

# Prédiction des propriétés de rétention en eau des sols d'un bassin versant à l'aide de fonctions de pédotransfert :

## Influence de la densité apparente et de la teneur en éléments grossiers

X. Morvan<sup>(1)(2)</sup>, A. Bruand<sup>(3)</sup>, I. Cousin<sup>(2)</sup>, J. Roque<sup>(4)</sup>, N. Baran<sup>(1)</sup> et Ch. Mouvet<sup>(1)</sup>

- (1) BRGM, Service EAU/GRI, 3 av. Claude Guillemin, BP 6009, 45060 Orléans cedex 2, France.
- (2) INRA, Unité de Science du Sol, Centre de Recherche d'Orléans, BP 20619, 45166 Olivet cedex, France.
- (3) ISTO, UMR 6113 CNRS–UO, Université d'Orléans, Géosciences, BP 6759, 45067 Orléans cedex 2, France.
- (4) INRA, Unité INFOSOL, Centre de Recherche d'Orléans, BP 20619, 45166 Olivet cedex, France.

### RÉSUMÉ

L'objectif est d'étudier la qualité de l'estimation des propriétés de rétention en eau faite à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) pour les sols d'un bassin versant de 250 hectares. Ce bassin versant, situé à proximité de Mantes-la-Jolie, au nord-ouest de Paris, possède des sols limoneux à limoneux-argileux profonds sur la moitié de sa surface, l'autre moitié correspondant à des sols caillouteux. Après une prospection pédologique détaillée, 15 horizons types ont été définis (*tableau 1*), puis 22 unités typologiques de sol (UTS) correspondant à la superposition de plusieurs horizons types et enfin 11 unités cartographiques de sol (UCS) regroupant plusieurs UTS (*tableau 2*). Les propriétés de rétention en eau des horizons types ont été déterminées au laboratoire pour 8 valeurs de potentiels variant de -10 à -15 000 hPa et, en parallèle, estimées à l'aide des FPT proposées par Hall *et al.* (1977), Jamagne *et al.* (1977), Rawls *et al.* (1982), Vereecken (1989), Bastet (1999) et Bruand *et al.* (2002) pour des valeurs de potentiel appartenant à ce même domaine.

L'aptitude des FPT à rendre compte des variations des propriétés de rétention en eau mesurées pour les horizons types est très variable selon les FPT considérées (*tableau 4*). Comme d'autres études l'ont déjà montré (Bastet, 1999, Tietje et Tapkenhinrichs, 1993, Wösten *et al.*, 2001), la proximité géographique de la zone d'étude par rapport à celles ayant servi de base aux FPT et la similitude des matériaux parentaux sont des éléments importants à prendre en compte pour apprécier l'aptitude potentielle des FPT à estimer les propriétés de rétention en eau des sols.

Une classification par texture, ou par texture et densité apparente, préalablement à l'établissement de FPT, permet d'améliorer la qualité des estimations. La texture et la densité apparente apparaissent donc comme des grandeurs déterminantes pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau des horizons de sols étudiés. Toutefois, la densité apparente à l'échelle de l'horizon peut conduire à prendre en compte un volume de pores qui ne contribuent pas à la réserve en eau du sol, car de trop grande taille, et donc conduire certaines FPT à surestimer largement les valeurs de teneurs en eau.

Pour les sols qui possèdent des éléments grossiers, dont la présence n'est pas prise en compte par les FPT, une correction des teneurs en eau mesurées et calculées, visant à les exprimer par rapport à la seule fraction fine (< 2 mm) des horizons, ne permet toutefois à aucune FPT de donner des résultats satisfaisants pour les sols caillouteux. Ces sols caillouteux, le plus souvent peu épais, sont ceux pour lesquels la mesure des propriétés de rétention en eau demeure la plus difficile à obtenir, aucune méthodologie adaptée n'étant disponible à l'heure actuelle.

**Mots clés**

Fonctions de pédotransfert, rétention en eau, densité apparente, éléments grossiers, estimation spatiale

**SUMMARY****TITRE**

*The aim of this study was to discuss the prediction of soil water retention with pedotransfer functions (PTFs) when applied to the soils in a 250 ha watershed. The latter is located in the Vexin, 75 km north east of Paris. On half of the surface, the soils are deep and loamy, while on the rest of the watershed, soils are shallow and stony. A detailed pedological survey led to the identification of 15 main soil horizons (HTS) (Table 1), and 22 soil typological units (UTS) resulting from the superposition of several HTS (Table 2), and finally 11 soil mapping units (UCS) that result from the combination of several UTS (Table 2). Water retention properties were measured on each HTS in the laboratory at 8 pressure head values (from -10 hPa to -15 000 hPa). Then, they were predicted by using the continuous and class PTFs.*

*Our results showed that the validity of the PTFs was highly variable (Table 4). Geographical proximity and similar parent material of the soils used to develop a continuous PTF appeared to be pertinent information to assess its accuracy and reliability when used to predict the water retention properties of the soils of the watershed studied. Our results showed also that class PTFs using classification according to texture, and to both texture and bulk density led to satisfactory prediction accuracy. However, bulk density of soil horizon may take into account a large amount of large pores that do not contribute to the water reserve of the soil. This led to great overestimations with several PTFs, especially for topsoil horizons.*

*Finally, for stony soils, water content retention properties were corrected to take both stone and gravel content into account. This did not lead to more accurate PTF prediction. The prediction of the water retention of stony soils remains difficult to obtain because of the lack of suitable methodology.*

**Key-words**

*Pedotransfert functions, water retention properties, watershed, bulk density, roche fragment, spatial variability*

