de la mise en valeur du "Marais de Rochefort". *Thèse de docteur-ingénieur, INAP-G*, 243p.
- LHOMME J.P., EL DIN M., 1985.** Un modèle agroclimatologique de simulation du bilan hydrique des cultures. in *Les Besoins en eau des cultures.* Conférence internationale, Paris, 11-14 sept 1984 - INRA, Paris. pp 841-852.
- LINACRE E.T., 1963.** Determining evapotranspiration rates. *J.Aust.Inst.Agric.Sci.* 29:165-177.
- LINACRE E.T., 1973.** A simpler expression for actual evapotranspiration rates a discussion. *Agric.Meteorol.* 11:451-452.
- MARCHAND D., 1988.** Modélisation fonctionnelle du bilan hydrique sur sol cultivé: approche déterministe ou stochastique? *Thèse de doctorat, Université Joseph Fournier, Grenoble.* 246p.
- MATHERON G., 1965.** Les variables régionalisées et leur estimation. *Masson, Paris.* 305 p.
- MCBRIDE R.A., MACKINTOSH E.E., 1984.** Soil survey interpretations from water retention data: II. Assessment of soil capability ratings and crop performance indices. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 48:1343-1350.
- MEYNARD J-M., 1985.** Construction d'itinéraires techniques pour la conduite du blé d'hiver. *Thèse de Docteur-Ingénieur, INA Paris-Grignon*, pp 125-133.
- MONESTIEZ P., DELECOLLE R., 1987.** Suivi et estimation du bilan hydrique. Application à la zone de Vichy. *Etude des problèmes méthodologiques et qualité des estimateurs.* in: "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 Avril 1986, ed. INRA Paris, 1987 (Les colloques de l'INRA, n°39):263-272.
- MOLLET J-M., 1991.** Aptitude à la diversification en grandes cultures. *Etude agropédoclimatique et modélisation du bilan hydrique dans la Moyenne Vallée de l'Hérault.* *Mémoire D.A.A., ENSA.M*, 73p + annexes.

- PAYEN D., JACQUART-ROMON C., 1985.** Suivi agrométéorologique du bilan hydrique à l'échelle régionale. *La Météorologie*, n°7, 7<sup>e</sup> série, pp 21-27.
- PERRIER A., 1973.** Bilan hydrique de l'assolement blé-jachère et évaporation d'un sol nu en région semi-aride. Dans: Réponse des plantes aux facteurs climatiques. Actes Coll. Uppsala, 1970. *Ecologie et Conservation* 5:477-487.
- PERRIER A., 1982.** Modélisation des échanges de surface: continuum sol-plante-atmosphère. Ecole d'été CNES, Roscoff. *Ouvrage climatologie*, 33p.
- POURGATON M., 1977.** Introduction à l'étude statistique de la notion de province pédologique. Mémoire D.E.A., ENSA Montpellier, 42p.
- PRIESTLEY C.H.B., TAYLOR R.J., 1972.** On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.*, 100(2):81-92.
- RAMBAL S., CORNET A., 1982.** Simulation de l'utilisation de l'eau et de la production végétale d'une phytocoense sahélienne du Sénégal. *Acta Oecologica. Oecol. Plant.* Vol.3(17), n°4, p 381-397.
- RAWLS W.J., BRAKENSIEK D.L., SAXTON K.E., 1982.** Estimation of Soil Water Properties. *Trans.ASAE* 25(5):1316-1328.
- RICHARDS L.A., 1941.** A pressure-membrane extraction apparatus for soil solution. *Soil Sci.* 51:377-386.
- RIPERT C., NOUALS D., FRANC A., 1990.** Découpage du Languedoc-Roussillon en petites régions naturelles. Centre National du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et des Forêts. Aix-en-Provence, 26p.
- RITCHIE J.T., 1972.** Model for predicting evaporation from a now crop with incomplete cover. *Water Resour.Res.* 8(5):1204-1261.
- RITCHIE J.T., 1985.** A user oriented model of the soil water balance in wheat. in : "Wheat growth and modelling" Day W., Aikin R.K. ed. NATO-ASI Series - Series A. Life Sciences, 86:293-305.
- SAXTON K.E., JOHNSON H.P., SHAW R.H., 1974.** Modeling evapotranspiration and soil moisture. *Trans.ASAE (Am.Soc.Agric.Eng.)* 17:673-677.
- SCHULZE R.E., 1989.** ACRU: background, concepts and theory. Report to the Water Research Commission by the Department of Agricultural Engineering. University of Natal. Report 35, 1989. Pietermaritzburg, South Africa.
- SERVANT J., 1972.** Méthodologie de la cartographie pédologique. in: Sols, paysages, aménagements. SES, INRA, Montpellier, pp5-13.
- SHARMA M.L., LUXMOORE R.J., 1979.** Soil spatial variability and its consequences on simulated water balance. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1567-1573.
- SLABBERS P.J., 1980.** Practical prediction of actual evapotranspiration. *Irrig.Sci.* 1 : 185-196.
- STEIN A., HOOGERWERF M., BOUMA J., 1988a.** Use of soil map delineations to improve (co-) kriging of point data on moisture deficits. *Geoderma*, 43:163-177.
- STEIN A., VAN DOOREMOLEN W., BOUMA J., BREGT A.K., 1988b.** Cokriging point data on moisture deficit. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52:1418-1423.
- STEIN A., STARITSKY I.G., BOUMA J., VAN EIJSBERGEN A.C., BREGT A.K., 1991.** Simulation of moisture deficits and areal interpolation by universal cokriging. *Water Resour. Res.* (sous presses).
- STOCKLE C., CAMPBELL G., 1985.** A simulation model for predicting effect of water stress on yield : an example using corn. *Adv.irrig.* 3:283-311.
- VAN GENUCHTEN M.Th., 1980.** A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-898.
- VAN GENUCHTEN M.Th., NIELSEN D.R., 1985.** On describing and predicting the hydraulic properties of unsaturated soils. *Ann.Geophys.*3(5):615-628.
- VAN KEULEN H., 1975.** Simulation of water use and herbage growth in arid regions. *Simulation monographs.* Pudoc, Wageningen. 176 p.
- VAN KEULEN H., SELIGMAN N.G., 1987.** Simulation of water use, nitrogen nutrition and growth of a spring wheat crop. *Simulation monographs,* Pudoc, Wageningen, 310p.
- VAN KUILENBOURG J., DE GRUIJTER J.J., MARSMAN B.A., BOUMA J., 1982.** Accuracy of spatial interpolation between point data on soil moisture supply capacity, compared with estimates from mapping units. *Geoderma* 27:311-325.

- VEREecken H., MAES J., FEYEN J., DARIUS P., 1989.** Estimating the soil moisture retention characteristic from texture, bulk density and carbon content. *Soil Sci.*, 148(6):389-403.
- VERHEYE W.H., 1989.** Le régime hydrique des sols d'Europe basé sur des données pédologiques et climatologique. *Sc.Sol* 27(2):117-130.
- VOLTZ M., 1986.** Variabilité spatiale des propriétés physique du sol en milieu alluvial. Essai de cartographie quantitative des paramètres hydrodynamiques. Thèse de Docteur-Ingénieur, ENSA Montpellier. 162p+annexes.
- VOLTZ M., 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):727-738.
- VOLTZ M., WEBSTER R., 1990.** A comparison of kriging, cubic splines and classification for predicting soil properties from sample information. *J. Soil Sci.* 41:473-490.
- WALLACH D., 1990.** Evaluation d'un modèle mécaniste: aspects statistiques. in: Colloque "La vie du maïs" Physiologie et production du maïs. Pau, les 13, 14 et 15 novembre 1990. INRA, Université Paris-Su XI, AGPM. pp 383-391.
- WALLACH D., GOFFINET B., 1987.** Mean squared error of prediction in models for studying ecological and agronomic systems. *Biometrics* 43:561-573.
- WALTER C., 1990.** Estimation de propriétés du sol et quantification de leur variabilité à moyenne échelle: cartographie pédologique et géostatistique dans le sud de l'Ille et Vilaine (France). Thèse de doctorat, Université Paris VI, Paris, 172p.
- WEBSTER R. 1985.** Quantitative spatial analysis of soil in the field. in: *Advances in Soil Science*, 3:1-70.
- WEBSTER R., MCBRATNEY A.B., 1989.** On the Akaike information criterion for choosing models for variograms of soil properties. *J. Soil Sci.* 40:493-496.
- WEBSTER R., OLIVER M.A., 1990.** Statistical methods in soil and land resource survey. Oxford University Press, 316p.
- WEIR A.H., BRAGG P.L., PORTER J.R., RAYNER J.H., 1984.** A winter wheat crop simulation model without water or nutrient limitations. *J. Agric. Sci., Camb.*, 102, 371-382.
- WILLIAMS J.R., JONES C.A., DYKE P.T., 1989.** The EPIC-model. in: EPIC-Erosion Productivity Impact Calculator model documentation, ed. A.N. Sharpley and J.R. Williams, USDA Technical Bulletin.
- WINCKEL T., 1989.** Fonctionnement hydrique et organisation spatiale du système sol-vigne: une perspective hiérarchique. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, 112 p.
- WÖSTEN J.H.M., BANNINK M.H., BOUMA J., 1987.** Land evaluation at different scales: you pay for what you get! *Soil Survey and Land Evaluation*, 7:13-24.
- WÖSTEN J.H.M., BOUMA J., STOFFELSEN G.H., 1985.** Use of soil survey data for regional soil water simulation models. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49:1238-1244.
- ZADOKS J.C., CHANG T.T., KONZAK C.F., 1974.** Bull. Eucarpia n°7. in: Cours de phytotechnie, Céréales à pailles, ENSAM.

