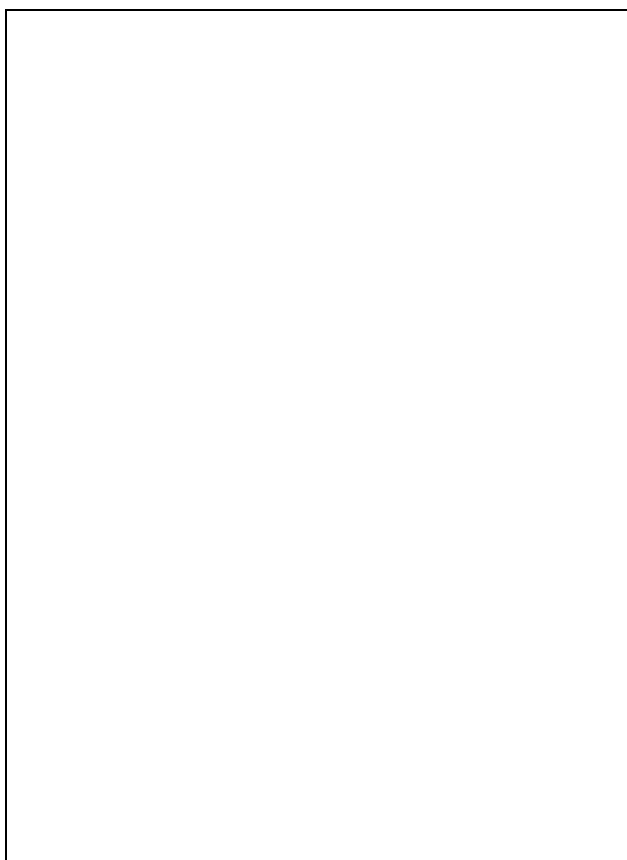


Rapport du contrat  
**Agence de l'eau Rhin-Meuse / Cnrs**

**Etude des propriétés hydriques des sols et de leur rôle dans le bilan hydrique  
Application à des sols situés sur le Dogger Lorrain en forêt de Haye**

François Bigorre<sup>1</sup>  
Francis Gras<sup>2</sup>

Daniel Tessier<sup>1</sup>  
André Granier<sup>3</sup>



<sup>1</sup>INRA, Station de Science du sol, 78026 Versailles Cedex

<sup>2</sup>CNRS-CPB 17 rue N.D. des pauvres BP 5, 54501 Vandoeuvre les Nancy

<sup>3</sup>INRA, dep<sup>t</sup> recherches forestières, Champenoux BP 35, 54280 Seichamps

**Septembre 1996**

## Résumé

Ce rapport est consacré à l'étude du rôle du sol dans l'alimentation en eau des nappes. Les sols de la forêt de Haye (Meurthe et Moselle) ont servi de support à cette étude. Des sols échantillonnés pour leur représentativité du site ont été étudiés au laboratoire et in situ. Les résultats obtenus ont permis de fournir des moyens d'estimation des propriétés hydriques du sol (Humidité à la capacité au champ et au point de flétrissement, réserve en eau utile, macroporosité et densité apparente) nécessaires au fonctionnement d'un modèle de bilan hydrique. Ils montrent que les données sols, notamment les données physico-chimiques de la carte pédologique, peuvent servir de base à l'évaluation des propriétés hydriques des sols, beaucoup mieux que leur granulométrie (approche classique). Un modèle de bilan hydrique a été couplé à la carte pédologique par l'intermédiaire d'un système d'information géographique (Arc-Info). Les drainages annuels calculés sur l'ensemble du plateau boisé montrent que les sols jouent un grand rôle dans le drainage les années à été sec. Les quantités d'eau drainées peuvent varier considérablement suivant la nature du sol et sa réserve en eau. Outre la quantité des eaux drainées, le sol influe aussi sur la qualité de ces eaux. Les résultats obtenus sur les propriétés physico-chimiques des sols permettent aussi d'envisager leur utilisation comme indicateur de fragilité des sols vis à vis des éléments polluants.

Il apparaît que la nature des sols et leurs propriétés ainsi que leurs variations spatiales sont des éléments fondamentaux à prendre en compte dans la gestion des arrivées d'eaux vers la nappe. Ceci est vrai aussi bien sur le plan quantitatif que qualitatif, principalement quand les aquifères sont fragiles comme les aquifères karstiques du Dogger lorrain.

## TABLE DES MATIERES

<b>1. INTRODUCTION</b>	<b>4</b>
<hr/>	
<b>2. CHOIX ET PRESENTATION DU SITE D'ETUDE</b>	<b>2-6</b>
<hr/>	
2.1. GEOLOGIE, HYDROGEOLOGIE	2-6
2.2. LES SOLS DE LA FORET DE HAYE	2-6
<hr/>	
<b>3. ETUDE DES PROPRIETES HYDRIQUES DES SOLS</b>	<b>3-8</b>
<hr/>	
3.1. INTRODUCTION	3-8
3.2. METHODES D'ETUDE EMPLOYEES	3-8
3.2.1. ECHANTILLONNAGE	3-8
3.2.2. ETUDE DE LA RETENTION DE L'EAU	3-9
3.3. RESULTATS	3-10
3.3.1. VALIDATION DES METHODES D'ECHANTILLONNAGE	3-10
3.3.2. HUMIDITE AU POINT DE FLETRISSEMENT PERMANENT ( $\Psi = -1.6$ MPA)	3-10
3.3.3. HUMIDITE A LA CAPACITE AU CHAMP ( $\Psi \approx -5$ KPA), DENSITE APPARENTE	3-12
3.3.4. POROSITE INTERMOTTES	3-13
3.4. DISCUSSION, EVALUATION DES RESERVES EN EAU UTILE ET SA SIGNIFICATION	3-14
3.5. CONCLUSION	3-16
<hr/>	
<b>4. MODELISATION DU BILAN HYDRIQUE, SPATIALISATION DES RESULTATS</b>	<b>4-18</b>
<hr/>	
4.1. INTRODUCTION	4-18
4.2. MODELISATION DU BILAN HYDRIQUE	4-18
4.2.1. PRESENTATION DU MODELE DE BILAN HYDRIQUE EMPLOYE	4-18
4.2.2. OBTENTION DES PARAMETRES D'ENTREE DU MODELE	4-20
4.2.3. RESULTATS	4-21
4.2.4. CONCLUSION	4-23
4.2.5. SPATIALISATION DES RESULTATS	4-24
<hr/>	
<b>5. CONCLUSION</b>	<b>5-27</b>
<hr/>	
<b>6. BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>6-30</b>
<hr/>	
<b>7. GLOSSAIRE</b>	<b>7-32</b>
<hr/>	
<b>8. ANNEXES</b>	<b>8-34</b>
<hr/>	

## **1. Introduction**

L'eau participe d'une manière décisive à l'ensemble des processus métaboliques et elle est de ce fait un constituant vital des êtres vivants. De fait, les végétaux réagissent à tout manque d'eau par une réduction de leur transpiration et en même temps de leur croissance. La transpiration n'est pas seule à intervenir dans les mouvements de l'eau vers l'atmosphère, une évaporation directe depuis la surface du sol se produit. L'ensemble de l'eau qui s'évapore est généralement désigné sous le terme d'évapotranspiration (ETP). L'ETP dépend de nombreux facteurs mais en particulier du type de végétation, de l'état physiologique de la plante, ainsi que de la disponibilité en eau du sol.

Les pluies constituent la seule ressource naturelle en eau. Leur confrontation avec l'ETP permet d'établir un bilan hydrique qui donne une information du taux de couverture des besoins en eau des plantes par le sol. C'est à l'automne et en hiver au moment où l'évapotranspiration est faible que les sols reconstituent leur réserve utile (RU) en eau. Lorsque la teneur en eau des sols atteint son maximum l'eau en excès contribue ensuite à reconstituer les nappes souterraines.

La comptabilisation de différents termes du cycle de l'eau permet de réaliser le bilan hydrique, non seulement pour la période de végétation mais aussi en hiver pour la reconstitution des nappes souterraines. Nous voyons donc que l'établissement du bilan hydrique nécessite de disposer différents types de données:

- sur le climat notamment les évènements pluvieux,
- la végétation et son état physiologique,
- les propriétés hydriques des sols.

Il est donc clair que la connaissance du sol en tant que réservoir pour l'eau est crucial pour comprendre l'ensemble du cycle de l'eau. Devant les problèmes liés à l'abaissement du niveau des nappes et à la dégradation de la qualité de leurs eaux dans de nombreuses régions de France et particulièrement dans le périmètre de l'Agence de Bassin Rhin-Meuse, il devient impératif de mieux comprendre et mieux modéliser les processus qui régissent les transferts d'eau de l'atmosphère vers le sol et le sous-sol. Pour l'Agence de l'eau Rhin-Meuse qui a en

charge la gestion des aquifères situés sous les affleurements du Dogger en Lorraine, le problème est d'autant plus important que la nature calcaire du substratum géologique est propice à la karstification. Du fait que les temps de transfert atmosphère-nappe très courts et le volume des réserves faible, les nappes souterraines sont alors très dépendantes des phénomènes de surface, d'où leur grande fragilité.

Dans la reconstitution des nappes souterraines, le sol joue un rôle de filtre et de milieu tampon vis à vis des polluants, mais il constitue aussi un réservoir d'eau de volume très variable suivant sa nature pédologique et son épaisseur. Les propriétés hydriques du sol (notamment sa réserve en eau utile) sont parmi les plus importants paramètres de fonctionnement des modèles de bilans hydriques utilisés pour simuler les bilans d'eau au niveau du sol. Pourtant, les propriétés hydriques des sols sont encore mal connues ou mal intégrées dans des modèles de prévision. Pour progresser dans la connaissance de la réserve en eau il faut considérer différents facteurs propres aux sols notamment leur distribution dans l'espace. Dans le cadre de la forêt de Haye située à l'ouest de Nancy nous avons la chance de disposer d'une carte pédologique. Des unités de sols ont été repérées à partir desquelles nous pouvons relier les propriétés des sols à leur nature. Des résultats obtenus en laboratoire et de mesures in situ seront utilisés dans un modèle de bilan hydrique couplé à un système d'information géographique pour établir des *cartes montrant les relations entre la variabilité spatiale des sols et ses conséquences sur le drainage hivernal vers le sous-sol.*

## **2. Choix et présentation du site d'étude**

Les couches géologiques du Dogger (Jurassique supérieur) affleurent sur une vaste superficie en Lorraine. Dans le cadre de cette étude, nous avons choisi d'étudier la partie forestière du plateau de Haye à l'ouest de Nancy. C'est un plateau isolé au nord et au sud par une boucle de la Moselle. Les sols sont variés et représentatifs des pédopaysages développés sur le Dogger lorrain. Ils sont très bien connus au travers de nombreuses publications et d'une cartographie à grande échelle au 1/25000 (CNRS-CPB).