**RESUMEN****TITRE**

texte

**Palabras clave**

mots

La connaissance des propriétés hydriques des sols, propriétés de rétention en eau et conductivité hydraulique, est nécessaire à la description des transferts d'eau et de solutés. Les exigences de prélèvement (sol à une teneur en eau proche de la capacité au champ) et de conservation des échantillons (absence de perturbation mécanique pour travailler sur des échantillons non remaniés, 3–5 °C dans des conteneurs étanches pour limiter l'activité biologique), ainsi que la lourdeur des protocoles de mesure, rendent ces propriétés contraignantes à mesurer au laboratoire et il est difficile d'obtenir sur le terrain des valeurs sur une gamme de potentiel aussi large qu'en laboratoire. Si la mesure de ces propriétés reste possible lors d'une étude locale ou sur un nombre restreint de sites, elle est en revanche difficile, voire impossible, lorsqu'il s'agit de rendre compte, dans des délais et des budgets souvent très limités, des transferts d'eau et de solutés à l'échelle d'un bassin versant et a fortiori de grands territoires. Pour répondre à la nécessité de connaître les propriétés hydriques de façon exhaustive des sols sur un territoire donné, on a fréquemment recours à leur estimation par des « fonctions de pédotransfert » (FPT; Bouma et Van Lanen, 1987). Celles-ci permettent le calcul des propriétés hydriques à partir de caractéristiques des sols plus facilement mesurables que ne le sont les propriétés de rétention en eau et la conductivité hydraulique. De nombreuses fonctions de pédotransfert ont été proposées dans la littérature, notamment en ce qui concerne les propriétés de rétention. Quelques études ont été réalisées pour apprécier dans quelle mesure elles peuvent être utilisées pour estimer les propriétés de rétention en eau de tel ou tel ensemble de sols (Williams et al., 1992; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993; Kern, 1995; Bastet et al., 1998 et 1999; Wösten et al., 2001).

En ce qui concerne les propriétés de rétention en eau, qui font l'objet de cette étude, les FPT (Fonctions de Pédotransfert) peuvent être regroupées en deux ensembles distincts selon que les propriétés de rétention des sols sont estimées de manière ponctuelle ou continue.

Avec les FPT appartenant au premier ensemble, on estime la teneur en eau des sols ( $\theta$ ) pour des valeurs ponctuelles du potentiel ( $h$ ) qui varient entre  $-10$  hPa ( $pF = 1,0$ ) et  $-15\,000$  hPa ( $pF = 4,2$ ). Le nombre de valeurs de potentiel pour lesquelles on peut calculer la teneur en eau varie selon les FPT de 2 à 12. Les FPT peuvent avoir la forme d'une relation mathématique reliant  $\theta$  à des caractéristiques de constitution comme les pourcentages d'argile, de sable et de limon, la densité apparente et la teneur en carbone organique; c'est le cas des FPT proposées par Hall *et al.* (1977), Gupta et Larson (1979), Rawls *et al.* (1982) et Bruand (1990). Elles peuvent aussi avoir la forme d'une relation logique qui fait correspondre, à une classe de composition, un ensemble de valeurs de  $\theta$  en fonction du potentiel; on parle alors plutôt de classe de pédotransfert. Le tableau de valeurs de  $\theta$  proposé par Jamagne *et al.* (1977) pour la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement en fonction de la texture correspond à un ensemble de FPT de ce type. Les FPT proposées par Bruand *et al.* (2002), qui permettent d'estimer  $\theta$  pour

7 valeurs de potentiel, en fonction de l'appartenance du sol à des classes combinant texture et densité apparente, appartiennent aussi à ce type de FPT.

Le groupe des FPT basé sur une estimation continue des propriétés de rétention peut être subdivisé en 2 sous-ensembles. Le premier regroupe des FPT qui permettent d'estimer les paramètres d'ajustement de modèles mathématiques décrivant de façon continue les variations de  $\theta$  en fonction de  $h$ . Ainsi, Cosby *et al.* (1984) proposent des FPT pour les paramètres du modèle Campbell (1974), Vereecken *et al.* (1989) et Wösten *et al.* (1995) proposant quant à eux des FPT pour les paramètres du modèle de van Genuchten (1980). Le deuxième sous-ensemble regroupe des FPT qui permettent d'estimer les paramètres de modèles fondés sur des hypothèses de mode d'assemblage et de distribution de taille des particules élémentaires, et leurs conséquences en termes de géométrie des pores. Dans ce dernier cas, les modèles de courbes peuvent être assimilés à des fonctions de pédotransfert puisque l'expression analytique utilise directement des caractéristiques de constitution du sol. C'est le cas du modèle d'Arya et Paris (1981) et de celui d'Haverkamp et Parlange (1986) qui utilisent la distribution de taille des particules, ou encore de celui proposé par Assouline *et al.* (1998) qui utilise la distribution de taille des particules et des agrégats.

Toutes les FPT ayant été établies à partir de sols de natures et d'origines géographiques très différentes, il reste difficile d'apprécier dans quelle mesure telle FPT plutôt que telle autre doit être utilisée dans un contexte pédoclimatique donné. Plusieurs auteurs ont relevé que les FPT établies avec des sols, dont le matériau parental, les conditions de pédogénèse et la localisation géographique sont similaires, conduisaient généralement à des estimations de meilleure qualité (Bastet *et al.*, 1999; Wösten *et al.*, 2001; Tietje et Tapkenhinrichs, 1993). Pour renforcer et étendre ces travaux, l'étude présentée compare pour 15 horizons de sol les valeurs expérimentales de rétention en eau avec les estimations obtenues à partir de diverses FPT, et discute de la qualité de chacune des estimations en analysant l'influence de paramètres tels que la teneur en éléments grossiers et la densité apparente. Enfin, des calculs de réserves en eau (RE) établis à l'aide des valeurs expérimentales ont été comparés aux valeurs obtenues par différentes FPT; les conséquences en terme de pluie efficace des différences entre ces RE calculées et mesurées sont examinées à l'échelle d'un petit bassin versant de 250 ha, échelle pour laquelle il est encore possible de mesurer les propriétés de rétention en eau des sols.