## TABLE DES MATIERES

<b>INTRODUCTION GENERALE</b>	1
<b>Première partie: APPROCHE DU BILAN HYDRIQUE A L'ECHELLE SPATIALE</b>	5
<b>Chapitre 1: Etats des travaux antérieurs</b>	7
1. Les modèles de bilan hydrique	7
2. Les méthodes d'estimation spatiale des données d'entrée des modèles	8
2.1. Les données d'entrée pédologiques	8
2.1.1. Les méthodes par classification	8
2.1.1.1. Cartographies pédologiques traditionnelles	9
2.1.1.2. La cartographie de l'équipe de Wageningen: une variante des procédures cartographiques précédentes.	9
2.1.2. Les méthodes numériques	10
2.1.3. Comparaison des méthodes	11
2.2. Les données d'entrée climatiques	11
2.3. Les données d'entrée phytologiques	12
3. Les sources d'erreur et l'analyse de leur propagation	13
3.1. Les différentes sources d'erreurs	13
3.2. Propagation de l'erreur d'estimation spatiale des paramètres-sol: les méthodes d'analyse employées	13
3.2.1. Approche empirique	13
3.2.2. Approche Monte-Carlo	14
3.2.3. Approche par développement en série de Taylor	15
3.2.4. Conséquences	16
4. Conclusion: les enseignements des travaux existants	17
<b>Chapitre 2: Définition d'une méthodologie d'étude de la propagation d'erreur</b>	19
1. Cadre théorique	19
1.1. Critère d'évaluation de l'erreur: l'erreur quadratique moyenne de prédiction	
1.1.1. Définition et qualités	19
1.1.2. Décomposition de l'erreur globale en erreurs partielles	20
1.2. Un critère de qualité pour l'évaluation de la méthode d'estimation des données pédologiques: la variance d'erreur	23
2. Cadre expérimental	24
2.1. Choix de modèles de bilan hydrique de complexités différentes pour une culture annuelle, le blé dur d'hiver	24
2.2. Méthode d'estimation spatiale des données pédologiques basée sur la cartographie des unités de sol	24
2.2.1. Choix et caractéristiques des cartes des sols	25

2.2.2. Utilisation de la variance d'erreur pour évaluer l'apport d'une cartographie des sols de type traditionnel à l'évaluation du bilan hydrique	25
2.2.2.1. Mesure de l'apport de la localisation des profils représentatifs	25
2.2.2.2. Mesure de l'apport de la délimitation des unités de sol et de l'apport global de la carte des sols	26
2.3. Choix d'un estimateur de précision: réalisation d'un transect de validation	26

## **Deuxième partie: RELATIONS ENTRE STRATIFICATION PEDOLOGIQUE ET VARIABILITE PHYSIQUE DES SOLS**

29

### **Chapitre 3: Les différentes cartographies pédologiques du milieu d'étude**

31

1. Choix et représentativité des aires d'étude	31
2. Présentation des sols	33
3.1. Secteur d'Adissan-Montagnac	33
3.1.1. Les sols de la plaine d'alluvions récentes de l'Hérault et de ses affluents	34
3.1.2. Les sols des moyennes terrasses de l'Hérault et de la Boyne	34
3.1.3. Les sols de la haute terrasse de l'Hérault (rive droite)	34
3.1.4. Les sols des formations molassiques	35
3.2. Secteur de Farlet	35
3.2.1. Les lithosols des bancs de grès	35
3.2.2. les sols superficiels et peu profonds des sommets des buttes gréseuses	36
3.2.3. Les sols profonds à moyennement profonds des pentes	36
3.2.4. Les sols profonds des dépressions fermées et des chenaux d'écoulement	36
3.3. Secteur de la Grand-Grange	36
3.3.1. Les sols sur matériau pliocène d'origine marine	37
3.3.2. Les sols sur marnes à Potamides Basteroti et colluvions limoneuses	
3.4. Comparaison des trois secteurs	37
3. Les cartes des sols: les différents niveaux de stratification utilisés	38

### **Chapitre 4: La variabilité des caractéristiques physiques des sols**

41

1. Localisation des mesures et Techniques d'acquisition	41
1.1. Courbe de rétention	41
1.1.1. Principes de mesure et d'estimation des différents points de la courbe de rétention	41
1.1.1.1. Principe de mesure entre 3 et 300 kPa	41
1.1.1.2. Principe d'estimation de la teneur en eau au point de flétrissement permanent: régression et interpolation	42
1.1.1.3. Principe d'estimation de la teneur en eau maximum: estimation à partir de la porosité	42

1.1.1.4. Principe d'estimation de la teneur en eau minimum: mesure après séchage à l'air libre	42
1.1.2. Ajustement des courbes de rétention	43
1.2. Densité apparente	45
1.3. Conductivité hydraulique à saturation	45
1.4. Granulométrie et matière organique	45
2. Stratification de la variabilité des sols par les différentes cartographies	46
2.1. Analyse de variance et cartographie pédologique	46
2.2. Analyse de variance des caractéristiques physiques du sol pour trois types de cartographies pédologiques	47

### **Troisième partie: LES MODELES DE BILAN HYDRIQUE DANS LE CADRE D'UNE UTILISATION SPATIALE**

49

#### **Chapitre 5: Evaluation des modèles existants**

51

1. Structure générale des modèles de bilan hydrique	51
2. Infiltration-Redistribution	51
2.1. Les représentations analogiques	52
2.1.1. Principe	52
2.1.2. Le sol, un horizon unique	52
2.1.3. Le sol, une succession d'horizons	53
2.2. Les modèles mécanistes	53
2.3. Les modèles intermédiaires	53
2.4. Conclusion	55
3. Evapotranspiration	56
3.1. Introduction	56
3.2. Les modèles ne séparant pas l'évaporation et la transpiration	57
3.2.1. Transformation d'ETP en ETM	57
3.2.2. Transformation d'ETM en ETR	57
3.2.3. Conclusion	59
3.3. Les modèles séparant évaporation et transpiration	59
3.3.1. La séparation de l'ETP en TP et EP	59
3.3.2. Passage de l'EP à l'ER	60
3.3.3. Passage de la TP à la TR	62
3.4. Conclusion	64
4. Conclusion	64

#### **Chapitre 6: Définition de trois niveaux de simplification opérationnels**

67

1. Processus communs	67
1.1. Développement phénologique	67
1.2. Croissance racinaire	68
1.3. Densité racinaire	69
2. Evapotranspiration	69
2.1. Calcul global de l'évapotranspiration	69

2.1.1. Réduction d'ETP en ETM	69
2.1.2. Calcul de l'ETR	69
2.2. Calcul séparé de l'évaporation et de la transpiration	70
2.2.1. Séparation de l'ETP en EP et TP	70
2.2.2. Evaporation: représentation empirique (Van Keulen, 1975)	70
2.2.3. Transpiration	71
2.2.3.1. Analogie réservoir d'après Feddes et al. (1978)	71
2.2.3.2. Analogie Loi d'Ohm (Rambal et Cornet, 1982)	73
3. Infiltration	74
3.1. Infiltration selon la loi du "tout ou rien"	74
3.2. Infiltration en fonction de la perméabilité du sol (Rambal et Cornet, 1982)	75
4. Organisation des trois modèles de bilan hydrique	76
5. Analyse critique des trois modèles de bilan hydrique. Estimation et comparaison des sensibilités relatives	76
5.1. Mise en évidence de comportements différents pour chacun des modèles	76
5.1.1. Infiltration	76
5.1.2. Evapotranspiration	78
5.2. Sensibilité aux paramètres d'entrée sol et variables d'entrée climatiques	80
5.2.1. Principe de l'analyse de sensibilité	80
5.2.2. Présentation des conditions de sol et de climat adoptées	81
5.2.3. Résultats de l'analyse de sensibilité	83
5.3. Quantification de l'erreur relative entre modèles	86
5.3.1. Erreur moyenne sur les données journalières et cumulées	86
5.3.2. Erreur maximum sur les données journalières	87
5.3.3. Influence du pas de temps d'intégration	88
5.4. Conclusion	89

## **Quatrième partie: PROPAGATION DE L'ERREUR D'ESTIMATION SPATIALE DES PARAMETRES SOL**

<b>Chapitre 7: Resultats</b>	93
1. Les simulations du bilan hydrique: présentation et résultats généraux	93
2. Stratification de la variabilité du bilan hydrique simulé par les classifications des cartes de sol	95
3. Propagation à travers des modèles de bilan hydrique de l'erreur d'estimation des paramètres sol à partir de différents types d'échantillonnage	96
3.1. Mesure globale de l'erreur sur le bilan hydrique	96
3.1.1. Résultats généraux sur l'erreur globale	97
3.1.2. Influence du type de modèle de bilan hydrique et du type d'échantillonnage sol sur le montant de l'erreur globale	98
3.1.2.1. Influence de l'échantillonnage sol	98
3.1.2.2. Influence du type de modèle de bilan hydrique	99
3.2. Mesure de l'erreur sur le bilan hydrique par année et par unité de sol	99
3.2.1. Erreur sur le bilan hydrique lorsque l'année est connue	100
3.2.2. Erreur sur le bilan hydrique lorsque l'unité de sol est connue	100

4. Evaluation de la méthode cartographique adoptée en termes d'erreur sur le bilan hydrique	101
<b>Chapitre 8: Discussion</b>	<b>107</b>
1. Apports de la méthode adoptée	107
1.1. Décomposition de l'erreur	107
1.2. Evaluation de la méthode cartographique	108
2. Considérations sur les résultats	108
2.1. Mesure de l'erreur due à l'estimation spatiale des données pédologiques	109
2.2. Evaluation de la méthode cartographique	109
2.2.1. Evaluation de la méthode de cartographie par étapes d'élaboration des cartes	109
2.2.2. Comparaison des cartes des sols selon le niveau de classification pédologique et la densité d'échantillonnage adoptés pour la stratification du milieu	110
2.2.3. Situation en termes de coût	111
2.2.4. Etude de la propagation de l'erreur d'estimation spatiale des données pédologiques par unité cartographique	103
2.2.5. Synthèse	114
2.3. Influence des modèles de bilan hydrique et des autres sources d'erreur sur le bilan hydrique final	115
2.3.1. Comparaison des modèles de bilan hydrique	115
2.3.2. Autres types d'erreur affectant l'évaluation du bilan hydrique à une échelle spatiale	116
2.3.2.1. Erreur due à l'estimation spatiale des variables climatiques	
2.3.2.2. Erreur due à la structure du modèle de bilan hydrique	116
<b>CONCLUSION GENERALE</b>	<b>119</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>125</b>

# ANNEXES

## **ANNEXE n°1**

**Cartes pédologiques de type C10 des trois secteurs de référence:**

- secteur d'Adissan-Montagnac;
- secteur de Farlet;
- secteur de La Grand-Grange.

### **Avertissement:**

Le niveau d'investigation fourni a été identique pour les trois secteurs: les caractéristiques des cartes C10 sont données par le tableau 3.2.. En particulier, l'échelle de représentation est le 1/10 000. Pour des raisons d'encombrement, la carte C10 du secteur d'Adissan-Montagnac sera représentée, dans cette annexe, au 1/25 000.

## ANNEXE n°2

Calcul de la teneur en eau à 1500 kPa (notée W15B)

- Caractéristiques de la sous-population sur laquelle est déterminée la droite de régression:

- + 42 échantillons et 2 répétitions par échantillon;
- + 22 horizons de surface et 20 horizons de profondeur;
- + toutes les gammes de textures sont représentées;
- + densité apparente: de 1,21 à 1,79.

- Equation de régression adoptée:

On cherche à exprimer W15B en fonction d'une ou plusieurs variables parmi les suivantes: CO, Da, A, LF, LG, SF, SG. De nombreuses équations de régression sont possibles. Le choix de l'équation de régression à adopter s'est fait en deux étapes:

1) Pour chaque combinaison de variables, le modèle ayant la plus grande valeur de R<sup>2</sup> est sélectionnée (Procédure RSQUARE de SAS (1985)).