### **2.1. Géologie, Hydrogéologie**

Le plateau de Haye forme un ensemble géologique tabulaire légèrement incliné vers l'ouest. Les couches calcaires dures du Jurassique moyen surmontant les marnes liasiques tendres sont à l'origine du relief de côte (fig. 1 et 2).

La fracturation des calcaires du plateau est bien connue au travers de nombreux relevés miniers et plus récemment par une étude géomorphologique (Deffontaines, 1990). De nombreuses failles de rejets très inégaux découpent la région selon deux directions privilégiées (NW et NNE). Ces failles s'amortissent en flexures dans les couches incompetentes du Lias.

Dans les couches calcaires surmontant le plancher imperméable du Lias (Schistes cartons Toarciens) se sont développés des aquifères alimentés par circulation karstique. Des traçages à la fluorescéine (Le Roux et Salado 1980) ont montré des temps de transfert rapides (10 à 20 m/h) et une alimentation de la nappe alluviale de la Moselle par le plateau selon une direction sud nord concordante avec la fracturation.

Les transferts rapides et une faible réserve en eau de l'aquifère sont autant de raisons de bien connaître l'alimentation en eau du plateau de Haye, et ce de façon à éviter la pollution de l'aquifère du Dogger, mais aussi celle de la nappe des alluvions de la Moselle.

### **2.2. Les sols de la forêt de Haye**

Comme dans beaucoup de systèmes pédologiques, la topographie conditionne la répartition et l'épaisseur des formations superficielles et donc, indirectement, la pédogenèse.

Pour la dénomination des sols, nous utiliserons la classification française des sols (CPCS, 1967) employée dans la carte pédologique du plateau de Haye (fig.3).

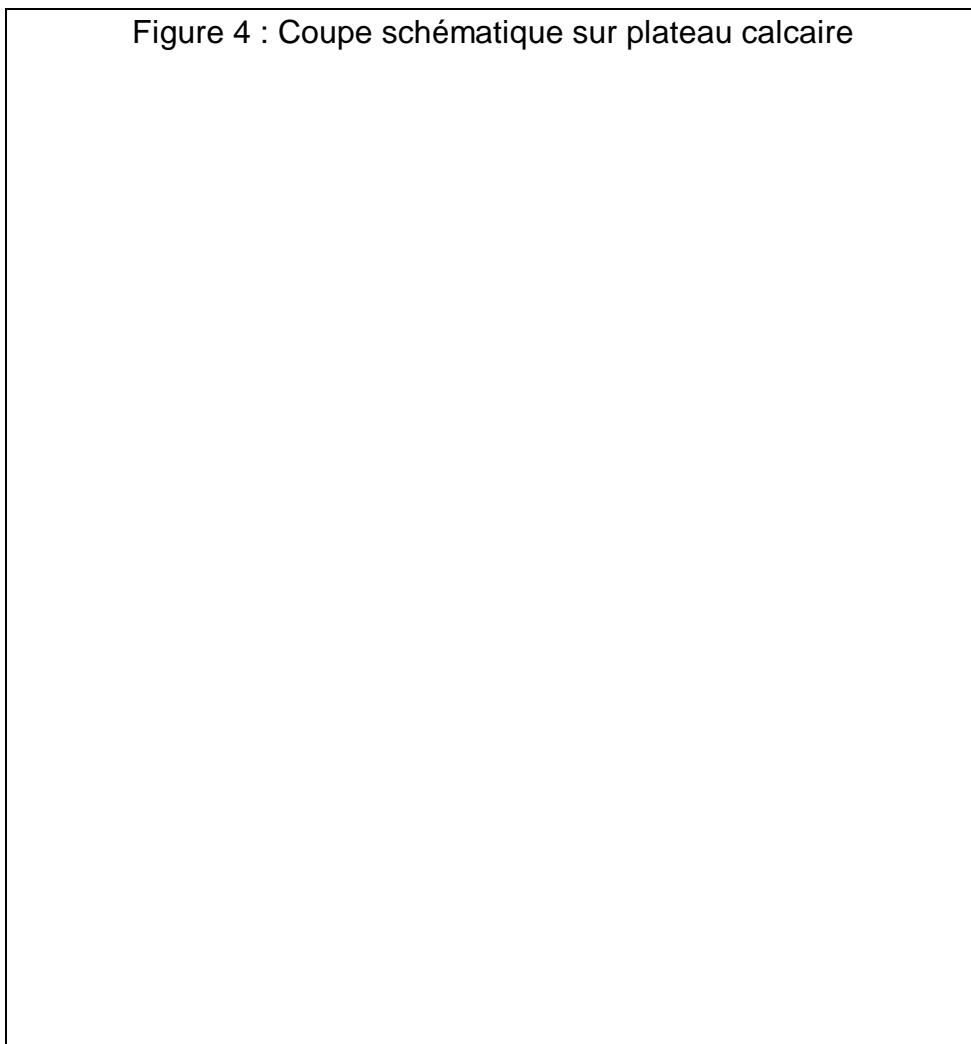
On distingue trois grands types de pédopaysages (Gury Duhauffour, 1972 ; fig.4).

- Sur le *plateau*, une couverture limoneuse plus ou moins épaisse surmonte une couche de terra fusca. Quand la couverture est épaisse, les sols présentent des caractères d'éluviation marqués. Dans ce cas de figure, les horizons profonds des sols sont enrichis en argile au dépend des horizons proches de la surface d'où l'appellation de sols lessivés ou bruns lessivés. Les sols peu épais sont en revanche développés directement à partir de la terra fusca (sols bruns calciques et bruns eutrophes).

- En *bordure de plate-forme*, les formations superficielles ont été emportées par l'érosion, il ne subsiste qu'une mince couche de terra fusca qui donne naissance à des sols très superficiels (brun calcique, rbr).

Sur les *versants* se développent des rendzines colluviales plus ou moins brunifiées. Un apport continu de carbonate de calcium par ruissellement empêche toute décarbonatation et permet une accumulation de matière organique dans ces sols (Chouliaras et al., 1975).

Figure 4 : Coupe schématique sur plateau calcaire



### **3. Etude des propriétés hydriques des sols**

#### **3.1. Introduction**

Dans tous les sols particulièrement ceux sous forêt la réserve en eau est mal connue. La mesure in situ est longue et coûteuse, c'est pourquoi elle n'est pratiquée que dans le cas d'études particulières. Les cartes pédologiques n'y font que très rarement référence mais possèdent de nombreuses données physico-chimiques (granulométrie, pH, carbone organique, CEC...) et pédologiques (type et organisation du sol). L'originalité de cette étude est de montrer sur quelle base on peut relier les propriétés hydriques des sols au moyen de données dont nous disposons par l'intermédiaire de la carte.

L'approche repose sur la définition de sols types, représentatifs des grandes unités de sols. Les sols choisis ont été étudiés finement pour comprendre les mécanismes de rétention de l'eau et mieux estimer les propriétés physico-chimiques et hydriques.

#### **3.2. Méthodes d'étude employées**

##### **3.2.1. Echantillonnage**

Dans un premier temps quatre sols représentatifs de la diversité des sols de la forêt ont été prélevés afin d'établir des méthodes d'étude et d'estimation des propriétés de rétention en eau. Il s'agit:

- d'un Sol Brun Lessivé (sol de *plateau*, argilo-limoneux et épais)
- d'un Sol Brun Calcique (sol de *plateau*, argileux et superficiel)
- d'une Rendzine Brunifiée (sol de *bordure de plateau* riche en argile et matières organiques)
- d'une Rendzine Colluviale (sol noir de *versant*, riche en matières organiques)

Ensuite, pour valider et affiner les résultats obtenus, sept autres profils ont été échantillonnés.

Des échantillons non remaniés et de taille décimétrique ont été prélevés en période hivernale alors que les sols étaient complètement réhydratés et au maximum de leur gonflement. Pour tenir compte de la stratification verticale du sol en horizons de nature et propriétés différentes, l'échantillonnage a porté sur l'ensemble des horizons.



### 3.2.2. Etude de la rétention de l'eau

Les propriétés de rétention d'eau ont été étudiées au laboratoire sur échantillons centimétriques selon la norme AFNOR X31D. Les déterminations ont été effectuées à six potentiels de l'eau allant de -1 kPa à -1.6 MPa (pF = 1 à pF = 4,2)(tableau 1).

In Situ, la rétention d'eau a été étudié au moyen d'une sonde T.D.R. (Time Domain Reflectometry). Ce type d'appareillage explore un volume de proche de 500 cm<sup>3</sup> (Baker & Laskano 1989). Nous avons montré qu'il permet d'obtenir des résultats d'une grande précision ( $\epsilon < 1\%$ ) après étalonnage.