## LE BASSIN VERSANT ÉTUDIÉ

Le bassin versant étudié est celui de la source des Brévilles; il est localisé sur la commune de Montreuil sur Epte (Val d'Oise). C'est un bassin de petite taille (250 ha), presque exclusivement agricole (terres agricoles: 85 %, forêt: 15 %). Les pentes varient de 0 à 14 %. La pluviométrie annuelle, pendant la période 1993 – 2002, mesu-

**Tableau 1** - Caractéristiques de l'horizon de référence sélectionné pour caractériser chaque horizon type.**Table 1** - Properties of the soil horizon selected to represent each typologic soil horizon.

	Profondeur (cm)	Granulométrie			Carbone organique <sup>a</sup>	$\Delta_{a,h}^c$		$\Delta_{a,m}^c$		Teneur en CaCO <sub>3</sub> <sup>a</sup>	Teneur en EG <sup>b</sup>
		% A <sub>r</sub>	% L <sub>i</sub>	% S <sub>a</sub>		Moy <sup>d</sup>	E.T. <sup>d</sup>	Moy	E.T.		
h <sub>1</sub>	15-25	15,9	65,2	18,9	8,8	1,58	0,01	1,61	0,01	0	0
h <sub>2</sub>	45-55	21,0	64,8	14,2	4,3	1,46	0,01	1,50	0,01	0	0
h <sub>3</sub>	56-90	34,6	55,7	9,7	2,6	1,46	0,06	1,52	0,01	2	0
h <sub>4</sub>	12-31	20,7	55,1	24,2	12,1	1,57	0,01	1,61	0,01	2	0
h <sub>5</sub>	40-55	17,5	14,7	67,8	2,4	1,58	0,03	1,68	0,02	1	0
h <sub>6</sub>	10-35	8,7	18,7	72,6	3,8	1,41	0,08	1,46	0,06	1	0
h <sub>7</sub>	60-80	15,2	13,9	70,9	1,9	1,64	0,03	1,68	0,01	1	0
h <sub>8</sub>	20-30	33,1	56,0	10,9	1,21	1,37	0,17	1,50	0,05	7	160
h <sub>9</sub>	2-19	30,9	56,7	12,4	21,4	1,16	0,05	1,39	0,11	12	70
h <sub>10</sub>	0-20	22,5	61,0	16,5	13,3	1,27	0,04	1,71	0,03	1	100 <sup>f</sup>
h <sub>11</sub>	0-15	33,0	53,3	13,7	33,0	1,37	0,09	1,27 <sup>e</sup>	0,04	45	150 <sup>f</sup>
h <sub>12</sub>	18-35	31,9	51,8	16,3	19,2	1,68	0,22	1,42	0,05	64	300
h <sub>13</sub>	0-20	30,3	49,8	19,9	25,6	1,17	0,16	1,53	0,04	35	150 <sup>f</sup>
h <sub>14</sub>	25-50	18,2	43,8	38,0	9,0	1,62	0,06	1,53	0,04	543	100 <sup>f</sup>
h <sub>15</sub>	42-57	20,7	57,4	21,9	7,0	1,53	0,03	1,54	0,06	70	0

a Teneur en carbone organique et CaCO<sub>3</sub> en g par kg de sol séché à 105 °C.

b Teneur en éléments grossiers (EG) en cm<sup>3</sup>/dm<sup>3</sup>

c  $\Delta_{a,h}$  et  $\Delta_{a,m}$ , respectivement densité apparente à l'échelle de l'horizon et de la motte.

d moy. : moyenne arithmétique, E.T. : écart type des valeurs

e La densité de motte est plus faible que la densité de l'horizon en raison de la teneur élevée en éléments grossiers.

f Estimation visuelle en tenant compte des résultats obtenus sur les horizons h<sub>8</sub>, h<sub>9</sub> et h<sub>12</sub>.

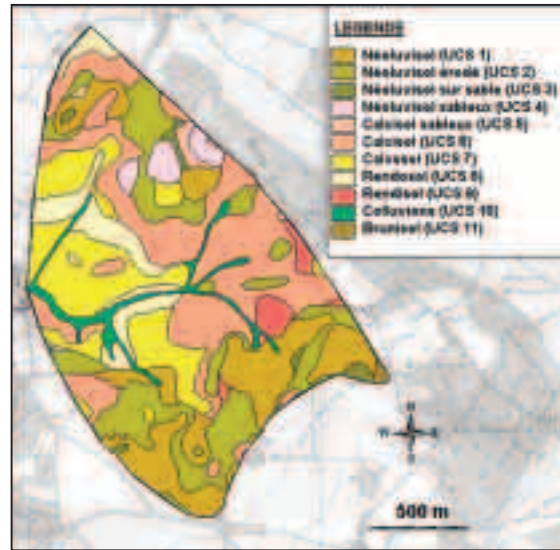
rée à la station météorologique de Buhy, à 2 km du centre du site d'étude, est de 814 mm.

Le bassin d'alimentation de la source des Brévilles est délimité par un bassin hydrogéologique dont l'extension géographique correspond approximativement au bassin versant topographique. L'aquifère situé dans les sables cuisiers est recouvert par des calcaires fissurés du Lutétien dont l'épaisseur atteint 30 m dans la partie amont du bassin. Le substratum de la nappe est constitué des argiles sparnaciennes (Kuntz *et al.*, 1976). L'épaisseur moyenne de la nappe est de 13 m, elle varie de 11,5 m à 14,5 m. La surface piézométrique est située à 40 m de profondeur à l'amont du bassin versant. Ce site atelier est intégré dans le projet de recherche européen PEGASE (<http://www.brgm.fr/pegase/>) visant à la modélisation des transferts d'eau et de produits phytosanitaires depuis la surface du sol jusqu'à la nappe.