2) Pour définir ensuite l'équation de régression optimale (c'est-à-dire ayant le nombre de paramètres le plus faible, tout en étant au moins aussi performante que les autres), deux méthodes ont été utilisées: celles de Vereecken et al (1989b) et celle de Webster et McBratney (1989). Les critères de détermination sont les suivants:

- pour Webster et McBratney (1989):

$$\hat{a} = n \ln(R) + 2p$$

$\hat{a}$  doit être maximum

- pour Vereecken et al (1989):

$$F = ((SSE_r - SSE_f) / SSE_f) (df / (dr - df))$$

la valeur de F ne doit pas dépasser 95%

L'équation à adopter est donc celle pour laquelle  $\hat{a}$  est maximum et/ou F inférieur à 0,95. Or, les deux méthodes aboutissent au même résultat:  $\hat{a}$  maximum pour n=2 et F < 0.95 à partir de n=2 (cf tableau ci-dessous):

n	dr	R=SSE <sub>r</sub>	SSE <sub>f</sub>	$\hat{a}$	F	
1	40	0.02155	0.01513	-159.2	2.40	SF
2	39	0.01713	0.01513	<b>-166.8</b>	<b>0.90</b>	SF A
3	38	0.01651	0.01513	-166.4	0.77	SF A CO
4	37	0.01627	0.01513	-165.0	0.85	SF A CO Da
5	36	0.01620	0.01513	-163.1	1.20	SF A CO Da LG
6	35	0.01620	0.01513	-161.2	2.39	SF A CO Da LG SG
6	35	0.01565	0.01513	-162.6	1.17	SF A CO LG SG LF
7	34	0.01513	0.01513	-162.0	xxxx	SF A CO LG SG LF Da

On adopte donc:

$$W = 0,12755 + (0,00155 A) - (0,00171 SF)$$

**ANNEXE n°3****Caractéristiques hydrodynamiques des sols**

Statistiques générales pour les 279 horizons décrits sur les trois secteurs.

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
279	A	3.300	54.000	22.872	11.431	49.98
	LF	1.700	54.200	21.205	9.687	45.68
	LG	1.600	44.800	14.109	7.217	51.15
	SF	1.700	58.200	27.072	12.823	47.37
	SG		86.400	14.720	11.955	81.22
	W3	0.036	0.386	0.212	0.054	25.55
	W10	0.030	0.319	0.184	0.050	27.21
	W30	0.023	0.294	0.158	0.045	28.74
	W100	0.019	0.288	0.136	0.044	32.26
	W300	0.018	0.266	0.119	0.041	34.75
	DA	1.160	1.980	1.510	0.168	11.12
	KSAT	0.270	13155.03	199.772	978.142	489.63

#### ANNEXE n°4

Pourcentage de variance expliquée par les cartes des sols C10, C25 et C100 pour différentes caractéristiques physiques et hydrodynamiques des horizons de surface des profils de validation et profils représentatifs des trois secteurs.

Variable	Type de cartographie		
	C10	C25	C100
Argile	72%	71%	46%
Limon fin	65%	66%	36%
Limon grossier	66%	66%	28%
Sable fin	62%	62%	22%
Sable grossier	79%	77%	40%
Densité apparente	68%	68%	42%
W à 3 kPa	73%	70%	41%
W à 10 kPa	75%	73%	33%
W à 30 kPa	72%	70%	33%
W à 100 kPa	66%	64%	30%
W à 300 kPa	63%	61%	32%

note: W = teneur en eau massique; les fractions granulométriques sont exprimées en pourcentages.

## ANNEXE n°5

## ANALYSE CRITIQUE DES TROIS MODELES DE BILAN HYDRIQUE

Tableau des composantes du bilan hydrique sous forme cumulée en fin de cycle:

modèle	sol	date de fin de cycle	stock hydrique	réserve hydrique	ER	TR	ETR	TP	EP	ETP	drain- age	pluvio- métrie
M1	V5	2 7 1972	6.89	2.68	0.00	0.00	35.40	0.00	0.00	51.56	36.91	62.63
M2	V5	2 7 1972	7.08	2.87	4.97	30.82	35.79	41.52	10.04	51.56	36.33	62.63
M3	V5	2 7 1972	8.36	4.15	4.57	29.30	33.87	41.52	10.04	51.56	36.97	62.63
M1	V5	4 7 1987	6.52	2.31	0.00	0.00	23.80	0.00	0.00	58.67	27.37	41.12
M2	V5	4 7 1987	6.41	2.24	5.32	19.60	24.92	45.92	12.75	58.67	26.35	41.12
M3	V5	4 7 1987	7.26	3.05	4.97	18.53	23.50	45.92	12.75	58.67	26.93	41.12
M1	V5	20 6 1989	6.35	2.14	0.00	0.00	25.70	0.00	0.00	46.9	1.81	17.28
M2	V5	20 6 1989	6.29	2.10	3.36	22.19	25.55	38.79	8.11	46.9	2.01	17.28
M3	V5	20 6 1989	7.15	2.94	3.12	20.98	24.10	38.79	8.11	46.9	2.60	17.28
M1	V20	2 7 1972	17.15	5.18	0.00	0.00	43.60	0.00	0.00	51.6	36.90	62.63
M2	V20	2 7 1972	19.23	7.26	7.43	35.84	43.27	41.52	10.04	51.56	35.16	62.63
M3	V20	2 7 1972	22.51	10.53	7.36	32.02	39.38	41.52	10.04	51.56	35.77	62.63
M1	V20	3 7 1987	15.48	3.51	0.00	0.00	33.29	0.00	0.00	58.67	27.37	41.12
M2	V20	3 7 1987	16.17	4.20	8.75	26.53	35.28	45.92	12.75	58.67	24.69	41.12
M3	V20	3 7 1987	19.97	8.00	8.95	21.95	30.90	45.92	12.75	58.67	25.27	41.12
M1	V20	19 6 1989	15.35	3.38	0.00	0.00	35.15	0.00	0.00	46.9	1.80	17.28
M2	V20	19 6 1989	16.61	4.63	5.51	28.76	34.27	38.79	8.11	46.9	1.42	17.28
M3	V20	19 6 1989	21.88	9.90	5.60	23.28	28.88	38.79	8.11	46.9	1.56	17.28
M1	V65	2 7 1972	29.43	0.65	0.00	0.00	35.86	0.00	0.00	51.56	36.90	62.63
M2	V65	2 7 1972	28.87	0.12	7.61	30.77	38.38	41.52	10.04	51.56	34.95	62.63
M3	V65	2 7 1972	28.87	0.13	7.54	30.16	37.70	41.52	10.04	51.56	35.62	62.63
M1	V65	4 7 1987	29.00	0.22	0.00	0.00	24.31	0.00	0.00	58.67	27.37	41.12
M2	V65	4 7 1987	28.54	0.00	9.28	18.43	27.71	45.92	12.75	58.67	24.44	41.12
M3	V65	4 7 1987	28.54	0.00	9.23	17.91	27.14	45.92	12.75	58.67	25.01	41.12
M1	V65	20 6 1989	28.82	0.04	0.00	0.00	26.22	0.00	0.00	46.9	1.80	17.28
M2	V65	20 6 1989	28.27	0.00	5.84	21.38	27.22	38.79	8.11	46.9	1.35	17.28
M3	V65	20 6 1989	28.27	0.00	5.81	21.26	27.07	38.79	8.11	46.9	1.50	17.28

## ANNEXE n°6

Quantification de l'erreur sur les termes du bilan hydrique due à l'estimation spatiale des données pédologiques: erreur quadratique moyenne, variance d'erreur et biais.

traitement sur 20 ans des écarts d'ETR et de STOCK pour 85 PV: 1700 écarts

carte	mod	$E[\epsilon_s]^*$	$s(\epsilon_s)^*$	tobs	$r^{2*}$	$r^*$	borne inf.	borne sup.	$s^2(\epsilon_s)^*$
ETR									
C10	M1	-0.233	3.64	2.64	13.28	3.64	3.25	4.19	13.23
C25	M1	-0.207	3.67	2.33	13.49	3.67	3.27	4.22	13.45
C100	M1	-0.132	4.25	1.28	18.10	4.25	3.78	4.88	18.08
C10	M2	-0.187	4.29	1.80	18.41	4.29	3.81	4.92	18.38
C25	M2	-0.058	4.30	0.56	18.52	4.30	3.82	4.93	18.52
C100	M2	-0.469	4.84	4.00	23.63	4.86	4.35	5.59	23.41
C10	M3	-0.312	3.91	3.29	15.38	3.92	3.49	4.51	15.28
C25	M3	-0.191	3.86	2.04	14.94	3.87	3.44	4.43	14.90
C100	M3	-0.957	4.51	8.75	21.21	4.61	4.20	5.37	20.29
STK									
C10	M1	0.778	4.63	6.93	22.01	4.69	4.24	5.44	21.40
C25	M1	1.578	4.45	14.62	22.32	4.72	4.49	5.65	19.83
C100	M1	-0.996	5.63	7.29	32.66	5.71	5.18	6.63	31.67
C10	M2	0.830	4.76	7.19	23.29	4.83	4.37	5.59	22.60
C25	M2	1.621	4.56	14.66	23.41	4.84	4.59	5.78	20.78
C100	M2	-0.958	5.72	6.91	33.66	5.80	5.25	6.72	32.74
C10	M3	0.942	4.85	8.01	24.39	4.94	4.49	5.74	23.50
C25	M3	1.750	4.72	15.29	25.28	5.03	4.80	6.03	22.22
C100	M3	-0.469	5.65	3.42	32.11	5.67	5.06	6.52	31.89

$r^{2*}$  = écart quadratique moyen

$r^*$  = racine carrée de l'écart quadratique moyen

$E[\epsilon_s]^*$  = biais

$s^2(\epsilon_s)^*$  = variance d'erreur

$s(\epsilon_s)^*$  = racine carrée de la variance d'erreur (écart-type).

Pour savoir si le biais observé est significativement différent de zéro, on teste l'hypothèse  $H_0:m=0$ . Le biais ici calculé est la moyenne  $m$  des  $n(=1700)$  écarts entre PV et PR. La distribution de cette population peut être assimilée à une loi normale. On peut donc appliquer le test (bilatéral) de conformité d'une moyenne (Dagnélie, 1975) selon lequel l'hypothèse  $H_0:m=0$  est rejetée lorsque

$t_{obs} \geq t_{1-\alpha/2}$  avec:

$$t_{obs} = |\text{biais}| / (\sigma^* / \sqrt{n})$$

$t_{1-\alpha/2}$ , variable t de Student à n-1 degrés de libertés et le degré de confiance  $1-\alpha$ .

Pour  $n=1700$  et  $\alpha=5\%$ ,  $t_{1-\alpha/2} = 1,960$ .

N.B.: 1700 est un nombre si élevé que de faibles écarts par rapport à zéro seront significatifs.

Les bornes inférieures et supérieures des  $r^*$  sont calculées comme suit:

$r^{2*} = s^2(\epsilon_s)^* + E^2[\epsilon_s]^*$  avec  $s^2(\epsilon_s)^*$ , l'estimation de la variance d'erreur.