Le calcul de la réserve utile est généralement effectué à partir de mesures d'humidité sur des petites mottes de 5 à 10 cm<sup>3</sup>. On notera que ce volume ne permet pas de prendre en compte toute la porosité du sol. Une porosité intermottes peut être importante sous couvert forestier où l'activité biologique est particulièrement riche. Afin de quantifier les types de porosité, des mesures de densité apparente ont été effectuées à deux échelles (10 cm<sup>3</sup> et 1 dm<sup>3</sup>). La densité apparente sur motte centimétrique a été déterminée par immersion dans le pétrole (Monnier et al, 1973). Sur les échantillons décimétriques, la densité apparente a été déterminée indirectement: L'humidité **volumique** a été mesurée in-situ au moyen d'une sonde T.D.R. puis le volume exploré par la sonde a été prélevé pour mesurer son humidité **pondérale** au laboratoire. La densité apparente peut alors être calculée selon la relation suivante:

$$Da = \frac{Ms}{Vt} = \frac{Ve/Vt}{Ve/Ms} = \frac{\theta}{W}$$

Avec : Da = densité apparente

Ms = masse de solide

Ve = volume d'eau

Vs = volume de solide

(Unités S.I.)

Vt = volume total

$\theta$  = humidité volumique

W = humidité massique

Dans ce rapport les résultats relatifs aux teneurs en eau seront exprimés par référence à la masse de solide après séchage à 105°C pendant 24 heures. Lorsque les sols présentent des masses volumiques du solide très différentes des résultats seront présentés en référence au volume du solide. Ils seront alors exprimés en indice d'eau ( $\theta$  = volume d'eau/volume de solide)

et en indice des vides ( $e = \text{volume des vides} / \text{volume de solide}$ ). La référence au volume de solide permet de raisonner en termes de volume et de s'affranchir des effets dus aux différences de densité réelle entre les matériaux constitutifs des échantillons.

### **3.3. Résultats**

#### **3.3.1. Validation des méthodes d'échantillonnage**

L'établissement de relations entre la nature des constituants et les propriétés des sols (relations dites de pédotransfert) présuppose que les propriétés du sol varient en même temps que leur stratification verticale (en horizons). Il était donc important de confronter les résultats de mesures à partir d'un échantillonnage par horizon pédologique et d'un échantillonnage avec incrémentation constante. La fig.5 montre que la rétention d'eau du sol est effectivement corrélée avec sa stratification pédologique. Nous avons considéré que l'horizon pédologique est l'entité représentative du sol du point de vue de ses propriétés hydriques. Ceci nous a conduit à raisonner l'échantillonnage sur la base de la connaissance des horizons tels que décrits dans l'étude pédologique.

#### **3.3.2. Humidité au point de flétrissement permanent ( $Y = -1.6 \text{ MPa}$ )**

L'humidité à  $-1,6 \text{ MPa}$  ( $pF = 4,2$ ) est généralement considérée comme la référence au point de flétrissement permanent des végétaux ( $H_f$ ). C'est donc de notre point de vue la limite inférieure à partir duquel un sol ne pourra plus se dessécher du fait de l'extraction racinaire des plantes. Pour estimer  $H_f$ , nous nous sommes reporté aux travaux récents sur la capacité d'échange du sol comme estimateur de la rétention d'eau au point de flétrissement ( $H_f$ ) (Bruand et al. 1988 ; Bruand et Zimmer 1992),

En consultant la bibliographie, il apparaît que les résultats dont il est fait référence s'adressent généralement aux horizons B des sols argileux. Ils ne concernent que rarement les sols sous forêt, les sols cultivés ou des sols ayant des textures limoneuses ou sableuses.

Pour ce qui est de la détermination de la CEC, il convient de s'interroger sur la pertinence de la méthode de mesure. En France, pour l'ensemble des cartes pédologiques, celle-ci est mesurée à pH déterminé, uniforme d'un sol à l'autre et réalisée en présence d'un tampon à  $pH = 7$  (Metson, 1956).

Les données dont nous disposons nous ont permis de vérifier que l'humidité du sol à  $-1,6 \text{ MPa}$  est liée à la CEC par la relation suivante (fig 6) :

$$H_f = 0.0074 \text{ CEC} + 0.0409 \text{ (} r^2=0.95 \text{)}.$$

*Nos résultats indiquent donc que cette relation fonctionne avec tous les horizons étudiés qu'ils soient argileux ou limoneux, et organiques (jusqu'à 22 % de carbone) ou non.*

Ce résultat est particulièrement intéressant car il signifie que les constituants des sols ont, pour une énergie de rétention de l'eau de - 1,6 MPa, des propriétés d'hydratation similaires. Il convient à ce niveau de s'interroger sur la signification de ce résultat. En effet, il a été montré par ailleurs que la CEC des argiles des sols est fortement dépendante de la surface totale développée par ces minéraux (Tessier et al., 1992). Nos mesures donnent d'ailleurs un rapport CEC/Surface constant et égal à  $12.10^{-3} \pm 2 \text{ mol.m}^{-2}$  quelle que soit la nature des constituants du sol et leur granulométrie. Si cette approche est valable pour l'ensemble des constituants des

sols, cela signifie que la densité moyenne de la charge portée par les constituants du sol est constante, d'où l'intérêt d'utiliser la capacité d'échange pour estimer la surface développée par le sol et donc son humidité aux fortes succions.

Une autre approche de la mesure de la CEC consiste à la mesurer au pH du sol.

Une deuxième détermination de la CEC a été réalisée en milieu non tamponné avec l'ion cobaltihexamine (Orsini et Rémy, 1976). Les résultats sont reportés sur la fig.7. Ils montrent que les valeurs de CEC peuvent être nettement différentes de celles obtenues par la méthode Metson. C'est notamment le cas lorsque le pH du sol est basique et qu'il contient de fortes teneurs en matières organiques. La corrélation obtenue entre  $H_f$  et la CEC ( $H_f = 0.005 \text{ CEC} + 0.0856$  ;  $r^2=0.87$ ) est légèrement moins bonne qu'à un pH constant (7). Ainsi donc la valeur de la CEC obtenue à  $\text{pH} = 7$  apparaît une approche appropriée de la surface spécifique. A cette valeur du pH, les propriétés de surface des matières organiques et celles de argiles semblent être très proches et il n'est donc pas surprenant que la rétention de l'eau soit reliée à la CEC. En revanche la valeur de la CEC au pH du sol donne une information sur la réactivité de surface. Elle peut alors être utilisée pour mieux appréhender les propriétés d'adsorption des constituants des sols.

### **3.3.3. Humidité à la capacité au champ ( $Y \gg -5\text{kPa}$ ), densité apparente**

Depuis les travaux de Hall et al. (1977), la teneur en eau à une succion de -5 kPa est généralement admise comme bon estimateur de la capacité au champ ( $H_{cc}$ ). Il est intéressant de relier la rétention de l'eau à la capacité au champ ( $H_{cc}$ ) à une donnée facilement accessible

du sol qui est sa masse volumique ou son inverse le volume massique. En effet, en première analyse, plus le sol est poreux plus il est susceptible de retenir de l'eau.

Nos résultats indiquent que le volume massique (V/M) apparaît être un bon estimateur de l'humidité à la capacité au champ (fig 8). Cependant, dans les horizons A<sub>2</sub> limoneux, on observe une sous saturation en eau par rapport aux autres types d'horizons (fig. 9).

D'un autre côté, il est important de vérifier la relation qui lie la CEC à H<sub>cc</sub>. Des relations globalement linéaires apparaissent à condition de distinguer trois grandes familles d'horizons (fig.10) :

- Les horizons organiques de surface (type A1)
- Les horizons limoneux appauvris en argile (type A2)
- Les Horizons argileux inférieurs (type B)

A la différence de l'humidité au point de flétrissement, la capacité au champ n'est pas reliée à la CEC par une relation simple et unique. Cela témoigne d'une organisation particulière des constituants du sol que nous aborderons ultérieurement.

#### **3.3.4. Porosité intermottes**

Il a été exposé auparavant que le taux de saturation en eau dépend du type d'horizon. La structure du sol, c'est à dire la façon dont les constituants du sol sont organisés les uns par rapport aux autres, conduit à ce que suivant les horizons les macropores du sol sont présents en plus ou moins grande proportion ce qui a des répercussions directes sur les propriétés hydrauliques des sols. Afin de caractériser la structure et l'espace poreux des sols, il est utile de comparer les porosités de mottes de l'ordre du dm<sup>3</sup> et de l'ordre de 10 cm<sup>3</sup>. La différence entre les deux mesures nous donne une information sur la présence de pores intermottes. Les mesures ont été faites sur un profil de sol brun lessivé (fig.11). On constate que la porosité intermottes (c.a.d. la différence de mesure d'indice des vides entre échantillons décimétriques et centimétriques) est importante dans les deux premiers horizons, A1 (0 à 15 cm) et A2 (15 à 40 cm) où se concentrent l'activité de la faune du sol et la majeure partie du chevelu racinaire. Elle est quasiment nulle dans l'horizon B1 (40 à 60 cm) et faible dans les deux derniers horizons B2g et B/C (60 à 100 cm). Dans les deux premiers horizons, les valeurs de porosité hydratée reportées en indice d'eau calculées sur mottes de taille centimétrique sont inférieures à celles calculées sur échantillons de taille décimétrique. En revanche pour les horizons inférieurs, la différence d'indice d'eau est sensiblement équivalente à la différence d'indice des

vides. Nous concluons que dans les horizons supérieurs la porosité intermottes est grossière et n'est pas occupée par de l'eau (qui a drainé vers le bas) contrairement aux horizons inférieurs où la porosité intermottes est suffisamment fine pour retenir de l'eau.

### 3.4. Discussion, évaluation des réserves en eau utile et sa signification

Signification de  $H_f$

Pour interpréter les résultats précédents il est d'abord important de rappeler la relation qui lie le potentiel de l'eau dans le sol à la taille maximale des pores remplis d'eau (tableau 1).