## MÉTHODES D'ÉTUDE DES SOLS DU BASSIN VERSANT

### Caractéristiques des sols composant la couverture pédologique du bassin versant

Un ensemble de 270 sondages a été réalisé dans le bassin versant (*figure 1a*). Pour 97 d'entre eux, l'horizon 0–30 cm a été analysé au Laboratoire d'Analyse des Sols de l'INRA à Arras. La couverture pédologique est composée de sols limoneux à limono-argileux, moyennement profonds, ainsi que de sols limono-argileux peu épais, le plus souvent caillouteux. Le diagramme de classification des textures utilisé est celui du service de cartographie des sols de la chambre d'agriculture de l'Aisne (Jamagne *et al.*, 1977). L'analyse des données des sondages a conduit à distinguer 15 horizons types qui ont été notés de H<sub>1</sub> à H<sub>15</sub> en fonction de leur texture et de leurs teneurs en calcaire et éléments grossiers. Pour chacun de ces 15 horizons types, nous avons sélectionné un seul horizon de référence représentatif de l'horizon type sur l'ensemble

**Figure 1a** - Limites spatiales du bassin versant**Figure 1a** - Spatial limits of the watershed**Figure 1b** - Carte des sols du bassin versant**Figure 1b** - Soil map of the watershed

du bassin, au sein duquel la densité apparente a été mesurée et sur lequel des échantillons non perturbés ont été prélevés : 15 horizons de références, notés  $h_1$  à  $h_{15}$ , ont ainsi été définis et analysés (tableau 1). La teneur en éléments grossiers a été déterminée pour 3 horizons ( $h_8$ ,  $h_9$  et  $h_{12}$ ) parmi les 7 horizons qui en possèdent. Pour les autres horizons, elle a été estimée visuellement en tenant compte des résultats obtenus pour  $h_8$ ,  $h_9$  et  $h_{12}$  (tableau 1).

Des valeurs de densité apparente des horizons ( $\Delta_{a, h}$ ) ont aussi été attribuées à chaque horizon type ( $H_i$ ) en utilisant la valeur arrondie de  $\Delta_{a, h}$  mesurée pour l'horizon de référence correspondant :

- sans la modifier lorsque l'horizon de référence  $h_i$  correspondant était dans la même position dans le profil pédologique que l'horizon type  $H_i$  au sein de l'UTS ;
- ou en la diminuant de 0,1 lorsque l'horizon de référence  $h_i$  est un horizon B et l'horizon type  $H_i$  un horizon de surface (horizon L) (Bruand *et al.*, 2002) ;
- ou encore en l'augmentant de 0,1 lorsque l'horizon de référence  $h_i$  est un horizon L et l'horizon type  $H_i$  un horizon B (Bruand *et al.*, 2002).

Cette procédure permet de moduler les valeurs de  $\Delta_{a, h}$  selon qu'il s'agit d'un horizon de surface ou d'un horizon sous-jacent, la densité apparente des premiers étant inférieure à celle des seconds lorsque la texture ne varie pas.

Les Unités Typologiques de Sol (UTS), au nombre de 22, sont composées de la superposition d'horizons types  $H_i$  auxquels ont été attribuées des épaisseurs qui sont variables selon les UTS (tableau 2). Les épaisseurs qui ont été attribuées aux  $H_i$  à l'intérieur de chaque UTS correspondent aux épaisseurs moyennes observées pour tous les sondages appartenant à cette UTS. Le pourcentage

d'occupation de chaque UTS sur le bassin versant a été estimé à partir du nombre de sondages réalisés dans chacune d'elles.

## Distribution des sols dans le bassin versant

Compte tenu de la proximité pédologique des UTS et de leur nombre important, un ensemble de 11 Unités Cartographiques de Sols (UCS) compose la couverture pédologique du bassin versant (tableau 2, figure 1b). Chaque UCS correspond à une portion de la couverture pédologique où sont généralement associées plusieurs UTS voisines. Par exemple, pour l'UCS 2 (Neoluvisol érodé), les 3 UTS distinguées correspondent à différents degrés d'érosion du Neoluvisol initial : l'UTS 2 a un horizon de surface limono-argileux plus épais que l'UTS 3. L'UTS 2 représente donc un sol moins érodé que l'UTS 3.

Les UCS 1, 2, 3, 4 et 11 représentent des sols limoneux développés dans des matériaux d'origine éolienne. Ils sont présents sur les plateaux au sud et au nord de la zone d'étude (figure 1b). Ce sont des sols assez profonds, bien structurés et très filtrants qui reposent généralement sur des calcaires.

Les UCS 5, 6, 7, 8 et 9 correspondent à des sols développés dans des matériaux calcaires qui seraient issus du remaniement en contexte périglaciaire de calcaires du Lutétien et du Bartonien. Ils sont peu épais et caillouteux.

## Analyses physico-chimiques

La composition granulométrique sans décarbonatation, la teneur en carbone organique et la teneur en  $\text{CaCO}_3$  des horizons de référence ont été déterminées sur la fraction < 2 mm au Laboratoire

**Tableau 2** - Caractéristiques des unités typologiques de sols (UTS) et des unités cartographiques de sols (UCS) présentes dans le bassin versant.**Table 2** - Properties of the typologic soil Units (UTS) and cartographic soil units (UCS) in the watershed.