Or la distribution de  $s^2(\epsilon_s)^*$  suit une loi proche de la loi du  $\chi^2$ . L'intervalle de confiance à 90% de la variance est donc:

$$(n-1) s^2(\epsilon_s)^* \chi^2_{0.05} \leq \sigma^2 \leq (n-1) s^2(\epsilon_s)^* \chi^2_{0.95}$$

(Webster et Oliver, 1990)

d'où:

$$(n-1) s^2(\epsilon_s)^* \chi^2_{0.05} + E^2[\epsilon_s]^* \leq r^{2*} \leq (n-1) s^2(\epsilon_s)^* \chi^2_{0.95} + E^2[\epsilon_s]^*$$

En prenant la racine carrée, on obtient aisément l'intervalle de confiance de  $r^*$

ANNEXE n°7

Racines carrées des erreurs quadratiques moyennes entre PV et PR pour chaque année

1. sur l'ETR cumulée

ANNEE	FREQ	C10M1	C25M1	C100M1	C10M2	C25M2	C100M2	C10M3	C25M3	C100M3
1971	85	2.91	2.94	3.45	3.69	3.69	3.88	2.99	2.89	3.22
1972	85	3.20	3.23	3.72	4.66	4.82	5.30	3.90	3.90	4.75
1973	85	3.45	3.48	3.99	3.93	3.97	4.53	3.58	3.59	4.36
1974	85	3.63	3.67	4.23	4.67	4.65	5.25	3.99	3.88	4.62
1975	85	3.64	3.68	4.22	3.73	3.76	4.36	3.56	3.60	4.25
1976	85	3.70	3.74	4.30	4.35	4.33	5.00	4.07	4.00	4.82
1977	85	4.07	4.07	4.90	3.99	4.04	4.28	3.80	3.74	4.37
1978	85	3.52	3.54	4.15	3.34	3.39	3.49	3.56	3.50	4.05
1979	85	3.66	3.69	4.23	4.89	4.90	5.40	4.41	4.39	5.03
1980	85	4.21	4.23	4.90	4.78	4.77	5.56	4.52	4.41	5.35
1981	85	3.59	3.62	4.18	4.45	4.41	5.06	4.13	4.03	4.82
1982	85	3.71	3.73	4.35	4.71	4.64	5.27	4.38	4.26	5.05
1983	85	3.62	3.65	4.20	4.54	4.52	5.16	4.10	4.03	4.76
1984	85	3.85	3.88	4.49	4.61	4.60	5.35	4.27	4.18	5.09
1985	85	3.47	3.50	4.02	3.92	3.99	4.64	3.71	3.69	4.52
1986	85	3.73	3.77	4.34	4.71	4.72	5.25	4.05	4.00	4.75
1987	85	3.70	3.74	4.29	4.48	4.47	5.12	4.17	4.12	4.94
1988	85	3.40	3.43	3.98	3.87	3.97	4.60	3.63	3.60	4.26
1989	85	4.03	4.05	4.73	4.19	4.18	4.68	3.69	3.61	4.45
1990	85	3.58	3.61	4.15	3.84	3.85	4.47	3.60	3.58	4.22
moyenne:		3.63	3.66	4.24	4.27	4.28	4.83	3.91	3.85	4.58
ecartype:		0.29	0.29	0.35	0.45	0.43	0.55	0.37	0.36	0.47
C.V.:		0.08	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11	0.10	0.09	0.10

Racines carrées des erreurs quadratiques moyennes entre PV et PR pour chaque année hydrique final

ANNEE	FREQ	C10M1	C25M1	C100M1	C10M2	C25M2	C100M2	C10M3	C25M3	C100M3
1971	85	4.67	4.69	5.60	4.81	4.74	5.84	5.17	5.12	5.63
1972	85	4.64	4.66	5.57	5.17	5.16	6.18	5.29	5.33	5.99
1973	85	4.67	4.70	5.66	4.95	4.95	5.92	4.99	5.12	5.85
1974	85	4.71	4.75	5.77	4.71	4.75	5.73	4.80	4.89	5.48
1975	85	4.71	4.74	5.75	4.80	4.83	5.79	4.81	4.98	5.76
1976	85	4.72	4.76	5.80	4.73	4.77	5.76	4.84	4.98	5.68
1977	85	4.66	4.70	5.65	4.82	4.78	5.70	5.27	5.20	5.60
1978	85	4.66	4.66	5.54	4.89	4.81	5.78	5.17	5.10	5.73
1979	85	4.70	4.74	5.75	4.86	4.88	5.78	4.88	5.03	5.72
1980	85	4.71	4.75	5.78	4.73	4.77	5.77	4.78	4.89	5.56
1981	85	4.69	4.73	5.75	4.71	4.75	5.75	4.82	4.93	5.58
1982	85	4.68	4.70	5.65	4.91	4.94	5.89	4.91	5.02	5.63
1983	85	4.70	4.73	5.73	4.82	4.85	5.80	4.86	5.00	5.64
1984	85	4.72	4.77	5.80	4.70	4.73	5.73	4.67	4.79	5.51
1985	85	4.67	4.70	5.68	4.84	4.83	5.86	5.00	5.12	5.81
1986	85	4.72	4.77	5.81	4.69	4.74	5.71	4.82	4.95	5.60
1987	85	4.72	4.75	5.77	4.74	4.78	5.77	4.77	4.91	5.69
1988	85	4.67	4.71	5.69	4.96	4.95	5.81	5.14	5.21	5.68
1989	85	4.71	4.75	5.79	4.69	4.74	5.69	4.83	4.94	5.50
1990	85	4.69	4.73	5.73	4.96	4.98	5.77	4.88	5.03	5.67
moyenne:		4.69	4.72	5.71	4.82	4.84	5.80	4.94	5.03	5.66
ecartype:		0.02	0.03	0.08	0.12	0.11	0.11	0.18	0.13	0.12
C.V.:		0.01	0.01	0.01	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02

ANNEXE n°7 suite

MSEP d'ETR : moyenne, minimum, maximum et écart-type  
par unité de plus de 5 PV

Carte C10

	M1	M2	M3
<b>UC=1.140 (11 PV)</b>			
moyenne	18.96	32.56	24.37
min	13.88	13.49	12.28
max	27.66	52.58	33.04
ecartype	3.26	10.07	4.44
moy-ec	15.70	22.49	19.93
moy+ec	22.22	42.62	28.82
<b>UC=1.160 (6 PV)</b>			
moyenne	23.43	33.72	29.15
min	11.16	21.15	16.97
max	27.76	46.30	45.82
ecartype	4.31	8.65	7.44
moy-ec	19.12	25.07	21.72
moy+ec	27.74	42.37	36.59
<b>UC=1.171 (5 PV)</b>			
moyenne	17.17	17.65	12.43
min	11.93	5.01	3.61
max	21.45	21.11	16.70
ecartype	2.27	4.28	3.00
moy-ec	14.90	13.37	9.43
moy+ec	19.44	21.92	15.44
<b>UC=1.200 (9 PV)</b>			
moyenne	7.16	10.82	10.32
min	3.46	4.08	1.20
max	8.41	18.56	17.28
ecartype	1.29	3.79	4.43
moy-ec	5.87	7.03	5.88
moy+ec	8.45	14.61	14.75
<b>UC=1.810 (7 PV)</b>			
moyenne	16.37	24.26	13.97
min	12.49	16.46	8.03
max	23.24	46.79	17.42
ecartype	2.39	6.94	2.38
moy-ec	13.98	17.32	11.60
moy+ec	18.77	31.20	16.35

Carte C25

	M1	M2	M3
<b>UC=1.25110 (11 PV)</b>			
moyenne	6.90	11.41	9.34
min	2.99	5.15	1.00
max	8.32	16.95	15.41
ecartype	1.39	3.16	4.04
moy-ec	5.50	8.25	5.30
moy+ec	8.29	14.57	13.38
<b>UC=1.251101 (14 PV)</b>			
moyenne	16.70	28.36	21.90
min	12.28	12.01	10.25
max	23.84	45.89	28.97
ecartype	2.74	8.82	3.84
moy-ec	13.96	19.54	18.07
moy+ec	19.44	37.18	25.74
<b>UC=1.25111 (6 PV)</b>			
moyenne	23.43	33.72	29.15
min	11.16	21.15	16.97
max	27.76	46.30	45.82
ecartype	4.31	8.65	7.44
moy-ec	19.12	25.07	21.72
moy+ec	27.74	42.37	36.59
<b>UC=1.25112 (5 PV)</b>			
moyenne	17.17	17.65	12.43
min	11.93	5.01	3.61
max	21.45	21.11	16.70
ecartype	2.27	4.28	3.00
moy-ec	14.90	13.37	9.43
moy+ec	19.44	21.92	15.44
<b>UC=1.25160 (7 PV)</b>			
moyenne	16.37	24.26	13.97
min	12.49	16.46	8.03
max	23.24	46.79	17.42
ecartype	2.39	6.94	2.38
moy-ec	13.98	17.32	11.60
moy+ec	18.77	31.20	16.35
<b>UC=7.7253 (7 PV)</b>			
moyenne	7.54	10.70	8.64
min	5.56	5.60	4.99
max	11.38	15.70	15.20
ecartype	1.55	3.33	2.60
moy-ec	5.99	7.38	6.04
moy+ec	9.09	14.03	11.24

Carte C100

	M1	M2	M3
UC=1.650 (16 PV)			
moyenne	33.05	38.98	37.48
min	21.02	10.74	7.81
max	39.02	49.34	47.37
ecartype	4.42	11.54	9.54
moy-ec	28.63	27.44	27.94
moy+ec	37.47	50.52	47.02
UC=1.750 (12 PV)			
moyenne	19.23	32.03	26.14
min	13.29	12.45	11.71
max	25.69	50.38	36.89
ecartype	2.98	9.22	5.07
moy-ec	16.25	22.81	21.07
moy+ec	22.21	41.25	31.21
UC=1.770 (8 PV)			
moyenne	57.18	55.71	46.30
min	39.30	21.18	25.80
max	91.88	73.91	59.82
ecartype	13.83	11.39	8.26
moy-ec	43.35	44.32	38.04
moy+ec	71.01	67.10	54.57
UC=1.821 (8 PV)			
moyenne	4.70	9.63	7.03
min	1.67	5.18	1.10
max	5.90	15.95	10.94
ecartype	1.15	3.38	2.92
moy-ec	3.55	6.26	4.10
moy+ec	5.85	13.01	9.95
UC=6.573 (8 PV)			
moyenne	1.54	3.39	3.22
min	0.95	1.00	1.02
max	3.07	7.93	7.25
ecartype	0.70	1.85	1.82
moy-ec	0.84	1.54	1.40
moy+ec	2.24	5.24	5.04
UC=7.730 (6 PV)			
moyenne	4.40	20.99	20.59
min	2.23	4.68	4.73
max	11.27	44.76	39.16
ecartype	2.73	10.68	9.32
moy-ec	1.67	10.31	11.27
moy+ec	7.12	31.67	29.91
UC=7.840 (8 PV)			
moyenne	3.72	2.22	2.56
min	2.92	1.07	1.20
max	4.92	4.63	5.95
ecartype	0.47	0.76	1.39
moy-ec	3.25	1.46	1.17
moy+ec	4.19	2.98	3.95