Tableau 1 : Expression du potentiel de l'eau dans le sol et taille maximale des pores remplis d'eau à chaque valeur de potentiel.

pF	pression (Pa)	pression (bar)	taille maximale des pores ( $\mu\text{m}$ )
1	- 1	- 0,010	150
2	- 10	- 0,10	15
3	- 100	- 1,0	1,5
4	- 1000	- 10,0	0,15
4,2	- 1600	- 16,0	0,10
5	- 10000	- 100	0,015
6	- 100000	- 1000	0,0015

Connaissant le potentiel de l'eau on peut donc avoir une information sur la répartition de l'eau dans le sol. Au point de flétrissement permanent ( $H_f$ ), l'eau est retenue dans une porosité très fine (rayon de constriction des pores  $< \sim 0.10 \mu\text{m}$ ). Cette porosité est liée à l'assemblage des particules les plus fines du sol quelles soient minérales ou organiques. L'hydratation dépend alors de l'organisation résultant de l'assemblage des constituants au niveau le plus fin, c'est à dire à l'échelle de l'assemblage des particules argileuses (Tessier, 1984). Bruand (1988, 1992) a montré sur des horizons argileux du Bassin Parisien que la capacité d'échange en cations pouvait rendre compte de la nature de ces assemblages et permettre une estimation des quantités d'eau retenues. Or notre étude montre la pertinence de cette approche appliquée à des sols organiques, de granulométrie et masse volumique variées dans le cas des sols sous forêt. Elle peut s'expliquer par la même origine des matériaux des sols, en particulier le fait qu'ils soient développés sur un substrat géologique homogène. Ici, la CEC serait donc un bon indicateur de la surface développée par le sol, pourvu que les mesures soient effectuées à un pH donné. Dans notre cas, les constituants fins du sol seraient donc globalement organisés de

la même façon et délimiteraient un espace poreux similaire. Il y a lieu néanmoins d'être prudent dans la généralisation de ces résultats à d'autres sols.

#### Signification de Hcc

Aux faibles succions ( $\Psi \approx -5$  kPa), une grande partie des pores remplis d'eau a certainement pour origine une intense activité biologique (faune et végétation). Nous avons vérifié que la porosité correspondant à la capacité au champ n'est pas reliée directement à la distribution de la taille des particules du sol. La granulométrie ne permet donc pas d'estimer la rétention d'eau.

Cependant il est clair que le volume poral accessible à l'eau diminue linéairement avec la masse volumique (fig.8). Ainsi, plus le sol est dense, moins il contient d'eau et plus le rapport volume d'eau / volume d'air augmente. Cette évolution en fonction du contenu en eau/air indique que la rétention d'eau d'horizons de natures différentes peut être évaluée à partir de la densité apparente du sol. Le degré de compaction du sol indépendamment de tout autre paramètre est donc un facteur important dans la distribution de la taille des mésopores. Cette conclusion a été établie sur les sols de plateau à l'exception des horizons limoneux de type A<sub>2</sub> dont la texture et la structure semblent imposer un spectre de pores différent qui se traduit par sous saturation en eau du sol à masse volumique similaire.

La relation entre capacité d'échange et Hcc montre que des horizons de nature identique ou proche suivent les mêmes lois de comportement. La constance de la différence Hcc - Hf au sein d'horizons de même type est la manifestation de propriétés analogues acquises au cours de l'évolution pédologique de ces horizons, mais aussi de facteurs environnementaux identiques (activité biologique, développement racinaire...). Hcc-Hf, représente la part de l'eau présente dans le sol qui peut être utilisée par les végétaux. Le calcul de la quantité d'eau (Q) mobilisable par les végétaux peut être effectuée sur la base de la masse volumique apparente du sol (mV) et de la profondeur du sol (h), soit :

$$Q = mV \times h$$

On obtient la quantité d'eau utilisable par les végétaux exprimée sous forme d'une lame d'eau. C'est cette dernière qui est utilisée pour le calcul des bilans hydriques. Dans ce rapport les réserves utiles mesurées ont été reportées en fonction de la nature pédologique de l'horizon (fig 12). On remarque que tous les horizons de même dénomination pédologique possèdent la

même réserve utile. La prise en compte de la macroporosité dans le calcul de la réserve utile ne modifie les résultats que pour les horizons de surface fortement macroporeux.

En accord avec les résultats de Wösten (1987) et Danalatos (1995), les dénominations typologiques des horizons indiquent leurs caractéristiques physiques : un horizon A1 est situé en haut de profil, sa densité apparente est faible, il est riche en matières organiques et l'activité biologique est importante, inversement, un horizon B est plus profond donc plus dense, il est enrichi en argiles et pauvre en matières organiques, l'activité de la faune y est réduite. Un découpage horizontal du sol en unités typologiques de sol et un découpage vertical en horizons associés avec des relations de pédotransfert simples vont nous permettre ainsi de spatialiser les résultats obtenus à partir des profils de référence.

### 3.5. Conclusion

Les sols étudiés, *localisés sous forêt* expriment pleinement à la fois les *propriétés physiques* qu'ils ont *acquis au cours de la pédogenèse et les caractéristiques de leur environnement*. Le choix de *profils de référence* variés a permis de comparer des échantillons aux propriétés très différentes et *d'isoler les grandes lois régissant le passage des caractéristiques pédologiques aux propriétés de rétention d'eau*. Ayant pour origine un même matériau parental soumis aux mêmes conditions d'altération, nos résultats ont montré que les constituants fins du sol sont organisés de façon similaire. En conséquence, la microporosité du sol et son corollaire, la rétention d'eau aux fortes succions sont fonction de la capacité d'échange en cations du sol. Cette caractéristique physico-chimique est donc une donnée fondamentale à laquelle on peut rattacher des propriétés hydriques.

La rétention d'eau à la capacité au champ, c'est à dire à la teneur en eau maximale du sol, dépend de sa structuration. Elle peut être estimée si la densité apparente du sol est connue. On peut donc dire que la quantité d'eau maximum retenue par le sol est largement fonction de sa porosité ou qu'une loi simple relie la porosité totale à la rétention d'eau maximum.

La réserve utile du sol peut être correctement estimée au moyen des données de la carte pédologique, sur la base d'une classification des horizons du sol en familles ayant les mêmes propriétés. A chaque famille d'horizons correspond une valeur de réserve en eau utile qui tient compte de critères simples (épaisseur de l'horizon, teneur en cailloux).

La prise en compte de la porosité intermottes, c'est à dire d'un facteur d'échelle, modifie notablement les résultats des calculs de réserve utile particulièrement dans les horizons de



surface les plus macroporeux. Ce type de porosité régit en grande partie les vitesses transferts d'eau dans le sols, elle devra être prise en compte si l'on s'intéresse à la dynamique de l'eau dans le sol.

## **4. Modélisation du bilan hydrique, spatialisation des résultats**

### **4.1. Introduction**

Le sol constitue l'interface entre l'atmosphère et le substratum géologique. Pour estimer quelles sont les quantités d'eau drainées vers la nappe, il est indispensable de connaître le cycle de l'eau au niveau du sol. Nous avons vu auparavant que la quantification de l'infiltration des eaux vers les nappes souterraines nécessite de connaître avec précision l'évolution de l'état hydrique des sols. Les relations entre les arrivées d'eau (précipitations), le stockage de l'eau par le sol (Réserve utile) et les départs d'eaux (drainage, évaporation, ruissellement) doivent être connues sinon estimées. Dans le cas des sols sous forêt, un modèle de bilan hydrique fonctionnant en milieu forestier a été développé par Granier et al. 1995. Comme dans tout modèle de bilan hydrique, les paramètres d'entrée nécessitent de connaître le comportement hydrique du sol. Après avoir présenté rapidement le modèle, nous verrons comment les résultats du chapitre précédant peuvent être utilisés pour fournir les paramètres d'entrée sol du modèle. Des simulations de drainage sur deux sols aux réserves utiles extrêmes montreront l'importance du facteur sol dans le drainage profond. Enfin, les résultats obtenus sur des profils de référence seront étendus à l'ensemble du plateau boisé.

### **4.2. Modélisation du bilan hydrique**

#### **4.2.1. Présentation du modèle de bilan hydrique employé**

Il s'agit d'un modèle itératif au pas de temps journalier (Bréda, 1994). Son fonctionnement est décrit dans la figure 13

##### 4.2.1.1. Les concepts du modèle

Nous ne ferons ici qu'une description très simplifiée du modèle et, pour plus de précision, voir Granier et al. (1995). Le sol est découpé en deux réservoirs superposés. La pluie qui arrive au sol est calculée en fonction de la pluie incidente selon une relation expérimentale dépendant du peuplement forestier, notamment la présence de feuillus ou de résineux. Pour remplir le réservoir sol, cette pluie est partagée en deux termes : l'un correspond aux écoulements préférentiels via la macroporosité. La seconde fraction humecte les horizons jusqu'à obtenir la saturation. On suppose alors que toute la lame d'eau qui arrive au sol draine verticalement. L'évaporation de l'eau du sol et du sous étage est égale à une fraction constante de l'ETP.

Dans ce modèle, on considère que la transpiration du peuplement végétal est proportionnelle à l'ETP ; quand le rapport «eau disponible/Réserve utile» (REW) est inférieur à 0.4, on considère que la transpiration des arbres est réduite de manière linéaire (stress hydrique). Compte tenu de la nature des sols (sols sous forêt fortement macroporeux) et du substratum (calcaire fissuré), les pertes par ruissellement et les remontées capillaires ont été négligées. Ceci n'est pas nécessairement totalement vrai car après un fort épisode pluvieux nous avons constaté qu'une faible part de l'eau incidente ruisselle dans les thalwegs et alimente des ruisseaux temporaires de faible débit.

#### 4.2.1.2. Validation et limites du modèle

Les résultats du modèle sur un profil de sol d'une hauteur de 160 cm ont été confrontés aux mesures in situ à la sonde à neutron (Bréda 1994). Deux hypothèses de drainage ont été testées. Dans la première, on ne prend pas en compte d'éventuels transferts préférentiels par la macroporosité. Dans la deuxième hypothèse, on suppose que l'eau circule préférentiellement par la macroporosité et qu'un volume d'eau égal au volume de la macroporosité draine vers le réservoir sous jacent. Sur ce profil, le modèle s'est avéré représentatif des réalités terrain excepté durant la période automnale où la cinétique de réhydratation des sols est surestimée par le modèle (fig. 14 Hypothèse 1).

Avant, puis après de fortes pluies, les mesures d'humidité neutronique indiquent qu'une partie de la pluie arrivée au sol n'est pas stockée et draine vers la nappe même si le sol est insaturé.