		% BV	Horizon type	Epaisseur (cm)	$\Delta_a$ (horizon)		
UCS 1 17,7 %	UTS 1 Luvisol limoneux épais	6,6	H <sub>1</sub>	30	1,58		
			H <sub>2</sub>	56	1,46		
			H <sub>3</sub>	18	1,46		
	UTS 2 Néoluvisol limono argileux épais lessivé	8,1	H <sub>2</sub>	30	1,36		
			H <sub>2</sub>	54	1,46		
			H <sub>3</sub>	24	1,46		
UTS 3 Néoluvisol limono argilo sableux moyennement épais	3,0	H <sub>4</sub>	30	1,57			
		H <sub>4</sub>	17	1,67			
		H <sub>2</sub>	18	1,46			
		H <sub>3</sub>	9	1,46			
UCS 2 18,8 %	UTS 2 Néoluvisol limono argileux épais lessivé	7,9	H <sub>2</sub>	30	1,36		
			H <sub>2</sub>	54	1,46		
			H <sub>3</sub>	24	1,46		
	UTS 4 Néoluvisol tronqué moyennement épais	6,7	H <sub>2</sub>	30	1,36		
			H <sub>2</sub>	21	1,46		
			H <sub>3</sub>	25	1,46		
UTS 5 Néoluvisol tronqué peu épais	4,2	H <sub>2</sub>	33	1,36			
		H <sub>3</sub>	19	1,46			
		UTS 6 Néoluvisol limoneux épais reposant sur sable	0,7	H <sub>1</sub>	14	1,58	
H <sub>2</sub>	48			1,46			
H <sub>5</sub>	30			1,58			
H <sub>14</sub>	20			1,62			
UCS 3 2,6 %	UTS 7 Néoluvisol limono sableux sur sable	0,5	H <sub>4</sub>	30	1,57		
			H <sub>4</sub>	30	1,67		
			H <sub>5</sub>	35	1,58		
			H <sub>14</sub>	20	1,62		
UCS 4 2,6 %	UTS 8 Luvisol très sableux épais sur sable	2,2	H <sub>1</sub>	30	1,58		
			H <sub>6</sub>	19	1,51		
			H <sub>7</sub>	71	1,64		
UCS 5 0,7 %	UTS 9 Luvisol sablo argileux épais	0,4	H <sub>6</sub>	25	1,41		
			H <sub>5</sub>	70	1,58		
UCS 6 27,4 %	UTS 10 Calcisol sableux peu épais sur calcaire gréseux	0,7	H <sub>6</sub>	33	1,41		
			H <sub>14</sub>	23	1,62		
			UTS 11 Rendisol argilo limoneux, très peu épais, sur calcaire	5,5	H <sub>8</sub>	33	1,27
UTS 12 Calcisol limono argileux peu épais sur calcaire	19,0	H <sub>9</sub>			33	1,16	
		H <sub>8</sub>			9	1,37	
UCS 7 17,5 %	UTS 13 Calcisol limono argilo sableux peu épais sur calcaire	3,0	H <sub>10</sub>	33	1,27		
			H <sub>8</sub>	12	1,37		
	UTS 14 Calcosol argilo limoneux peu épais sur calcaire	0,8	H <sub>11</sub>	12	1,37		
			H <sub>12</sub>	24	1,68		
			UTS 15 Calcosol limono argileux peu épais sur calcaire	13,0	H <sub>11</sub>	29	1,37
	H <sub>12</sub>	6			1,68		
UCS 8 7,8 %	UTS 16 Calcosol limono argilo sableux peu épais sur calcaire	3,7	H <sub>14</sub>	7	1,62		
			H <sub>13</sub>	28	1,17		
			H <sub>12</sub>	7	1,68		
			H <sub>14</sub>	6	1,62		
UCS 9 2,3 %	UTS 17 Rendisol argilo limoneux très peu épais, très calcaire, très caillouteux	0,3	H <sub>11</sub>	11	1,37		
			H <sub>12</sub>	15	1,68		
			UTS 18 Rendisol limono argileux très peu épais, très calcaire, très caillouteux	5,8	H <sub>11</sub>	22	1,37
					H <sub>12</sub>	5	1,68
UCS 10 3,7 %	UTS 19 Rendisol limono argilo sableux très peu épais, très calcaire, très caillouteux	1,7	H <sub>13</sub>	23	1,17		
			H <sub>14</sub>	6	1,62		
			UTS 20 Rendisol argilo limoneux, très peu épais, sur calcaire	0,7	H <sub>8</sub>	33	1,27
UTS 21 Rendisol limono argileux, très peu épais	1,3	H <sub>9</sub>			39	1,16	
		UTS 22 Colluviosols limoneux épais, généralement calcaire			3,7	H <sub>10</sub>	31
UCS 11 0,2 %	UTS 2 Néoluvisol limono argileux épais lessivé	0,2	H <sub>15</sub>	30		1,43	
			H <sub>15</sub>	72	1,53		
			H <sub>2</sub>	30	1,36		
			H <sub>2</sub>	54	1,46		
			H <sub>3</sub>	24	1,46		

d'Analyse des Sols de l'INRA à Arras selon les normes AFNOR (NF X 31-107, pour la granulométrie, NF ISO 10694, pour la teneur en carbone organique et NF ISO 10693, pour la teneur en calcaire).

## Teneur en éléments grossiers et densité apparente

Pour plusieurs horizons de référence, la teneur en éléments grossiers a été déterminée sur des volumes de sol d'environ 30 dm<sup>3</sup>, volume représentant un bon compromis entre le nombre d'éléments grossiers recueillis et le temps nécessaire au tamisage de la terre fine. Pour les autres horizons, elle a été estimée visuellement en tenant compte des résultats obtenus pour les horizons précédents.  $\Delta_{a, h}$  de référence sans élément grossier a été mesurée sur le terrain à l'aide de cylindres de 1,24 et 1,02 dm<sup>3</sup> (3 ou 4 répétitions). Pour les horizons de référence possédant des éléments grossiers,  $\Delta_{a, h}$  a été déterminé à une teneur en eau proche de la capacité au champ à l'aide de la méthode au sable (Stengel, 1983) sur des volumes de sol de l'ordre de 1 dm<sup>3</sup>.