MSE de Stock hydrique: moyenne, minimum, maximum et écartype

Carte C10

	M1	M2	M3
<b>UC=1.140 (11 PV)</b>			
moyenne	33.67	38.46	35.02
min	30.14	30.79	26.03
max	35.50	51.27	42.15
ecartype	1.60	3.83	5.17
moy-ec	32.08	34.63	29.85
moy+ec	35.27	42.30	40.19
<b>UC=1.160 (6 PV)</b>			
moyenne	7.76	6.49	3.79
min	7.40	4.51	1.75
max	10.33	9.18	12.78
ecartype	0.74	1.11	2.63
moy-ec	7.01	5.38	1.17
moy+ec	8.50	7.60	6.42
<b>UC=1.171 (5 PV)</b>			
moyenne	8.40	10.86	10.18
min	7.51	7.89	6.28
max	8.91	19.82	16.34
ecartype	0.42	3.11	2.90
moy-ec	7.98	7.75	7.28
moy+ec	8.82	13.98	13.08
<b>UC=1.200 (9 PV)</b>			
moyenne	6.55	9.49	8.99
min	3.66	3.94	1.15
max	7.60	17.76	14.56
ecartype	1.10	3.80	4.04
moy-ec	5.45	5.69	4.95
moy+ec	7.64	13.30	13.03
<b>UC=1.810 (7 PV)</b>			
moyenne	46.34	42.84	53.20
min	43.68	34.24	45.05
max	52.93	49.44	69.65
ecartype	2.57	3.68	6.80
moy-ec	43.77	39.16	46.39
moy+ec	48.91	46.52	60.00

Carte C25

	M1	M2	M3
UC=1.25110 (11 PV)			
moyenne	6.08	8.28	13.81
min	4.80	4.14	2.69
max	6.73	14.91	19.81
ecartype	0.57	3.12	5.39
moy-ec	5.51	5.16	8.42
moy+ec	6.65	11.40	19.20
UC=1.251101 (14 PV)			
moyenne	30.33	34.41	30.81
min	27.13	26.64	21.18
max	32.02	46.49	38.56
ecartype	1.48	3.65	5.03
moy-ec	28.84	30.76	25.78
moy+ec	31.81	38.06	35.84
UC=1.25111 (6 PV)			
moyenne	7.76	6.49	3.79
min	7.40	4.51	1.75
max	10.33	9.18	12.78
ecartype	0.74	1.11	2.63
moy-ec	7.01	5.38	1.17
moy+ec	8.50	7.60	6.42
UC=1.25112 (5 PV)			
moyenne	8.40	10.86	10.18
min	7.51	7.89	6.28
max	8.91	19.82	16.34
ecartype	0.42	3.11	2.90
moy-ec	7.98	7.75	7.28
moy+ec	8.82	13.98	13.08
UC=1.25160 (7 PV)			
moyenne	46.34	42.84	53.20
min	43.68	34.24	45.05
max	52.93	49.44	69.65
ecartype	2.57	3.68	6.80
moy-ec	43.77	39.16	46.39
moy+ec	48.91	46.52	60.00
UC=7.7253 ( )			
moyenne	31.58	33.82	36.47
min	31.15	29.53	29.24
max	32.42	42.49	43.53
ecartype	0.39	3.84	3.37
moy-ec	31.19	29.98	33.10
moy+ec	31.96	37.66	39.84

Carte C100

	M1	M2	M3
UC=1.650			
moyenne	10.53	12.48	13.60
min	8.45	9.09	11.68
max	11.68	15.94	18.99
ecartype	0.92	1.59	2.05
moy-ec	9.60	10.90	11.55
moy+ec	11.45	14.07	15.66
UC=1.750			
moyenne	38.89	44.80	40.27
min	37.51	39.59	28.86
max	40.30	62.36	56.59
ecartype	0.80	6.54	6.69
moy-ec	38.09	38.26	33.58
moy+ec	39.69	51.35	46.97
UC=1.770			
moyenne	73.39	71.80	61.65
min	57.24	37.02	38.46
max	80.26	81.49	72.98
ecartype	6.45	11.14	8.49
moy-ec	66.94	60.66	53.16
moy+ec	79.84	82.94	70.14
UC=1.821			
moyenne	4.46	6.30	13.95
min	4.13	3.96	3.40
max	4.67	11.11	18.93
ecartype	0.15	2.23	5.06
moy-ec	4.31	4.08	8.90
moy+ec	4.61	8.53	19.01
UC=6.573			
moyenne	10.48	10.73	10.68
min	10.18	9.81	9.73
max	11.69	12.48	12.76
ecartype	0.35	0.71	0.83
moy-ec	10.13	10.02	9.85
moy+ec	10.83	11.44	11.52
UC=7.730			
moyenne	90.20	86.20	84.33
min	88.69	77.50	76.85
max	94.70	102.40	96.14
ecartype	1.53	6.94	5.55
moy-ec	88.67	79.26	78.78
moy+ec	91.73	93.14	89.89
UC=7.840			
moyenne	48.19	47.74	40.63
min	46.17	43.53	30.98
max	49.42	53.35	44.78
ecartype	1.07	2.24	3.06
moy-ec	47.12	45.50	37.57
moy+ec	49.26	49.98	43.68

## ANNEXE n°8

Analyses de variance 1) sur les PV seulement et 2) sur les PV et les PR.

### \* PV seulement

Tableau 1: valeurs de  $1-s^{2w}/s_t^2$  (pourcentages de variance expliquée par les classifications).  $s^{2w}$  et  $s_t^2$  sont les moyennes obtenues à partir des variances intra-unité et totales de chacune des 20 analyses de variance (20 années)

Type de carte		C10	C25	C100
ETR	M1	56%	52%	52%
	M2	54%	50%	44%
	M3	55%	53%	43%
STOCK	M1	74%	70%	44%
	M2	73%	73%	43%
	M3	68%	68%	41%

Tableau 2: Evaluation de la méthode cartographique adoptée. Pour chacun des termes du bilan hydrique, pour chaque modèle et chaque type d'échantillonnage: Var( $\epsilon$ ) (variance d'écarts entre PV et PR),  $2V_i$  ( $V_i$ =variance intra-unité),  $V_t + V_t/n$  ( $V_t$ =variance totale) et  $2V_t$ .

Carte	Modèle	Var( $\epsilon$ ) (cm)	$2V_i$ (cm)	$V_t + V_t/n$ (cm)	$2V_t$ (cm)
<b>ETR</b>					
C10	M1	13.2	18.1	21.6	41.4
C25	M1	13.4	19.9	21.9	41.4
C100	M1	18.1	19.9	22.3	41.4
C10	M2	18.4	22.1	25.0	48.0
C25	M2	18.5	23.8	25.3	48.0
C100	M2	23.4	27.3	25.8	48.0
C10	M3	15.3	17.5	20.3	38.9
C25	M3	14.9	18.1	20.5	38.9
C100	M3	20.3	22.3	20.9	38.9
<b>STOCK</b>					
C10	M1	21.4	15.2	30.4	58.2
C25	M1	19.8	17.6	30.7	58.2
C100	M1	31.7	32.8	31.3	58.2
C10	M2	22.6	16.5	31.5	60.3
C25	M2	20.8	16.5	31.8	60.3
C100	M2	32.7	34.2	32.5	60.3
C10	M3	23.5	18.6	29.8	57.2
C25	M3	22.2	18.6	30.2	57.2
C100	M3	31.9	34.1	30.8	57.2

**\* PV+PR**

Tableau 3: valeurs de  $1-s^{2w}/s_t^2$  (pourcentages de variance expliquée par les classifications).  $s^{2w}$  et  $s_t^2$  sont les moyennes obtenues à partir des variances intra-unité et totales de chacune des 20 analyses de variance (20 années)

Type de carte		1	2	3
ETR	M1	59%	54%	52%
	M2	57%	52%	46%
	M3	56%	54%	45%
STOCK	M1	71%	70%	48%
	M2	70%	69%	44%
	M3	64%	64%	45%

Tableau 4: Evaluation de la méthode cartographique adoptée. Pour chacun des termes du bilan hydrique, pour chaque modèle et chaque type d'échantillonnage: Var( $\epsilon$ ) (variance d'écarts entre PV et PR),  $2V_i$  ( $V_i$ =variance intra-unité),  $V_t + V_t/n$  ( $V_t$ =variance totale) et  $2V_t$ .

Carte	Modèle	Var( $\epsilon$ ) (cm)	$2V_i$ (cm)	$V_t + V_t/n$ (cm)	$2V_t$ (cm)
<b>ETR</b>					
1	M1	13.2	16.2	20.8	39.8
2	M1	13.4	17.8	20.6	39.0
3	M1	18.1	19.2	21.8	40.4
1	M2	18.4	20.4	24.5	47.0
2	M2	18.5	21.8	24.2	45.8
3	M2	23.4	25.6	25.3	47.0
1	M3	15.3	16.6	19.8	38.0
2	M3	14.9	17.0	19.7	37.4
3	M3	20.3	21.2	20.9	38.8
<b>STOCK</b>					
1	M1	21.4	18.2	32.5	62.2
2	M1	19.8	19.2	33.4	63.2
3	M1	31.7	32.8	33.7	62.6
1	M2	22.6	19.4	33.4	64.0
2	M2	20.8	20.2	34.2	64.8
3	M2	32.7	34.0	33.6	62.4
1	M3	23.5	21.2	31.1	59.6
2	M3	22.2	22.2	32.2	61.0
3	M3	31.9	33.4	32.6	60.6

## ANNEXE n°9

### EVALUATION DU TEMPS DE TRAVAIL POUR LA CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE DES PROFILS DE REFERENCE DES CARTES DES SOLS

Nombre de profils représentatifs pour chacun des types de carte:

- Carte C10: 23 PR
- Carte C25: 18 PR
- Carte C100: 13 PR

#### 1. Description succincte des profils (définitions des horizons pédologiques), prélèvement de mottes, mesures de densité apparente in situ (sonde Troxler).

Cette étape a été réalisée par deux équipes de deux personnes. On peut compter que l'une d'entre elles faisait 8 profils par jour tandis que l'autre en faisait 5.

Cela revient donc à compter un temps de travail de 3,5 jour par personne pour cette première étape.

On compte donc, pour chaque type de carte les temps de travail suivants:

*Tableau 1: Temps de travail en fonction du type de carte. Etape de description de profils, prélèvement de mottes et mesures de densité apparente.*

Carte	Temps de travail (nb.jours pers.)
C10	7.1
C25	5.5
C100	4

#### 2. Mesures des teneurs en eau à divers points de pression à l'aide de l'appareil de Richards.

##### 2.1. Préparation des agrégats faisant l'objet de mesures.

On compte en moyenne 3 horizons par profil. On a donc prélevé 3 mottes de terre par profil à partir desquels seront constitués les agrégats faisant l'objet de mesures de teneur en eau. 20 mottes de terre sont traitées en une demi-journée par deux personnes. On compte donc un temps de travail de 0.05 jour pour une personne pour transformer une motte en agrégats. Le temps de travail nécessaire à la préparation des agrégats est donc:

*Tableau 2: Temps de travail en fonction du type de carte. Etape de préparation des agrégats.*

Carte	Nombre de mottes à traiter	Temps de travail (nb.jours pers.)
C10	69	3.45
C25	54	2.70
C100	39	1.95

## *2.2. Mesures de teneurs en eau*

En comptant 3 répétitions par horizon pour un point de mesure de teneur en eau, on a 9 mesures à faire par profil. On arrondira ce chiffre à 10 mesures par profil pour prendre en compte les mesures supplémentaires nécessitées par les sols caillouteux et pour d'éventuelles vérifications.