Dans les sols sur plateau, la macroporosité au maximum du gonflement peut atteindre 20% dans les horizons de surface et 2 à 5% dans les horizons plus profonds. Ce type de porosité n'a pu être estimé sur les sols de versant mais il est supérieur à 20%. A cette porosité, il faut ajouter la porosité fissurale engendrée par le retrait des argiles et des matières organiques en période estivale sèche. En automne, les sols présentent donc une importante macroporosité.

Au plan du fonctionnement des sols deux hypothèses se présentent:

1°) La macroporosité est connectée sur une profondeur réduite et sert de réservoir temporaire à l'eau incidente qui peut ensuite diffuser dans le sol (Mérot, 1986). Les argiles gonflent et les fissures dues au retrait se referment. Les circulations se font alors essentiellement par diffusion dans les horizons argileux.

2°) La macroporosité est connectée de haut en bas du profil. Après une pluie, les fissures se mettent en charge et une partie de l'eau draine tandis qu'une autre partie diffuse dans le sol.

Curmi (1988) a mis en évidence sur plusieurs exemples l'importance de la morphologie de la porosité et des discontinuités structurales sur la circulation de l'eau. Pour aborder le fonctionnement de ces discontinuités il est nécessaire de les étudier comme un ensemble de volumes interdépendants.

Ainsi, l'hypothèse 1 du modèle considérant les horizons comme des réservoirs indépendants qui se remplissent successivement n'est pas totalement vraie au pas de temps journalier choisi. Durant les saisons automne-hiver, l'ETP est très faible, l'eau incidente va donc principalement avoir deux destinations, la réhydratation du réservoir sol et les pertes par drainage. Le modèle va évaluer un drainage plus tardif qu'il ne l'est en réalité. Ce retard au drainage n'engendre pas de variation sur la quantité totale d'eau drainée annuellement.

Afin de mieux quantifier les flux, c'est la deuxième hypothèse de drainage qui est utilisée, l'eau incidente est divisée en deux parties égales correspondant à la microporosité et à la macroporosité du sol. L'eau associée à la microporosité sert à réhumecter le réservoir et draine si le réservoir est saturé. L'eau associée à la macroporosité draine quelque soit l'état hydrique du réservoir. Cette hypothèse nécessite de nombreuses données concernant la densité apparente des sols et les processus de retrait gonflement du sol et elle ne rend pas compte de la connexion de la macroporosité, encore moins des flux d'eau. Malgré ses défauts, elle simule sans doute mieux les processus de réhydratation du sol que la première hypothèse (fig. 14 hypothèse 2).

## **4.2.2. Obtention des paramètres d'entrée du modèle**

### 4.2.2.1. Les données "sol"

Pour son fonctionnement, le modèle découpe le sol en deux réservoirs. Leur épaisseur respective ainsi que leur réserve utile, le pourcentage de racines, l'humidité au point de flétrissement et la macroporosité doivent être connus. Nous avons vu au chapitre précédent comment estimer les propriétés hydriques des sols en fonction des données pédologiques.

La carte pédologique apporte les éléments nécessaires à l'établissement de ces lois au travers de deux types d'informations :

-*Une information à caractère graphique.* Les unités cartographiques décrivent l'extension des divers types de sols mais aussi, les lois chorologiques qui les lient (type de substratum, relations de voisinage entre les différents sols, localisation topographique...)

-*Une information à caractère sémantique.* La description de profils types ponctuels renseigne sur le nombre des horizons et leurs caractéristiques, leur enchaînement vertical et leur épaisseur.

L'ensemble de ces informations a été regroupé au sein d'un arbre de décision à même de calculer les réserves utiles des sols; son fonctionnement est expliqué dans le schéma 1:

#### 4.2.2.2. Les données climatiques

C'est un fichier climatique provenant de la station météorologique de Tomblaine qui a été utilisé. Tomblaine est situé au pied du plateau de Haye, dans la vallée de la Moselle. L'effet cumulé de la différence d'altitude et de l'influence de la Moselle engendre des écarts climatiques entre le plateau et Tomblaine. Ce travail visant plus à comparer le comportement de sols soumis aux mêmes conditions climatiques qu'à connaître précisément les bilans, les écarts n'ont pas été quantifiés.

#### 4.2.2.3. Les données "végétation"

La forêt est constituée à 90% de feuillus dont 70% de Hêtres (données O.N.F.). Ce sont donc les paramètres associés à cette essence qui ont été employés.

### **4.2.3. Résultats**

Sur une période de quarante ans, de 1950 à 1992, les drainages annuels ont été calculés pour les deux types de sols sur plateaux. Le sol brun calcique draine toujours plus que le sol brun lessivé (fig. 15). La variabilité inter annuelles du drainage au sein d'un même sol est très importante (de moins de 200 à plus de 700 mm/an).

Les différences intra-annuelles de drainage entre ces deux sols ne dépassent pas 30% en année normale mais peuvent être beaucoup plus importantes (>100%) les années où l'été est exceptionnellement sec (1954, 1963, 1976...), les sols sont alors très longs à réhydrater à l'automne et le drainage peut varier du simple au double entre un sol à moyenne réserve utile et un sol à forte réserve utile (fig. 16).

Pour les quatre années type sélectionnées, l'eau du sol est utilisée dans des proportions très variables (fig. 17), lorsque l'été est très sec, toute l'eau du sol est consommée. En année normale, la réserve utile du sol est peu mise à contribution durant l'été.

#### 4.2.4. Conclusion

Durant une année climatique normale, la pluviosité ( $\approx 950$  mm) est nettement plus importante que la réserve utile des sols (50 à 200 mm). Le stock d'eau des sols est peu mis à contribution durant l'été et les sols sont vite réhydratés à l'automne quelle que soit leur réserve utile. La relation drainage-pluie incidente est alors globalement linéaire et les  $2/3$  des pluies incidentes annuelles drainent vers la nappe.

Inversement, lors des années à été sec, les réserves d'eau du sol sont épuisées durant l'été et l'importance du drainage hivernal est alors étroitement dépendant du déficit hydrique du sol au début de l'automne. L'intensité du drainage hivernal peut alors varier considérablement suivant l'importance de la réserve utile des sols.

## **4.2.5. Spatialisation des résultats**

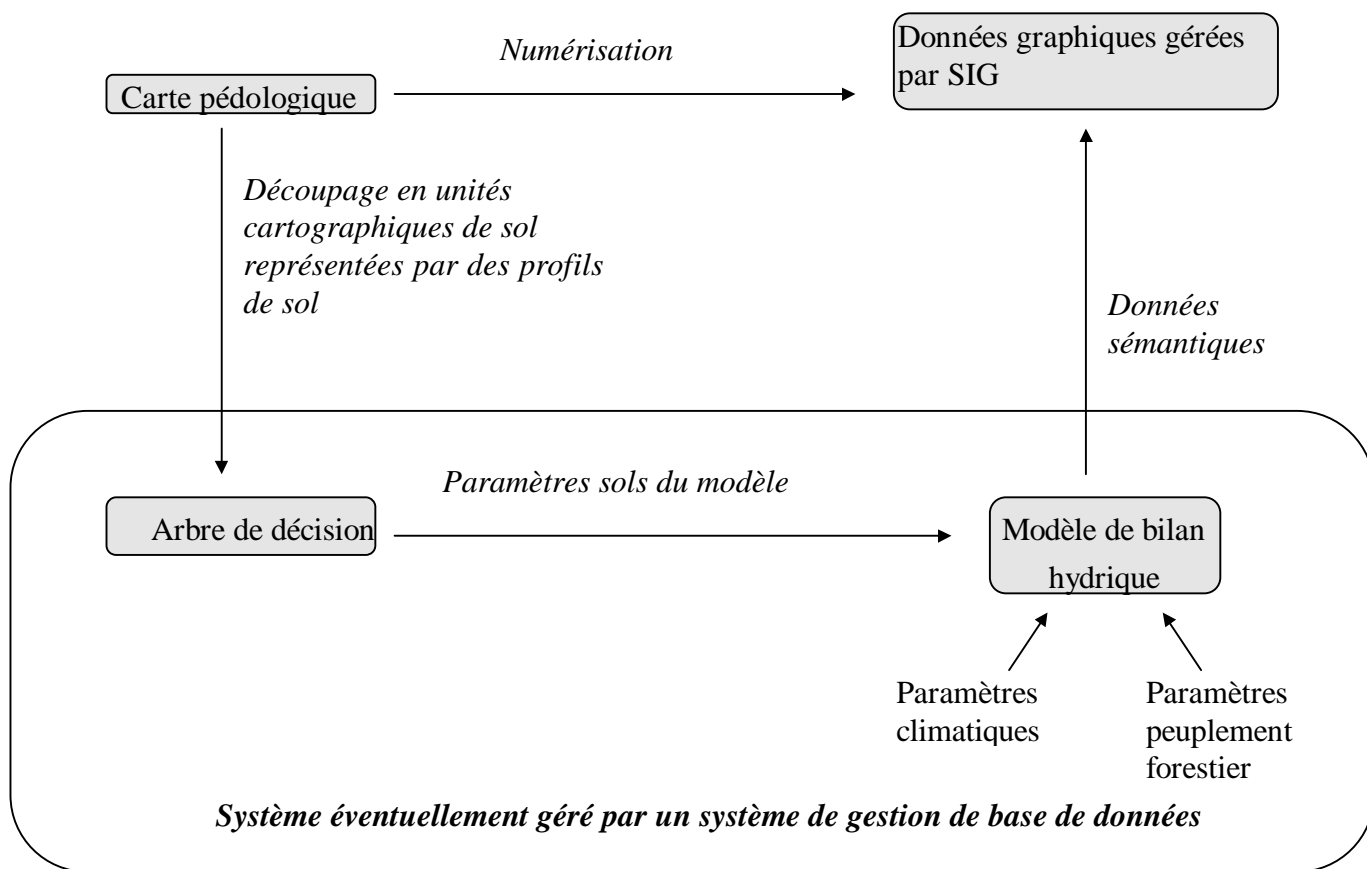
### 4.2.5.1.Introduction

Si les études ponctuelles des propriétés des sols sont très courantes, les travaux sur de grandes superficies se heurtent à des problèmes de mesure de la variabilité spatiale des sols. La densité apparente ( $d_a$ ), l'humidité à la capacité au champ ( $h_{cc}$ ) et au point de flétrissement ( $H_f$ ) varient peu spatialement (Gascuel-Odoux, 1984 ; Voltz 1988) au sein d'un même contexte pédologique. De nombreux travaux, principalement hollandais ont montré qu'à une même échelle, l'utilisation de la carte pédologique donnait d'aussi bons résultats pour l'estimation de la rétention d'eau des sols qu'une carte obtenue par des méthodes géostatistiques (Bregt et al., 1987 ; Van Kuilenburg et al., 1981), soit une pureté d'environ 80% à échelle du 1/10000. Les données obtenues sur des profils représentatifs choisis en fonction de critères pédologiques ont été fréquemment utilisées pour la spatialisation de données hydriques (Wösten et al., 1985 ; Danalatos, Stein, Verheye). Chanzy (1994), a montré sur un secteur cartographié au 1/10000 et 1/100000 que le choix de profils représentatifs par le pédologue s'avérait mieux représenter la variabilité d'origine pédologique qu'un échantillonnage aléatoire stratifié ou aléatoire pur. Nous basant sur ces résultats, nous avons étendu les résultats obtenus sur des profils à l'ensemble de l'unité cartographique qu'ils représentaient sur la carte.