## Propriétés de rétention en eau

Des échantillons non perturbés de 2 à 3 décimètres cubes de chaque horizon de référence sont prélevés alors que les sols sont à une teneur en eau proche de la capacité au champ. Ces échantillons sont ensuite conservés à la teneur en eau correspondant à leur état lors du prélèvement, dans des boîtes hermétiques et à une température de l'ordre de 4–5 °C de façon à réduire l'activité biologique. Les déterminations expérimentales des propriétés de rétention en eau portent sur des mottes de dimensions centimétriques (5 à 10 cm<sup>3</sup>) obtenues par fragmentation à la main à partir des échantillons prélevés. Dans le cas des horizons caillouteux, les mesures effectuées sur ces mottes ne sont représentatives que de la terre fine de ces horizons. La densité apparente des mottes ( $\Delta_{a, m}$ ) dans l'état correspondant à celui lors du prélèvement est mesurée à l'aide de la méthode au pétrole (Monnier *et al.*, 1973). La teneur en eau des mottes lors des prélèvements ( $W_i$ ) a aussi été déterminée après passage à l'étuve à 105 °C pendant 24 heures. Huit teneurs en eau massiques ( $W$ ) sont déterminées pour des valeurs de potentiel de –10 hPa ( $W_{10}$ ), –33 hPa ( $W_{33}$ ), –100 hPa ( $W_{100}$ ), –330 hPa ( $W_{330}$ ), –1 000 hPa ( $W_{1000}$ ), –3 300 hPa ( $W_{3300}$ ), –10 000 hPa ( $W_{10000}$ ) et –15 000 hPa ( $W_{15000}$ ). Les déterminations sont réalisées en utilisant des dispositifs pneumatiques. Les mottes sont disposées sur une pâte de kaolinite, préalablement ressuyée à –10<sup>2</sup> hPa, de façon à établir une continuité hydraulique satisfaisante entre l'eau de l'échantillon et la membrane ou la plaque poreuse du dispositif (Bruand *et al.*, 1996). Ce dispositif, qui s'apparente à celui qui a été utilisé par Tessier et Berrier (1979), permet la dessiccation comme la réhumectation des échantillons. Il permet de mettre à l'équilibre 30 à 40 mottes simultanément dans une seule cellule. La teneur en eau est mesurée après dix jours de mise à l'équilibre avec la pression choisie puis passage à l'étuve à 105 °C pendant au moins 24 heures. Dix jours sont en moyenne nécessaires pour que les

mottes atteignent l'équilibre quels que soient le potentiel de l'eau fixé et la composition des horizons étudiés. Pour chaque détermination, la teneur en eau correspond à la moyenne mesurée sur 10 à 15 mottes.

Pour obtenir les propriétés de rétention en eau des sols caillouteux, il existe plusieurs solutions : i) faire des mesures sur des colonnes de sol incluant les éléments grossiers de manière significative, cependant la présence des éléments grossiers rend le prélèvement des colonnes de sol très difficile à effectuer, ii) faire des mesures sur de la terre fine < 2 mm et corriger les valeurs obtenues avec la proportion volumique d'EG. Pour réaliser cette correction, les EG peuvent être considérés comme inertes ou comme actifs du point de vue de la rétention en eau.

## LES FPT SÉLECTIONNÉES

Les FPT sélectionnées pour notre étude l'ont été soit parce que, établies sur des sols présentant des caractères communs avec ceux que nous étudions, elles devraient conduire à une estimation satisfaisante des propriétés de rétention en eau, soit parce que, utilisées dans de nombreuses études, elles peuvent alors être considérées comme autant de références. En revanche, compte tenu de la taille de l'échantillon d'horizons de sols, aucune FPT propre au bassin étudié n'a été établie. En effet, Les teneurs en eau n'ont été déterminées que sur 15 horizons.

### Les FPT de Hall *et al.* (1977)

Hall *et al.* (1977) distinguent les horizons de surface (topsoil) et ceux de sub-surface (subsoil) en raison des différences de structures entre ces deux types d'horizons ; ils ont en conséquence développé des FPT sur ces 2 groupes d'horizons. La teneur en eau volumique ( $\theta$ ) peut être estimée pour 5 valeurs de potentiel (–50, –100, –400, –2000 et –15 000 hPa). Les caractéristiques du sol prises en compte sont les teneurs (en %) en argile ( $A_r$ ), en limon ( $L_i$ ), et en carbone organique (CO) et la densité apparente de l'horizon ( $D_{a, h}$ ). La teneur en carbone organique n'est prise en compte que pour les horizons de surface. Les FPT sont, par conséquent, de la forme :

$$\theta = a (A_r) + b (L_i) + c (CO) + d (\Delta_{a, h}),$$

Les valeurs des paramètres a, b, c et d varient selon le type d'horizon (horizon de surface ou de sub-surface) et la valeur du potentiel. Bien qu'ayant été établies à partir de 825 sols du centre de la Grande Bretagne dont une proportion élevée correspond à des sols hydromorphes, ces FPT ont donné des résultats satisfaisants sur des sols du bassin Parisien non hydromorphes (Bastet, 1999).

### Les FPT de Rawls *et al.* (1982)

Les caractéristiques du sol utilisées par Rawls *et al.* (1982) sont la granulométrie, la teneur en matière organique et la densité apparente. Les horizons de sol pris en compte étant issus de nom-

breuses études, les différentes méthodes avec lesquelles les valeurs de densité apparente ont été mesurées ne sont pas précisées. Pour chaque valeur de potentiel matriciel étudié, les FPT ont la forme générale suivante :

$$\theta = a + b(S_a) + c(L_i) + d(A_r) + e(MO) + f(\Delta_{a,h}) + g(\theta_{330}) + h(\theta_{15000})$$

avec **MO** et **S<sub>a</sub>**, les teneurs en matière organique et en sable en %, et  $\theta_{330}$  et  $\theta_{15000}$  la teneur en eau volumique à -330 hPa et -15000 hPa respectivement.