On suppose qu'on peut disposer de deux appareils de Richards branchés en parallèle. En tablant sur 6 plaques poreuses et la possibilité de disposer 40 agrégats par plaque, on peut traiter 240 agrégats simultanément. Quelle que soit la carte à caractériser, on pourra faire passer l'ensemble des échantillon en même temps dans l'appareil de Richards puis à l'étuve.

Par contre les temps de manipulations annexes (disposition des échantillons sur les plaques poreuses, pesées) restent très importants et sont dépendants du nombre d'échantillons à traiter. On admet qu'en 2.5 jours on peut mesurer la teneur en eau à un point de pression donné pour l'ensemble des 23 profils de la carte C10. En pondérant cette évaluation par le nombre de profil de chaque carte, on obtient les temps de travail suivants pour un point de pression:

*Tableau 3: Temps de travail en fonction du type de carte. Etape de mesure des teneur en eau pour un point de pression.*

Carte	Temps de travail (nb.jours pers.)
C10	2.50
C25	1.96
C100	1.41

Le nombre de points de pression dont il faut connaître la teneur en eau est déterminé par le modèle de bilan hydrique utilisé. Pour le modèle M1, seuls les teneurs en eau au point de flétrissement permanent et à la capacité de rétention sont nécessaires pour connaître la réserve utile de chaque horizon. Par contre, les modèles M2 et M3 nécessitent la connaissance de la courbe de rétention  $h(\theta)$  de chaque horizon. Dans ce travail, elle a été ajustée à partir de 5 points correspondant à des teneurs en eau mesurées et 2 points où la teneur en eau a été estimée. Nous considérerons donc que l'exigence en points de mesure est de 2 pour le modèle M1 et de 5 pour les modèles M2 et M3. Dans ces conditions, le temps de travail global correspondant à la mesure des points de teneur en eau dépend de la carte et du modèle, comme le montre le tableau suivant:

*Tableau 4: Temps de travail en fonction du type de carte. Etape de mesure des teneur en eau pour l'ensemble des points de pression nécessaires aux différents modèles de bilan hydrique.*

Carte	Temps de travail (nb.jours pers.)		
	M1	M2	M3
C10	5.00	12.50	12.50
C25	3.92	9.80	9.80
C100	2.82	7.05	7.05

### **3. Temps de travail total pour la caractérisation hydrodynamiques des trois cartes de sol.**

Le temps de travail global peut être obtenu en faisant la somme, pour chaque carte, des temps énoncés dans les tableaux 1, 2 et 4.

*Tableau 5: Temps de travail global pour la caractérisation hydrodynamique des cartes des sols: en fonction du type de carte et du modèle de bilan hydrique qui y est associé.*

Carte	Temps de travail (nb.jours pers.)		
	M1	M2	M3
C10	15.55	23.05	23.05
C25	12.12	18.00	18.00
C100	8.77	13.00	13.00

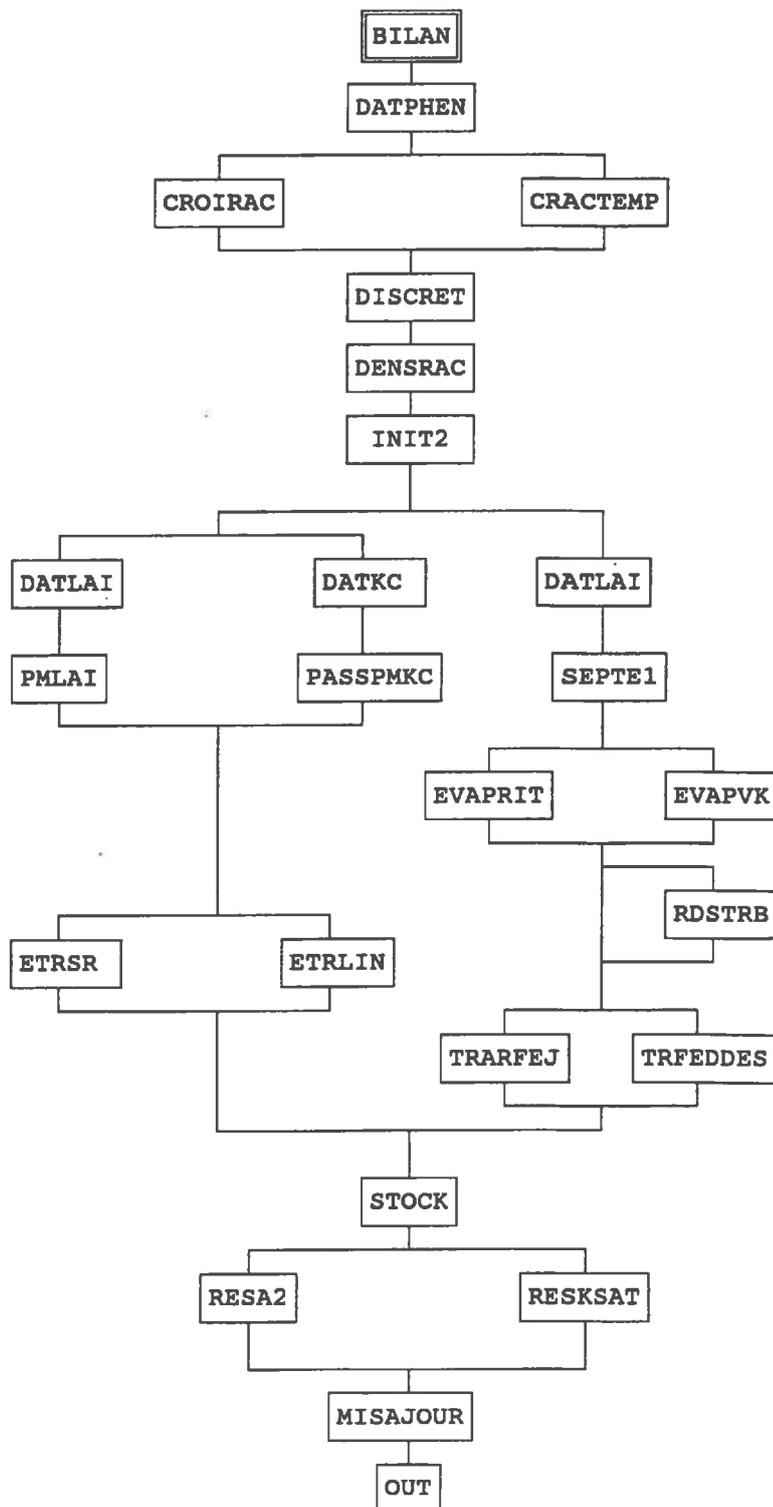
## ANNEXE n°10

Les modèles M1, M2 et M3 ont été construits à partir du logiciel MOBIDIC.

MOBIDIC est un logiciel permettant à l'utilisateur de construire son propre modèle de bilan hydrique à partir d'un choix de modules pour chaque processus du système sol-plante-atmosphère. L'état actuel de ce logiciel a été élaboré au cours de cette thèse. Les différents modules de calcul ont été écrits en langage FORTRAN 77 à partir de programmes déjà écrits ou non. La structure conversationnelle a été mise au point par Graillat (1990). La structure générale de MOBIDIC permet l'ajout de modules supplémentaires.

Cette annexe présente l'organigramme de MOBIDIC dans son état actuel et décrit les grandes lignes des différents modules de calcul utilisés par les modèles M1, M2 et M3.

**ORGANIGRAMME DE MOBIDIC SIMPLIFIE:**  
 Seuls les sous programmes principaux sont représentés.



## SOUS-PROGRAMMES

---

**DATPHEN:** Sous-programme de développement phénologique du blé.

Le développement phénologique proposé par Weir et al. (1984) est calculé jour par jour. Le calcul est basé sur la température et la photopériode.

---

**CROIRAC:** sous-programme de croissance racinaire:

Croissance linéaire entre 15 cm au-dessous de la surface du sol et une profondeur maximum donnée en entrée du semis à la floraison.

rq: on considère que dès le semis les racines peuvent extraire l'eau sur une profondeur de sol égale à 15cm .

---

**DENSRAC:** sous-programme de calcul de la densité racinaire.

En fonction de la profondeur racinaire de chaque jour, la densité racinaire est déterminée par ajustement à une distribution quadratique (Childs et al, 1977).

---

**DATLAI:** Sous-programme de calcul de l'index foliaire journalier de la plante.

La méthode de calcul du lai adopte ici est basée sur les sommes de températures (Baret F., 1986).

Les valeurs numériques sont celles de la variété Talent et ont été vérifiées sur des observations de lai max et de sénescence totale.

---

**DISCRET:** Sous-programme de discrétisation du profil en horizons de calcul.

Ce sous-programme a pour objectif de rediscrétiser le profil en horizons de calcul, de telle sorte que la limite inférieure de la zone racinaire corresponde à une limite d'horizon de calcul

---

**INIT2:** Initialisation

Ce sous-programme a pour objet d'initialiser le stock, la réserve hydrique et la teneur en eau de chaque couche de calcul.

Les principales étapes sont:

- 1) Attribution des stocks à la fin du pas de temps précédent à des tranches de 1 cm.
- 2) Calcul du stock initial des couches du pas de temps présent par empilement des tranches de 1cm.
- 3) Calcul: teneurs en eau, réserves hydriques et réserves utiles initiales du jour

---

**DATKC:** Détermination du coefficient cultural en fonction du stade phénologique.

les publications sont rares; on a utilisé les données fournies par : ABDD-ITCF, 1986. Ble dur, Arles, Mas Grand Arbaud, 29 Mai 1986, Recueil des communications, revue Optimum, 64p. Ces données ont été adaptées à l'échelle phénologique proposée par le module de développement du blé d'ARCWHEAT grâce aux informations fournies par:

\* Zadoks JC, Chang TT, Konzak CF, 1974. Bull. Eucarpia n°7, janvier 1974. in: Cours de phytotechnie, ENSAM, Céréales à paille.

\* Chery J, communication personnelle.

Il faut par ailleurs faire remarquer que des données de coefficients culturaux en fonction du temps existent et sont en contradiction entre elles et vis-à-vis des données citées ci-dessus. On citera les références suivantes:

\* Lecarpentier C, Scherer JC, Darves-Bornoz R, 1979. Etude fréquentielle des besoins en eau d'irrigation. Ministère de l'Agriculture, Direction de l'Aménagement, Service de l'Hydraulique.

\* Robelin, 1969. Assistance à l'irrigation dans le Val d'Allier. BTI 1969 (238) 227-230.

\* INRA, 1979. L'INRA, l'eau et la production agricole.

---

**PASSPMKC:** Passage d'ETP à ETM

Sous-programme permettant de réduire l'ETP en ETM à l'aide d'un coefficient cultural

---

**ETRSR:** Calcul d'ETR

écriture du sous-programme de calcul de ETR par la méthode du simple ratio

---

#### SEPT1: Séparation d'ETP en EP et TP.

Ce sous-programme a pour objet de répartir la demande évaporative de l'atmosphère (ETP) entre le sol (EP=évaporation potentielle du sol nu) et la plante (TP=transpiration potentielle de la plante).

La répartition de ETP en EP et TP suit la loi de Beer; beta est un coefficient d'extinction, caractéristique du port foliaire du végétal. La valeur adoptée ici (beta=0.6) est celle proposée par Goudriaan (1977)<sup>°°</sup> et reprise notamment par les modèles de Hansen (1984) et Seligman & Van Keulen (1987).