### 4.2.5.2.Moyens utilisés

Afin d'obtenir des bilans sur l'ensemble de la surface de la forêt de Haye, la carte pédologique a été numérisée sur un Système d'Information Géographique (Arc-Info) pour créer une carte des réserves en eau utile. Ensuite, le SIG a été associé avec les sorties du modèle de bilan hydrique pour fournir des cartes d'état hydrique des sols (voir schéma ci-dessous).





#### 4.2.5.3. Résultats

On remarque une très grande variation des valeurs de réserve utile (annexe I). Elles peuvent atteindre plus de deux cent millimètres au centre des plates-formes dans des sols Brun Lessivés profonds et descendre nettement en deçà de cent millimètres en bordure de plateau et sur les versants quand les sols sont superficiels.

L'annexe II. montre l'état hydrique des sols au cours d'une sécheresse précoce au printemps 1991. Les sols à faible réserve utile ont pratiquement déjà perdu l'essentiel de leur eau utile (jusqu'à 80 % des réserves en eau utilisable épuisées). Au contraire, les sols dont le stock d'eau utile est important conservent encore l'essentiel de leur réserve en eau (seulement 20% des réserves épuisées). Quatre mois plus tard, après une sécheresse estivale importante, le stock hydrique de tous les sols est pratiquement épuisé (Annexe III). La part des précipitations automnales, qui va servir à réhydrater les sols et donc ne drainera pas, va varier de 70 mm à plus de 200 mm. Certains sols ne seront complètement réhydratés que très tardivement et le drainage vers la nappe s'en trouvera retardé et diminué. **Le drainage calculé du dix septembre**

*au 31 décembre 1991 varie ainsi de 180 mm pour les sols à faibles réserves à 20 mm pour les sols à fortes réserves.*

#### 4.2.5.4. Conclusion

La spatialisation des résultats obtenus sur des profils type se heurte aux problèmes d'homogénéité des unités cartographiques de sols, aussi bien pour leur pureté pédologique que pour l'estimation de la profondeur du sol ou de la teneur en cailloux. Cependant, *elle permet l'obtention à moindre coût de données sur la variabilité spatiale des sols*. L'utilisation du système d'information géographique couplé au modèle n'a été ici que partielle. Une exploitation plus étendue doit permettre par le croisement des différentes couvertures (pédologie, végétation, géologie...) d'améliorer grandement la résolution obtenue.

## **5. Conclusion**

Ce rapport est consacré à l'étude de la réserve en eau des sols de la forêt de Haye. Des profils ont été sélectionnés, correspondant aux principaux types de sols rencontrés dans le périmètre. Nous avons adopté une approche classique d'étude des constituants du sol et de la rétention d'eau. Ces données ont été utilisées pour déterminer la réserve utile du sol puis introduites dans un modèle de bilan hydrique du sol.

Le choix du site d'étude s'est avéré adéquat pour rendre compte des sols de la forêt de Haye qui recouvrent une grande diversité de types. Le choix de profils de références variés a permis de comparer des échantillons aux propriétés très différentes et d'isoler les grandes lois régissant le passage des caractéristiques pédologiques aux propriétés de rétention d'eau :

-La nature et la quantité des constituants fins (argiles et matières organiques) jouent un rôle important dans la rétention de l'eau aux faibles potentiels matriciels (succions élevées).

Ainsi, au point de flétrissement la quantité d'eau retenue par le sol est fonction de la capacité d'échange en cations, c'est à dire de la nature des constituants les plus fins des sols, argiles et matières organiques.

Aux faibles succions, la teneur en eau des horizons riches en matières organiques et se trouvant proches de la surface est plus élevée que celle des horizons plus profonds des mêmes sols. Ceci tend à révéler une organisation particulière du sol là où l'action de la faune est intense.

-La texture du sol qui permet habituellement d'estimer l'abondance des pores accessibles à l'eau ne rend pas compte de l'action structurante des matières organiques qui permettent d'augmenter nettement la quantité d'eau retenue.

A partir de ces données, *il est possible d'estimer au moyen de paramètres simples quelles sont les propriétés hydriques d'un sol, c'est à dire la CEC et la densité apparente de mottes de taille centimétrique.*

Pour prédire les réserves utiles des sols, *il apparaît plus simple et tout aussi efficace d'utiliser les caractéristiques des horizons pédologiques que de se référer à la proportion de leurs constituants (argile, éléments grossiers, matières organiques).* A cet effet, à partir d'une cartographie des sols reposant sur la position topographique (plateau, versant, ) et les

différents horizons des sols, il est possible de les séparer en classes d'horizons aux propriétés hydriques homogènes. Un arbre simplifié d'aide à la décision a été construit, les résultats déduits de cet arbre sur l'ensemble des sols de la forêt de Haye semblent corrects. On constate de très grands écarts de réserve utile entre les différents sols.

Bien que les réserves utiles des sols soient très différentes, les drainages annuels calculés par le modèle de bilan hydrique sont peu dépendants de la réserve hydrique du sol en année climatique ordinaire. En revanche, *pour les étés secs, les drainages calculés peuvent être très différents suivant la réserve utile du sol*. Ce sont ces années qui doivent faire l'objet d'une attention particulière pour l'alimentation en eaux des aquifères karstiques.

Le modèle de calcul employé pour estimer le drainage, ne prend pas du tout en compte les aspects dynamiques du transfert de l'eau de l'atmosphère vers le sol puis vers la nappe. Si des résultats sur l'intensité du drainage et la qualité des eaux drainées sont attendus à un pas de temps court, il sera impératif de progresser dans la connaissance des vitesses et des trajets des écoulements de l'eau dans le sol.

Les données obtenues sur les profils de référence ont été extrapolées à l'ensemble du plateau forestier sur la base des informations de la carte pédologique. Cela ne peut se faire qu'avec une carte à grande échelle aux unités cartographiques homogènes, notamment pour les profondeurs de sols. L'utilisation d'un Système d'Information Géographique (Arc-Info) en association avec un modèle de bilan hydrique s'est avéré être l'outil idéal pour l'obtention de bilans sur l'ensemble du plateau et de cartes d'état hydrique du sol.

L'extension des résultats obtenus à de plus grandes surfaces nécessitera de prendre en compte des sols cultivés. De nouvelles contraintes (ruissellement, estimation de l'évapotranspiration, rotation des cultures) seront l'occasion de nouveaux enjeux (qualité des eaux, érosion). Les outils développés dans ce rapport constituent une base de départ qu'il faudra étendre par l'étude de nouveaux sites. Les sols devront être étudiés sur de plus grandes surfaces ce qui nécessitera de nouveaux outils supplantant la carte pédologique (télédétection, photo aérienne) et de nouvelles méthodes (cartographie par secteurs de références, utilisation de la géomorphologie). Le Système d'information géographique, en regroupant et recoupant les données graphiques (cartes pédologiques, cartes géologiques, parcellaires, photo aériennes et satellites) et les données sémantiques (description de profils de référence, données laboratoires) intégrées au sein d'un système de gestion de base de données couplé à un modèle de bilan hydrique, doit alors permettre un meilleur calcul du bilan hydrique.



## 6. Bibliographie

- Baker, J.M. & Laskano, R.J. 1989. The spatial sensivity of Time-Domain Reflectometry. *Soil Science*, **147**, (5), 378-383
- Bigorre, F. 1995. Etude des propriétés de sols de la forêt de Haye (Lorraine) et leur effet sur le bilan hydrique. *Mém. DEA Univ. Nancy I*, 46p.
- B.R.G.M. Feuille de Toul (2315) 1/50000. *Cartes géologiques B.R.G.M.*
- B.R.G.M. Feuille de Nancy (2415) 1/50000. *Cartes géologiques B.R.G.M.*
- Bréda, N. 1994. Analyse du fonctionnement hydrique de chênes sessiles (*Quercus petraea*) et pédonculés (*Quercus robur*) en conditions naturelles ; effets des facteurs de milieu et de l'éclaircie. *Thèse Univ. Nancy I*, 59 p. + *Publications*.
- Bregt, A.K., Bouma, J. & Jellinek M. 1987. Comparison of thematic maps derived from soil and from kriging of point data. *Geoderma*, **39**, 281-291
- Bruand, A., Tessier, D. & Baize, D. 1988. Contribution à l'étude des propriétés de rétention en eau des sols argileux : importance de la prise en compte de l'organisation de la phase argileuse. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **307**, Série II, 1937-1941.
- Bruand, A. & Zimmer, D. 1992. Relation entre la capacité d'échange cationique et le volume poral dans les sols argileux : incidences sur la morphologie de la phase argileuse à l'échelle des assemblages élémentaires. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **315**, série II, 223-229
- Chanzy, A., Voltz, M. & Leenhardt D. 1994. Mise en oeuvre de modèles de bilan hydrique : intégration de données pédologiques et télédétection. *Dossier de l'environnement de l'INRA* n°8
- Chouliaras, N., Védý, J.C., & Jacquin, 1975. *Bull. E.N.S.A.I.A., Nancy*, **XVII**, (1), 65-74.
- C.N.R.S., C.P.B. Carte pédologique du plateau de Haye 1/25000. *C.N.R.S.-C.P.B.*
- C.P.C.S. 1967. Classification française des sols. *Grignon*
- Curmi, P. 1988. Structure, espace poral du sol et fonctionnement hydrique. Analyse de quelques cas concrets. *Science du sol*, **26**, 203-214.
- Deffontaines, B., 1990. Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale. Thèse de 3ème cycle, Univ. Paris VI. p141-151.
- Gascuel-Odoux, C., 1984. Analyse bibliographique de la variabilité spatiale de la densité apparente : objectifs, méthodes et résultats. *Bull. Groupe Fr. Humidimétrie neutronique*. **(15)** p 58-71