La teneur en eau peut être calculée pour 12 valeurs de potentiel variant de -40 à -15000 hPa. Rawls *et al.* (1982) propose en fait trois 3 modèles de FPT :

- Des FPT établies par régression multiple à partir de la composition granulométrique, la teneur en matière organique et la densité apparente ( $\Delta_{a,h}$ ) (modèle I) ;
- Des FPT prenant en compte la composition granulométrique, la teneur en matière organique,  $\Delta_{a,h}$  et  $\theta_{330}$  (modèle II) ;
- Enfin, des FPT prenant en compte la composition granulométrique, la teneur en matière organique,  $\Delta_{a,h}$ ,  $\theta_{330}$  et  $\theta_{15000}$  (modèle III).

La prise en compte de  $\theta_{330}$  et  $\theta_{15000}$  améliore la qualité des estimations (Rawls, 1982). Il est toutefois important de signaler que les modèles II et III nécessitent des informations qui sortent du cadre fixé par le concept de FPT. En effet,  $\theta_{330}$  et  $\theta_{15000}$  ne peuvent pas être considérées comme des caractéristiques de constitution du sol aisément accessibles. Ces FPT ont toutefois été sélectionnées pour notre étude car ayant été utilisées dans de nombreuses études antérieures, elles constituent une référence.

## Les FPT de Bastet (1999)

Bastet (1999) a établi des équations de régression multiple pour 7 valeurs de potentiel : -10, -33, -100, -330, -1000, -3300 et -15000 hPa. Il a utilisé comme caractéristiques du sol les teneurs en argile (**A<sub>r</sub>**), limon (**L<sub>i</sub>**) et carbone organique (**CO**) ainsi que la densité apparente ( $\Delta_{a,h}$ ). Suivant les échantillons, les  $\Delta_{a,h}$  ont été mesurées sur des cylindres d'environ 1000 cm<sup>3</sup> ou sur des mottes de dimension centimétrique. Bastet (1999) a assimilé les densités apparentes mesurées sur mottes à celles de l'horizon mesurées à l'aide de cylindres. En effet, son étude portant surtout sur des horizons profonds, la différence entre les valeurs obtenues par les 2 approches est faible (Bruand *et al.*, 2002). Les FPT permettent d'estimer la teneur en eau massique (**W**) et sont de la forme :

$$W = a + b(A_r) + c(L_i) + d(CO) + e(\Delta_{a,h}).$$

Bastet (1999) a établi, dans un premier temps, des FPT sur l'ensemble des données dont il disposait (modèle I). Dans un second temps, il a effectué une classification des sols par classe de texture (modèle II) préalablement à l'établissement des FPT, classification qui apporte une amélioration sensible à la qualité des estimations. Le nombre d'horizons ayant servi à l'établissement de ces FPT varie selon le potentiel matriciel : il est compris entre 394 (pF = 4,2) et 762 (pF = 2,5). Ces sols proviennent du Bassin Parisien et de la

Région Languedoc-Roussillon. Cette relative proximité géographique entre les sols utilisés par Bastet (1999) et les sols de notre étude est une raison majeure du test de ces FPT, qui par ailleurs, n'ont pas encore été validées sur un jeu de données indépendant.

## Les FPT de Jamagne *et al.* (1977)

Les valeurs de  $\theta$  proposées par Jamagne *et al.* (1977) pour le « point de flétrissement » et « la capacité au champ » des sols en fonction de leur texture constituent en fait des classes de pédotransfert, concept apparu plus tard dans la littérature. Seule l'appartenance à une classe de texture est nécessaire ; une valeur de  $\Delta_{a,h}$  unique est ensuite proposée par classe de texture pour transformer les valeurs de **W** en  $\theta$ . Ces dernières ont été utilisées à de très nombreuses reprises en France et le sont encore fréquemment aujourd'hui. C'est pour cette raison que nous les avons sélectionnées.

## Les FPT de Bruand *et al.* (2002)

Les FPT proposées par Bruand *et al.* (2002) permettent d'estimer  $\theta$  pour 7 valeurs de potentiel en fonction de la seule appartenance des sols à des classes de texture (modèle I), ou de l'appartenance des sols à des classes combinant texture et densité apparente à l'échelle de mottes de dimensions centimétriques (modèle II). En faisant apparaître 2 à 5 valeurs de densité apparente sur mottes ( $\Delta_{a,m}$  pour chaque classe de texture, Bruand *et al.* (2002) généralisent la prise en compte de la composition du sol (composition granulométrique) et de sa structure (densité apparente). L'estimation de  $\theta$  nécessite en fait que le sol puisse être rattaché à une classe de texture (modèle I), ou mieux (i.e. pour une estimation plus précise de  $\theta$ ), à une classe de texture et une classe de  $\Delta_{a,m}$  (modèle II). Ces FPT ne sont pas des fonctions de pédotransfert au sens habituel puisqu'il ne s'agit pas de relations mathématiques établies par régression. Il s'agit en revanche de classes de pédotransfert telles que définies dans l'introduction.

## Les FPT de Vereecken *et al.* (1989)

Contrairement aux FPT précédentes, celles proposées par Vereecken *et al.* (1989) permettent de calculer les paramètres d'un modèle de courbe décrivant de façon continue les variations de  $\theta$  en fonction du potentiel. Vereecken *et al.* (1989) ont ainsi établi des FPT pour les 4 paramètres du modèle de Van Genuchten (1980). Ces FPT ont été établies par régression multiple avec les teneurs en argile (**A<sub>r</sub>**), sable (**S<sub>a</sub>**) et carbone organique (**CO**) ainsi que la densité apparente ( $\Delta_{a,h}$ ), mesurée à l'aide de cylindres de 100 cm<sup>3</sup>. Les 182 sols utilisés proviennent de Belgique, au nord des rivières Sambre et Meuse ; un certain nombre d'entre eux présentant des caractères en commun avec les sols de notre étude, le test des FPT de Vereecken *et al.* (1989) répond parfaitement à notre objectif.