<sup>°°</sup>Goudriaan, 1977. Crop micrometeorology: a simulation study. 257p.  
cite par Seligman & Van Keulen (1987).

---

#### EVAPVK: Calcul de l'évaporation réelle.

Ce sous-programme calcule le flux d'évaporation du sol du jour suivant une procédure proposée par Van Keulen (1975). L'évaporation est fonction de l'évaporation potentielle et du niveau de remplissage en eau de l'horizon de surface.

NB: le 1<sup>°</sup> horizon ne devrait pas être trop profond car, sinon, les flux d'évaporation risquent d'être surestimés.

Les principales étapes sont:

- 1) Initialisation
- 2) Calcul de ER à partir du stock de la première couche.

NB: on discrétise le processus d'évaporation en 6 périodes d'EP égales de façon à mieux simuler l'évolution de l'évaporation au cours de la journée.

3) Appel ou non du sous-programme de redistribution de l'évaporation sur l'ensemble des couches de sol.

4) Mise à jour du stock en eau de chaque couche (après évaporation) et de l'évaporation de l'ensemble du profil. L'évaporation est limitée par l'humidité minimale du sol.

---

#### RDSTRB: Redistribution de l'évaporation sur le profil de sol.

Sous-programme redistribuant le flux d'évaporation entre les couches du profil suivant une fonction exponentielle (cf. Van Keulen, 1975).

Les principales étapes sont:

- 1) Calcul de la part d'évaporation affectée au 1<sup>°</sup> horizon
- 2) Calcul de la part d'ER affectée aux autres horizons
- 3) Pondération des parts de chaque horizon pour que le total soit égal à l'ER globale

---

#### TRFEDDES: Calcul de la transpiration réelle.

Sous-programme calculant la transpiration réelle de chaque couche selon le modèle proposé par Feddes et al (1978) et Feddes (1987).

Les principales étapes sont:

1) Détermination du potentiel  $\psi_3$  (point de réduction) en fonction de l'extraction racinaire potentielle totale (TP) de la plante.

2) \*pour chaque horizon:  
a) Calcul de l'extraction racinaire maximale en fonction de la densité ou de la profondeur racinaire

b) Calcul du potentiel hydrique total et de l'extraction racinaire  
c) Mise à jour du stock en eau de chaque couche par retrait de la transpiration au stock précédent dans la limite autorisée par l'humidité au point de flétrissement permanent.

---

#### TRARFEJ: Calcul de la transpiration réelle.

Ce sous-programme a pour objet de calculer le flux d'extraction racinaire au sein de chaque couche de calcul. L'algorithme de calcul est celui proposé par Rambal et Cornet (1982) dans le modèle ARFEJ. (Le sous-programme appelle une fonction SUCCION.)

Les principales étapes sont:

1) Initialisation  
2) Calcul de la succion (en cm H<sub>2</sub>O) de chaque couche de calcul et détermination d'un potentiel foliaire de départ pour l'algorithme suivant.

3) Estimation des flux d'extraction racinaire par un algorithme itératif. L'itération se fait par ajustement du potentiel foliaire  $\psi_{sif}$ .

4) Mise à jour du stock en eau de chaque couche par retrait de la transpiration au stock précédent dans la limite autorisée par l'humidité au point de flétrissement permanent.

---

**STOCK:** Calcul du stock hydrique du sol après évapotranspiration.

Sous-programme qui calcule le stock en eau du sol après évapotranspiration en suivant les étapes suivantes:

- 1) Diminution de l'ETR si elle est supérieure à la réserve hydrique du sol
- 2) Répartition de l'ETR dans chaque horizon
- 3) Mise à jour du stock en eau du sol après évaporation

---

**RESA2:** Calcul du stock en eau du sol et du drainage après infiltration.

Sous-programme de calcul du stock en eau du sol du à l'apport de pluie; redistribution entre horizons selon la loi du "tout ou rien".

---

**RESKSAT:** Calcul du stock en eau du sol et du drainage après infiltration.

Sous-programme de calcul du stock en eau du sol du à l'apport de la pluie: redistribution entre horizons en fonction de leur perméabilité (conductivité hydraulique à saturation)

Ce module s'inspire largement du modèle ARFEJ mis au point par Rambal et Cornet (1982). Un coefficient a été introduit de manière à prendre en compte directement la conductivité hydraulique. Sa valeur a été ajustée de manière à être compatible avec les valeurs des coefficients d'ARFEJ testés sur trois horizons bien différenciés (voile éolien (S), textures SL et SA, horizon encroutée).

Pour chaque horizon, 3 alternatives se présentent:

- 1) --si la réserve est pleine, l'apport d'eau est immédiatement redistribué
- 2) --s'il ne reste pas de surplus d'eau une fois la réserve comblée, il n'y a pas de drainage dans l'horizon suivant
- 3) --sinon, l'eau s'infiltré jusqu'à combler la réserve et au bout de dd, l'eau est redistribuée comme en 1).

Le calcul du drainage et du stock final est déduit des alternatives ci-dessus.

---

**MISAJOUR:** Test et mise à jour du bilan hydrique.

Ce sous-programme comporte 3 parties:

- 1) Test du bilan hydrique journalier
- 2) Cumul sur l'ensemble du profil des variables définies par horizon
- 3) Mise à jour des variables modifiées par le module de discrétisation du profil

---

**OUT:** Écriture des résultats dans un fichier de sortie.

Sortie possible sous plusieurs formes:

- 1) Termes du bilan hydrique donnés pour le profil entier:
  - a) Termes cumulés (par ex.: ETR, ETP) et finaux (stock hydrique, réserve hydrique):
    - en fin de cycle;
    - en un jour choisi.
  - b) Valeurs journalières pour un nombre de jours à choisir.
- 2) Termes du bilan hydrique donnés horizons par horizons pour un nombre de jours limité.

---

**TEST**

Sous-programme qui teste si le stock en eau du sol n'est pas inférieure au stock minimal

---

**DATEMD**

Sous-programme permettant de transformer un numéro de jour (ex:244) en jour et mois (ex:1°Sept.)

---

**PSI**

Cette Sous-programme a pour objet de calculer la succion d'un horizon, connaissant sa teneur en eau.

# ANNEXE n°11

## Statistiques generales sur ETR cumulee et Stock final

STOTM1 = stock hydrique final simulé avec le modèle M1.  
 ETRSM1 = évapotranspiration réelle cumulée en fin de cycle, simulée avec le modèle M1.

\* toutes années confondues

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
1700	STOTM1	2.0500000	33.3900000	14.1762529	5.4391650	38.3681427
	STOTM2	2.0000000	38.5700000	14.2170882	5.5803975	39.2513393
	STOTM3	2.0000000	40.8800000	14.7102235	5.4492851	37.0442032
	ETRSM1	18.0500000	54.8000000	32.4988118	7.6607475	23.5723926
	ETRSM2	17.4400000	56.9100000	35.0327647	7.8712369	22.4682150
	ETRSM3	17.2100000	52.6800000	33.7776882	7.4012926	21.9117795

\* par année

----- ANNEE=1971 -----						
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.8300000	30.7600000	14.9236471	5.2768253	35.3588187
	STOTM2	2.1300000	35.0900000	15.8322353	5.7529287	36.3368067
	STOTM3	2.1300000	38.8500000	16.4898824	5.9033853	35.8000451
	ETRSM1	35.1000000	49.5300000	42.5551765	3.5777076	8.4072208
	ETRSM2	33.0300000	52.1100000	45.3352941	3.7674829	8.3102647
	ETRSM3	33.1000000	47.1600000	43.2751765	2.9370996	6.7870308

----- ANNEE=1972 -----						
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.7100000	30.6500000	14.5482353	5.2940079	36.3893474
	STOTM2	2.1400000	38.5700000	15.1085882	5.9517405	39.3930947
	STOTM3	2.0200000	40.8800000	14.8700000	5.8494251	39.3370887
	ETRSM1	27.6500000	44.7800000	34.5932941	4.0376553	11.6717862
	ETRSM2	26.7700000	49.9600000	37.1235294	4.7726988	12.8562637
	ETRSM3	26.0300000	45.8500000	36.4405882	4.2608828	11.6926839

----- ANNEE=1973 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.5400000	30.4200000	14.1044706	5.3617471	38.0145223
	STOTM2	2.1300000	31.9000000	14.0705882	5.5943627	39.7592665
	STOTM3	2.0300000	31.0300000	14.1947059	5.3536667	37.7159393
	ETRSM1	18.0500000	36.7200000	25.4371765	4.3520692	17.1090891
	ETRSM2	17.8200000	39.9000000	26.7948235	4.5967806	17.1554801
	ETRSM3	17.3100000	35.0500000	26.2694118	4.1024996	15.6170213

----- ANNEE=1974 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	3.4800000	31.3300000	14.8147059	5.4391584	36.7145893
	STOTM2	3.1600000	31.2500000	14.5894118	5.3934004	36.9679083
	STOTM3	3.2100000	34.6100000	15.4015294	5.3711760	34.8743031
	ETRSM1	21.7300000	40.8300000	29.3909412	4.5844360	15.5981260
	ETRSM2	19.6100000	43.4700000	32.0237647	5.2249696	16.3159130
	ETRSM3	18.7900000	39.2000000	30.0345882	4.4984438	14.9775444

----- ANNEE=1975 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.3700000	30.2000000	13.7089412	5.4320789	39.6243504
	STOTM2	2.1200000	30.3100000	13.3678824	5.3695094	40.1672401
	STOTM3	2.0200000	29.5300000	13.7237647	5.2724023	38.4180465
	ETRSM1	21.9700000	41.6500000	29.6764706	4.5998848	15.5001072
	ETRSM2	21.5500000	42.5100000	30.2602353	4.5931940	15.1789764
	ETRSM3	21.6000000	39.5500000	29.8847059	4.2829264	14.3314993

----- ANNEE=1976 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.0800000	29.9500000	13.3984706	5.4595655	40.7476772
	STOTM2	2.0000000	29.6300000	13.1551765	5.3840964	40.9275880
	STOTM3	2.0000000	29.6300000	13.7704706	5.2337681	38.0071839
	ETRSM1	23.4800000	43.2400000	31.5035294	4.6724860	14.8316271
	ETRSM2	22.9400000	48.0400000	34.9923529	5.2145211	14.9018875
	ETRSM3	22.4200000	43.4700000	33.6027059	4.6833269	13.9373505

----- ANNEE=1977 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.3000000	30.1700000	14.1480000	5.3026240	37.4796718
	STOTM2	2.1200000	32.0200000	14.8485882	5.4539809	36.7306359
	STOTM3	2.1200000	30.9700000	15.3637647	5.1115858	33.2703989
	ETRSM1	33.4300000	54.5300000	45.4200000	4.8519800	10.6824746
	ETRSM2	31.8600000	56.4300000	46.7858824	4.3587963	9.3164778
	ETRSM3	32.0100000	52.6800000	46.0362353	4.0287325	8.7512206