- Granier, A., Badeau, V., Bréda N. 1995. Modélisation du bilan hydrique des peuplements forestiers. *Rev. For. Fr.*, **XLVII**, n° sp.
- Gury, M. & Duchauffour, Ph. 1972. Relations entre les formations superficielles et la pédogenèse sur substratum calcaire. *Science du sol* , **1**, 19-24.
- Hall, D.G.M., Reeve, M.J., Thomasson A.J. & Wright, V.F. 1977. Water retention porosity and density of field soils. *Soil Survey, Techn. Monogr. 9, Rothamsted Exper. Stat., UK*, 75p.
- Heilmen, M.D.; Carter, D.L. & Gonzalez C.L. 1965. Ethylene glycol Monoethyl-ether for determining surface area of silicate minerals. *Soil Science*, **100**, 356-360.
- Jamagne, M., Betremieux, R., Begon, J.C. & Mori, A. 1977. Quelques données sur la variabilité dans le milieu naturel de la réserve en eau des sols. *Bulletin technique d'information*, **324-325**, 627-641.
- Le Roux, J. & Salado, J. 1980. Fonctionnement des aquifères calcaires lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques. *S.R.A.E.L.-E.S.-1980-141*
- Metson, A.J., 1956. *New Zealand soil bureau.*, Bull. 12.
- Monnier, G., Stengel, P. & Fies, J.C. 1973. Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse de systèmes de porosité du sol. *Ann. Agron.*, **24**, 533-545.
- Orsini, L., Remy, J.C. 1976. Utilisation du chlorure de cobaltihexammine pour la détermination simultanée de la capacité d'échange et des bases échangeables des sols. *Bulletin de l'Afes Science du sol.*, (4), 269-275.
- Tessier, D. 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. Hydratation, gonflement et structuration au cours de la dessiccation et de la réhumectation. *Thèse de doctorat d'état , Univ. Paris VII*, 361 p.
- Tessier, D., Lajudie A. & Petit, J.C. 1992. Relation between the macroscopic behavior of clays and their microscopic behavior of clays and their microstructural properties. *Applied geochemistry*, Suppl., 151-161
- Wösten, J.H.M., Bouma, J. & Stoffelsen, G.H. 1985 Use soil survey data for regional soil water simulation models. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **49**, 1238-1244.
- Van Kuilenburg, J., De Gruijter, J.J., Marsman, B.A. & Bouma, J. 1981 Accuracy of spatial interpolation between point data on soil moisture supply capacity, compared with estimates from mappings units. *Geoderma*, **27**, 311-325.
- Voltz, M. 1988. Analyse de la variabilité spatiale des propriétés physiques du sol (paramètres hydrodynamiques, géostatistique, cartographie, krigeage, corrélation linéaire); 1 Propriétés physiques des sols et transferts. *Inra (Paris) ; Etude sur les transferts d'eau dans le système plante-atmosphère.* p 101-131

## **7. Glossaire**

### **Capacité au champ**

C'est la teneur maximale en eau non mobilisable par la seule force de la gravité.

### **Capacité d'échange ou CEC**

On appelle capacité d'échange (ou capacité d'échange cationique = CEC) d'un horizon ou d'un échantillon, la quantité totale de cations que celui-ci peut retenir sur son complexe adsorbant à un pH donné. Les minéraux phylliteux et les matières organiques humifiées peuvent présenter à leur surface des déficits de charges sur lesquels viennent momentanément s'adsorber des cations dits échangeables.

### **Densité apparente**

C'est le rapport du poids de l'échantillon sec divisé par le poids d'un volume d'eau équivalent au volume total de l'échantillon.

### **Horizon**

Le sol est stratifié verticalement en couches de constitution et de propriétés différentes. Ces couches sont appelées horizons.

### **Pédopaysages**

Un pédopaysage rassemble les surfaces sur lesquelles les conditions géologiques et climatiques ont abouti à la genèse des mêmes sols.

### **Pédotransfert (lois)**

Ce sont les lois qui relient les propriétés physiques du sol et notamment les propriétés hydriques et hydrodynamiques à ses constituants.

### **Point de flétrissement**

Au cours d'une dessiccation du sol, c'est la teneur en eau à partir de laquelle la force de succion des plantes n'est plus suffisante pour extraire de l'eau du sol et se flétrissent. Il semble que cette succion limite soit à peu près la même pour toutes les plantes cultivées, on l'appelle le point de flétrissement permanent. Il correspond à une succion de 1,6 MPa soit un pF de 4,2.

### **Porosité intermottes**

C'est toute la porosité à laquelle l'étude d'échantillons centimétriques ne donne pas accès. C'est une porosité que l'ont détruit en fragmentant les échantillons pour les amener à une taille décimétrique.

### **Profil de référence**

C'est une fosse ouverte par le pédologue dans laquelle le sol présente les caractéristiques les plus marquantes du type de sol en question. Elle va servir de référence pour définir les caractéristiques de l'unité de sol.



### **Rayon de constriction**

Les pores (considérés comme sphériques) sont reliés entre eux par des manchons (considérés comme cylindriques) de diamètre inférieur. Plus le diamètre des pores est faible, plus ils retiennent fortement l'eau. Pour extraire l'eau d'un pore, il faut exercer une force suffisante pour vaincre les forces de capillarité au niveau du resserrement du conduit qui relie le pore à son voisin. Cette force est proportionnelle au rayon de ce conduit (rayon de constriction).

### **Réserve utile**

La réserve utile est une notion floue, nous entendons ici par réserve utile, le réservoir maximal d'eau utilisable par les plantes. Il est calculé en additionnant les "réservoirs" contenus dans chaque horizon. Pour cela, il faut connaître la profondeur de sol colonisé par les racines. Dans le cas de sols sous forêt, nous considérons que l'enracinement des arbres est suffisant pour coloniser l'ensemble du sol.

### **Stress hydrique**

En période de sécheresse, quand les végétaux ne peuvent plus extraire suffisamment d'eau du sol pour satisfaire leur demande évaporatoire, ils ferment partiellement leurs stomates et ralentissent leur métabolisme. Ils sont soumis à un stress hydrique (manque d'eau).

### **Succion**

Ce terme regroupe l'ensemble des forces principalement d'origine capillaire qui dans un milieu poreux retiennent l'eau à la matrice solide. On leur donne un signe négatif par opposition aux forces gravitaires auxquelles on donne un signe positif.

### **Surface spécifique**

C'est la surface totale développée par l'ensemble des constituants du sol. Elle comprend la surface enveloppe de ces constituants (surface externe) et la surface interne développée par les feuillets des minéraux phylliteux (argiles).

### **Système d'Information Géographique (SIG)**

C'est un logiciel informatique qui par le croisement et le recoupement de données graphiques (ex: cartes géologiques et cartes pédologiques, modèle numérique de terrain) avec des données sémantiques qui leur sont associées (ex: pente, type de sol et de substratum) permet l'élaboration et la spatialisation de données thématiques ( ex: cartes de sensibilité au ruissellement, à l'érosion).

### **TDR (Time Domain Reflectometry)**

C'est une sonde qui mesure la vitesse de propagation d'une onde électrique le long d'un guide d'onde. La vitesse de propagation de l'onde dépend de la constante diélectrique du matériau environnant. La différence très importante entre le diélectrique (k) de l'eau (k=80) et des autres constituants (minéraux, matières organiques, air : k<5) permet de calculer la teneur en eau du matériau.