----- ANNEE=1978 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.9800000	31.1100000	15.0405882	5.2736861	35.0630309
	STOTM2	2.1400000	33.7400000	16.3631765	5.7911674	35.3914619
	STOTM3	3.9000000	32.8600000	17.3224706	5.3105802	30.6571752
	ETRSM1	35.0700000	54.8000000	45.4720000	4.2903155	9.4350709
	ETRSM2	34.0900000	56.9100000	48.4083529	3.6734870	7.5885395
	ETRSM3	33.5500000	52.2100000	46.5620000	3.5899519	7.7100465

----- ANNEE=1979 -----

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.1600000	29.9900000	13.5009412	5.4334010	40.2446093
	STOTM2	2.0100000	30.2200000	13.3665882	5.4009185	40.4061110
	STOTM3	2.0000000	34.1300000	13.7115294	5.4493845	39.7430831
	ETRSM1	19.5900000	39.3300000	27.4169412	4.6095700	16.8128530
	ETRSM2	19.5000000	51.2300000	30.4136471	5.3833148	17.7003264
	ETRSM3	18.9300000	45.3000000	29.4222353	4.8565288	16.5063218

ANNEE=1980						
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.1100000	29.9800000	13.4728235	5.4397377	40.3756327
	STOTM2	2.0100000	29.7400000	13.2736471	5.3888889	40.5984042
	STOTM3	2.0100000	29.7800000	13.9518824	5.2494808	37.6256098
	ETRSM1	28.5500000	51.6900000	39.8707059	5.1517454	12.9211291
	ETRSM2	27.2600000	55.4300000	42.5943529	5.4557784	12.8086894
	ETRSM3	26.1700000	50.3800000	40.3028235	5.0924130	12.6353754

ANNEE=1981						
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	5.5100000	33.3900000	16.9756471	5.4063326	31.8475789
	STOTM2	5.4300000	33.9000000	17.0620000	5.4315086	31.8339501
	STOTM3	5.5700000	33.7200000	17.6572941	5.2509914	29.7383696
	ETRSM1	23.9300000	43.1000000	32.1017647	4.4940066	13.9992511
	ETRSM2	23.0700000	48.1100000	35.6177647	5.2039505	14.6105477
	ETRSM3	22.6200000	43.7900000	34.0704706	4.6862692	13.7546359

ANNEE=1982						
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.4700000	30.3700000	14.0474118	5.3616145	38.1679883
	STOTM2	2.1200000	30.8300000	13.8431765	5.5623251	40.1809879
	STOTM3	2.0200000	30.4600000	14.3795294	5.3547582	37.2387584
	ETRSM1	19.4300000	40.6900000	29.2338824	4.6268067	15.8268638
	ETRSM2	17.9300000	43.9000000	31.6905882	5.3537340	16.8937665
	ETRSM3	17.7400000	39.7400000	30.0543529	4.8613379	16.1751540

ANNEE=1983						
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	4.2300000	32.0900000	15.6121176	5.4227104	34.7339838
	STOTM2	3.4100000	31.9700000	15.1852941	5.4710486	36.0285982
	STOTM3	3.4100000	31.5700000	15.5405882	5.3235397	34.2557154
	ETRSM1	18.2100000	38.0000000	26.2445882	4.5773676	17.4411866
	ETRSM2	17.4400000	42.6100000	29.6400000	5.1678837	17.4355049
	ETRSM3	18.3700000	38.5900000	28.5967059	4.5788687	16.0118748

ANNEE=1984

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.0500000	29.9300000	13.3494118	5.4726590	40.9955064
	STOTM2	2.0000000	29.6800000	13.1381176	5.3747468	40.9095654
	STOTM3	2.0000000	29.5700000	13.7005882	5.2291139	38.1670756
	ETRSM1	21.8300000	43.2000000	31.1349412	4.8299711	15.5130246
	ETRSM2	20.6600000	47.4000000	34.3768235	5.3641644	15.6040142
	ETRSM3	20.1500000	43.6300000	32.6764706	4.9404098	15.1191660

ANNEE=1985

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.3100000	30.1600000	13.8296471	5.3695798	38.8265856
	STOTM2	2.1200000	31.9800000	13.9860000	5.5879648	39.9539882
	STOTM3	2.0100000	30.5900000	14.0836471	5.2818356	37.5033230
	ETRSM1	26.6900000	45.3600000	34.3282353	4.3702362	12.7307337
	ETRSM2	26.0600000	50.0100000	36.6096471	4.6644692	12.7410929
	ETRSM3	25.8700000	45.1000000	35.8732941	4.2253584	11.7785625

ANNEE=1986

N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.0500000	29.9400000	13.3548235	5.4707568	40.9646507
	STOTM2	2.0000000	29.7400000	13.0718824	5.3634709	41.0305935
	STOTM3	2.0000000	34.7600000	13.7807059	5.4240487	39.3597305
	ETRSM1	18.9500000	38.8200000	26.9282353	4.7105045	17.4928081
	ETRSM2	19.2400000	46.0500000	31.0572941	5.3111344	17.1010854
	ETRSM3	18.6700000	39.6300000	29.5437647	4.6345352	15.6870164

		ANNEE=1987				
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.2500000	30.0900000	13.5409412	5.4551925	40.2866569
	STOTM2	2.0200000	29.7000000	13.1490588	5.3936783	41.0195010
	STOTM3	2.0200000	29.7900000	13.7023529	5.2732658	38.4843818
	ETRSM1	18.7400000	38.7700000	26.5865882	4.6812584	17.6075934
	ETRSM2	18.3900000	42.9700000	30.4378824	5.2356391	17.2010623
	ETRSM3	17.6200000	39.2100000	29.0287059	4.7954988	16.5198506

		ANNEE=1988				
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.3200000	30.1600000	13.8795294	5.3575961	38.6007039
	STOTM2	2.1300000	31.5700000	14.0992941	5.3631700	38.0385709
	STOTM3	2.0200000	33.6700000	14.5680000	5.2753043	36.2115890
	ETRSM1	27.0500000	45.0600000	35.0055294	4.2721829	12.2043087
	ETRSM2	26.0100000	46.9600000	37.1444706	4.3879091	11.8130883
	ETRSM3	25.5000000	43.4000000	36.1382353	3.9245865	10.8599284

		ANNEE=1989				
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.0900000	29.9700000	13.4458824	5.4453517	40.4982848
	STOTM2	2.0100000	29.6600000	13.1505882	5.3623232	40.7762993
	STOTM3	2.0100000	29.6200000	14.0437647	5.1190087	36.4504020
	ETRSM1	20.4700000	42.8900000	31.3229412	4.9733621	15.8776983
	ETRSM2	19.1000000	44.6200000	32.5337647	5.1168084	15.7276862
	ETRSM3	19.4700000	40.6700000	31.3408235	4.4404172	14.1681575

		ANNEE=1990				
N Obs	Variable	Minimum	Maximum	Mean	Std Dev	CV
85	STOTM1	2.4300000	30.2600000	13.8288235	5.4083495	39.1092521
	STOTM2	2.1300000	30.1000000	13.6804706	5.3995738	39.4692111
	STOTM3	2.0800000	29.7200000	13.9480000	5.2340683	37.5255829
	ETRSM1	18.0900000	37.2500000	25.7532941	4.5099011	17.5119388
	ETRSM2	17.6000000	38.2700000	26.8148235	4.5430210	16.9421998
	ETRSM3	17.2100000	36.1600000	26.4004706	4.1713635	15.8003377

## LISTE DES ABBREVIATIONS ET SYMBOLES

A	Taux d'argile (fraction granulométrique comprise entre 0 et 2 $\mu\text{m}$ ).
CO	Taux de carbone organique.
C10	}
C25	} Cartes des sols dont les caractéristiques sont données au tableau 3.2..
C100	}
D	Drainage (L).
$E_{qm}$	Ecart quadratique moyen entre un terme du bilan hydrique simulé avec un modèle et un terme du bilan hydrique simulé avec un autre modèle ( $L^2$ ).
EP	Evaporation potentielle (L).
ER	Evaporation réelle (L).
ETR	Evapotranspiration réelle (L).
$ETR_c$	Evapotranspiration réelle cumulée en fin de cycle cultural (L).
ETM	Evapotranspiration maximale (L).
$\epsilon_s$	Erreur d'estimation spatiale des données pédologiques (s'exprime dans l'unité du terme sur lequel elle porte: $ETR_c$ ou stock final (L)).
$h(\Theta)$	Relation potentiel matriciel du sol - teneur en eau ( $M L^{-1} T^{-2}$ ).
$k_c$	Coefficient cultural (sans dimension).
$K(\Theta)$	Relation conductivité hydraulique du sol - teneur en eau ( $L T^{-1}$ ).
$K_{sat}$	Conductivité hydraulique à saturation ( $L T^{-1}$ ).
LAI	Indice foliaire (Leaf area index) (sans unité).
LF	Taux de limon fin (fraction granulométrique comprise entre 2 et 20 $\mu\text{m}$ ).
LG	Taux de limon grossier (fraction granulométrique comprise entre 20 et 50 $\mu\text{m}$ ).
MSEP	Erreur quadratique moyenne de prédiction du bilan hydrique.
M1	}
M2	} Modèles de bilan hydrique dont les caractéristiques sont données
M3	} au chapitre 6 et à la figure 6.3.
$\mu$	Moyenne théorique.
P	Précipitations (L).
PRN	Petite Région Naturelle.
PR	Profil Représentatif.
PV	Profil de Validation.
$\psi$	Succion du sol ( $M L^{-1} T^{-2}$ ).
r	Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne de propagation des incertitudes d'estimation spatiale (L).
$r^2$	Erreur quadratique moyenne de propagation des incertitudes d'estimation spatiale ( $L^2$ ).
RH	Réserve hydrique du sol (L). $RH = (\Theta - \Theta_{pf}) z$
RMSEP	Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne de prédiction.
RPD	"Représentative Profile Description", caractérisant les unités de sol des cartes faites selon la méthode de l'équipe de Wageningen (cf. chapitre 2).
S	Stock hydrique du sol (L).
SF	Taux de sable fin (fraction granulométrique comprise entre 50 et 200 $\mu\text{m}$ ).

SG	Taux de sable grossier (fraction granulométrique comprise entre 200 et 2000 $\mu\text{m}$ ).
S <sub>max</sub>	Stock hydrique maximum du sol (L).
S <sub>min</sub>	Stock hydrique minimum du sol (L).
$s^2_t$	Variance totale empirique.
$s^2_w$	Variance intra-unité empirique.
$\sigma$	Ecart-type théorique.
TP	Transpiration potentielle (L).
TR	Transpiration réelle (L).
$\tau$	Coefficient de corrélation théorique.
$\Theta$	Teneur en eau volumique.
$\Theta_{cr}$	Teneur en eau volumique à la capacité de rétention.
$\Theta_{pf}$	Teneur en eau volumique au point de flétrissement permanent.
UC	Unité cartographique.
W	Teneur en eau massique.
W(xkPa)	Teneur en eau massique à un potentiel matriciel de x kPa.
z	Profondeur du sol (L).

## CONVENTIONS

vecteur:	minuscule, gras;
matrice:	majuscule;
paramètre statistique:	minuscule grecque;
estimateurs:	équivalent romain d'une lettre grecque ou utilisation d'une étoile;
variable aléatoire:	majuscule italique;
valeur mesurée:	minuscule italique.