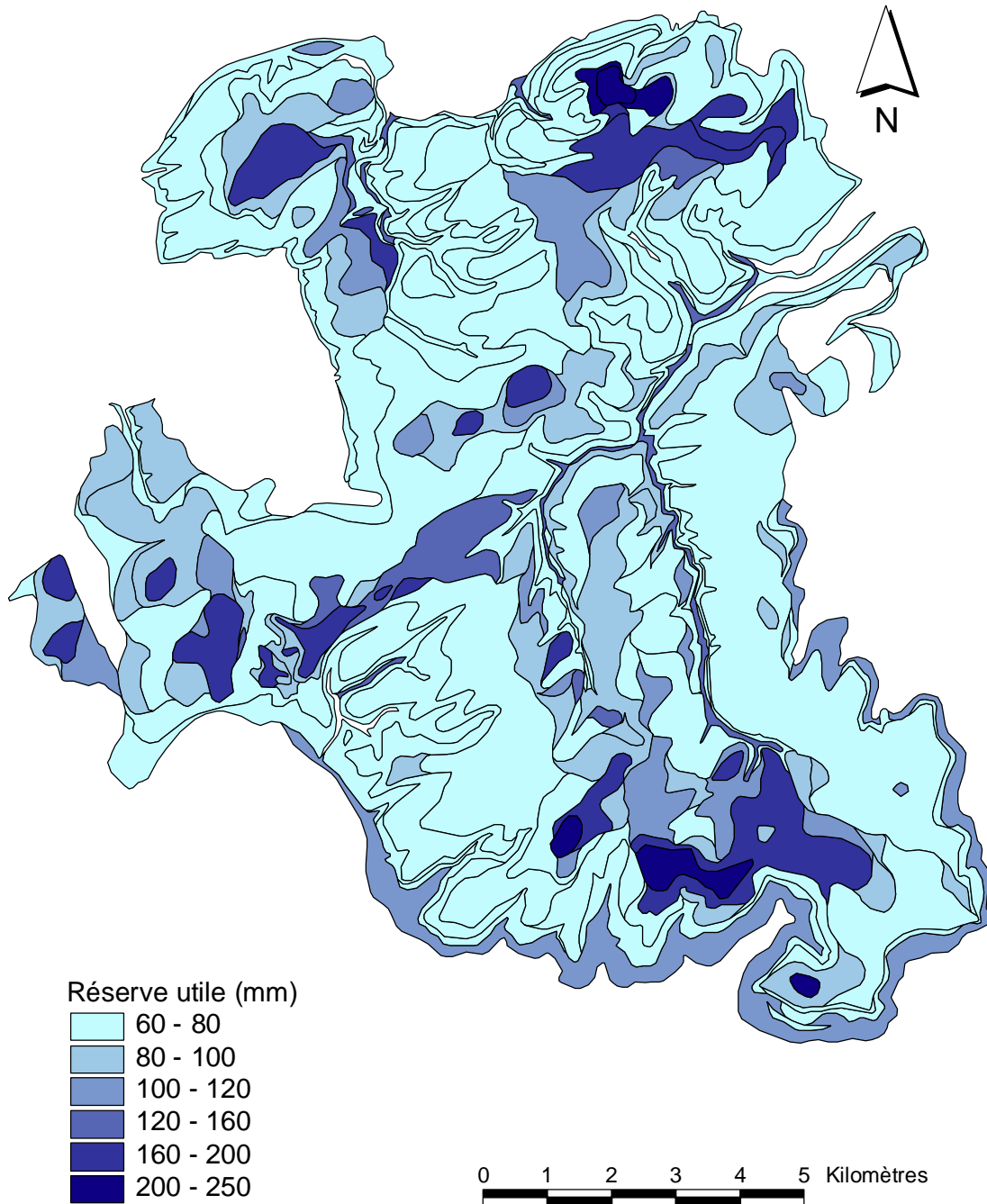
### **Terra fusca**

C'est une argile rouge due à l'altération du calcaire en climat chaud.

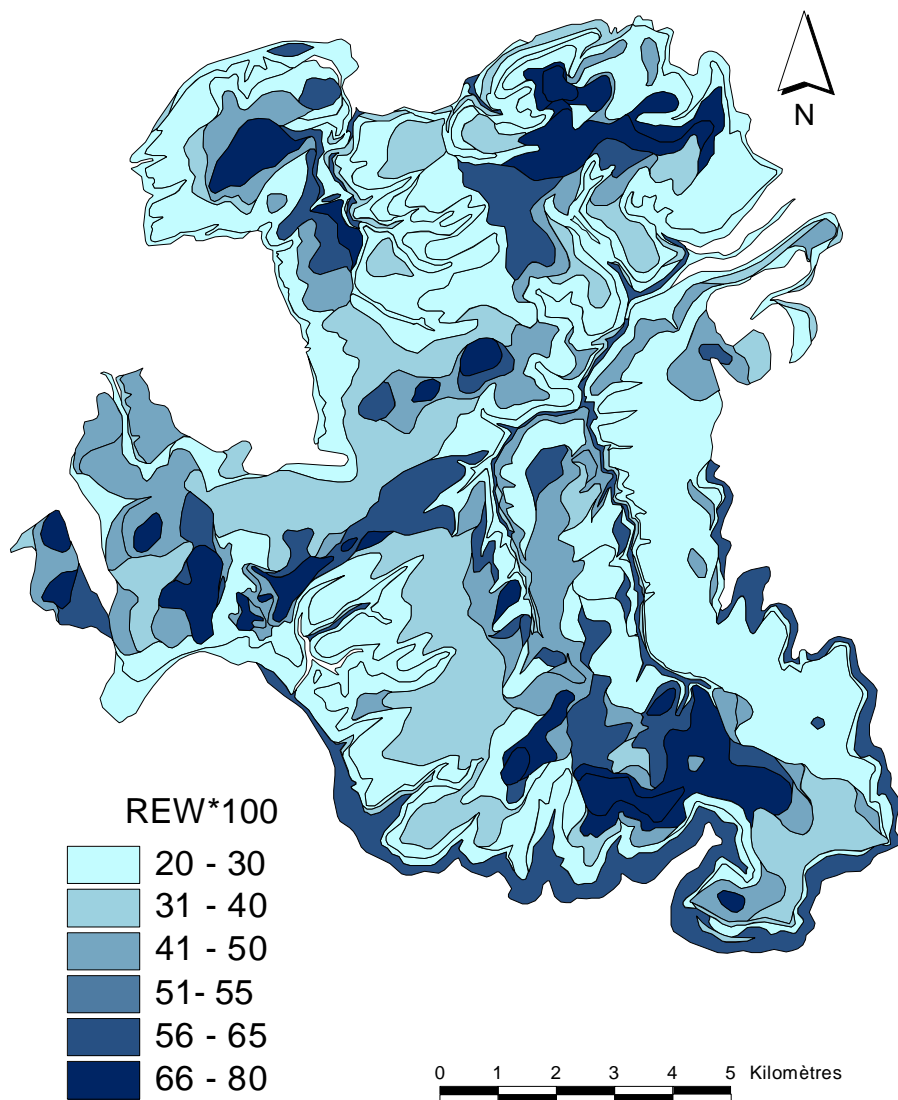
### **Volume massique**

C'est l'inverse de la densité apparente. Il est exprimé par rapport à une référence massique ( $\text{cm}^3/\text{g}$ ), ce qui permet des comparaisons avec des propriétés granulométriques ou chimiques elles aussi exprimées par rapport à une référence massique (g/g ou  $\text{cmol/g}$ ).

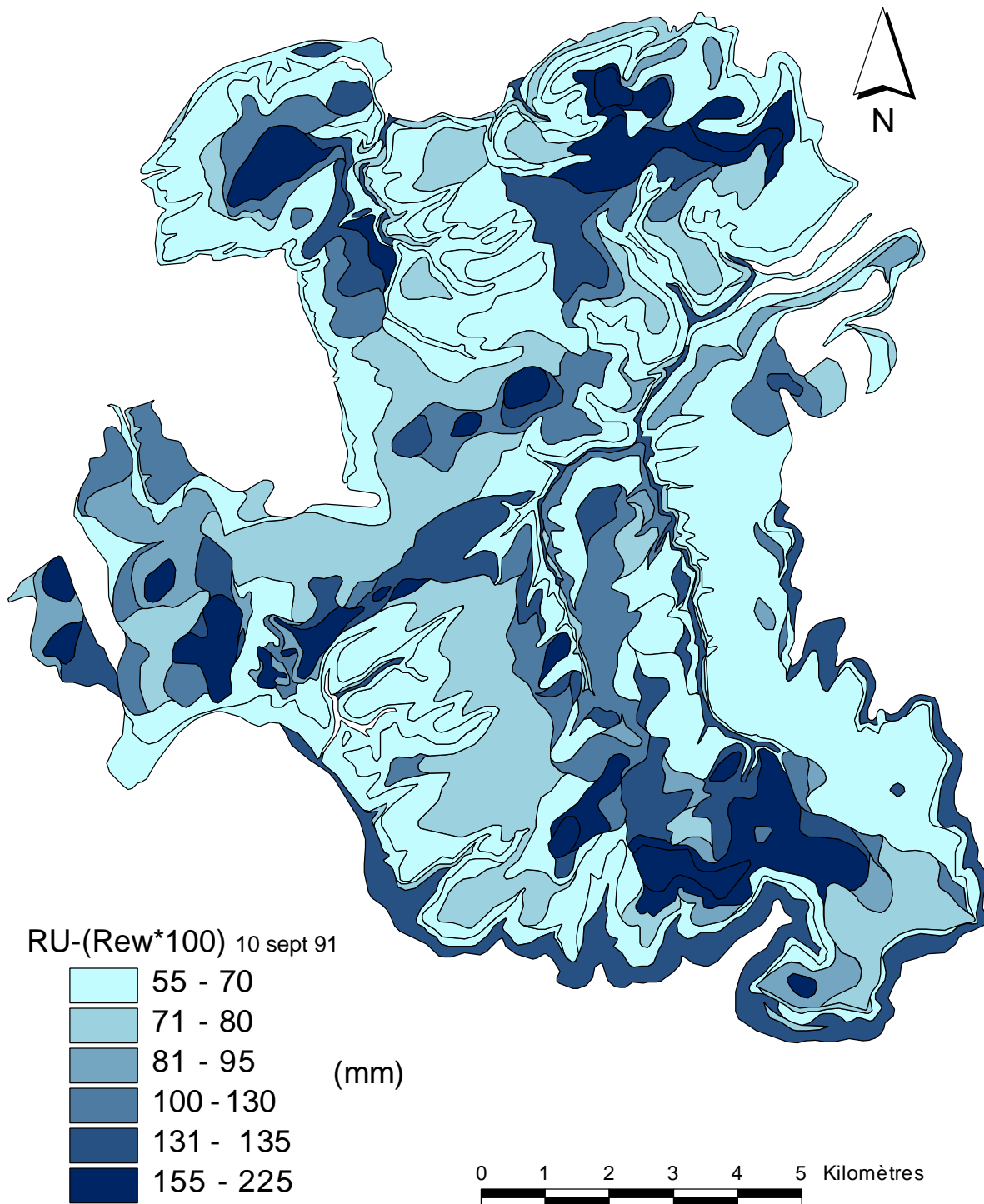
## **8. Annexes**



ANNEXE I : Carte des réserves utiles des sols du plateau de Haye



ANNEXE 2 : Réserve en eau disponible du sol calculée au 30 Mai 1991. Cette réserve est exprimé en pourcentage de la réserve utile.



ANNEXE 3 : Déficit hydrique du sol le 10 Septembre 1991 (exprimé en mm d'eau)