**Tableau 3** - Teneur massique en éléments grossiers de horizons  $H_8$  à  $H_{14}$  et densité apparente de l'horizon recalculée pour la fraction  $< 2$  mm de chacun de ces horizons.

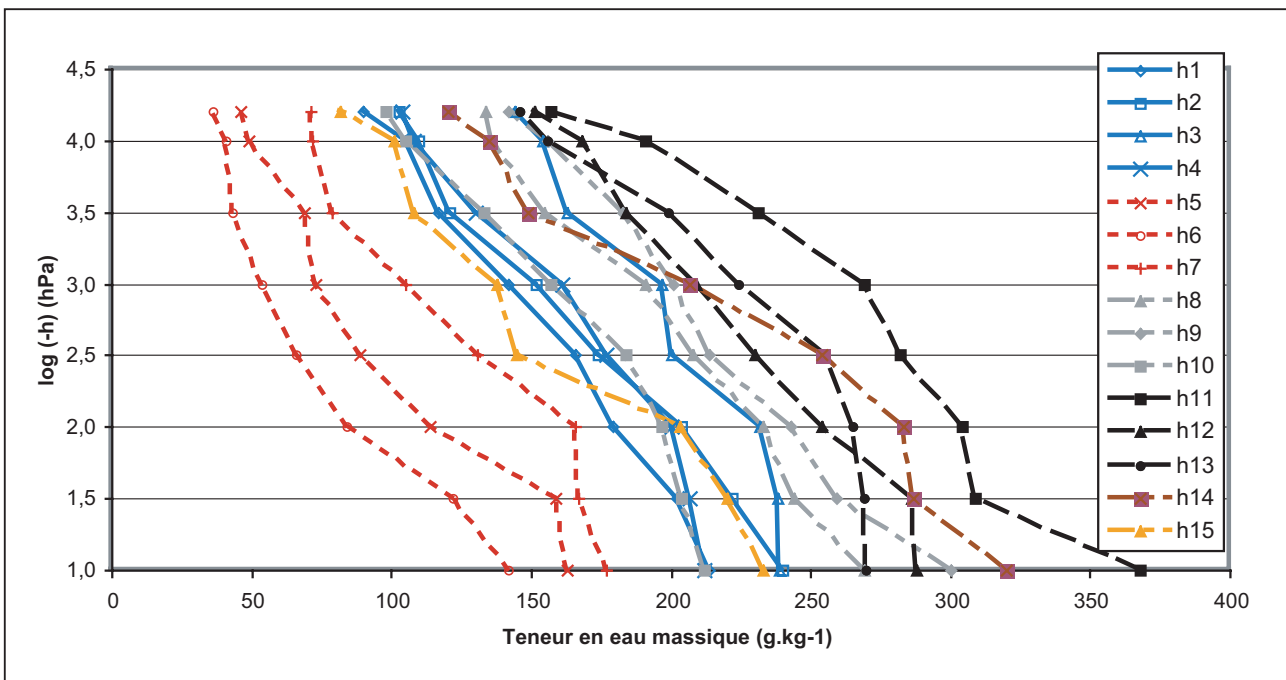
**Table 3** - Gravimetric rock fragment content of the soil horizons  $H_8$  to  $H_{14}$  and horizon bulk density of these horizons of the  $< 2$  mm soil particles.

Horizon type	% massique moyen des graviers dans les mottes de terre	% massique en éléments grossiers dans l'horizon	Densité apparente		
			n <sup>a</sup>	moyenne	Ecart type
H <sub>8</sub>	0,0	32	3	1,14	0,18
H <sub>9</sub>	1,0	13	3	1,08	0,05
H <sub>10</sub>	0,0	24	3	1,11	0,04
H <sub>11</sub>	2,4	36	3	1,11	0,09
H <sub>12</sub>	3,8	43	3	1,39	0,25
H <sub>13</sub>	1,4	36	3	0,92	0,15
H <sub>14</sub>	21,5	24	3	1,47	0,06

a : nombre d'échantillon sur lesquels la densité a été mesurée

**Figure 2** - Courbes expérimentales de rétention en eau des 15 horizons types

**Figure 2** - Experimental water retention curves of the 15 typologic horizons



## MÉTHODES DE COMPARAISON DES FPT

### Préparation des données à comparer

La comparaison des différentes FPT n'a été réalisée que pour les valeurs de potentiel communes avec nos mesures expérimentales.

Pour les mesures expérimentales et pour les FPT de Jamagne (1977), Bastet (1999) et Bruand (2002), les teneurs en eau massiques ont été converties en teneurs en eau volumique à l'aide de la densité apparente de l'horizon.

Dans un premier temps, la comparaison a été effectuée sans tenir compte de façon explicite de la teneur en éléments grossiers des

sols. Dans un second temps, la teneur en éléments grossiers a été prise en compte. Son influence a été retirée des mesures expérimentales de manière à ne comparer que la terre fine des horizons de référence.

A cette fin, les mottes utilisées au laboratoire ont été fragmentées et tamisées de manière à déterminer la proportion d'éléments grossiers (graviers, *tableau 3*). Les teneurs en eau massiques ( $W$ ) ont ensuite été rapportées à la seule fraction  $< 2$  mm et par conséquent augmentées d'autant plus que les mottes contenaient une proportion élevée d'éléments grossiers. Cette correction modifie fortement les valeurs de  $W$  aux différents potentiels pour  $h_{14}$ , très peu pour  $h_9$ ,  $h_{11}$ ,  $h_{12}$ ,  $h_{13}$ , et étant donné la précision avec laquelle on exprime  $W$ , n'a aucun effet détectable pour  $h_8$  et  $h_{10}$ . La teneur en graviers dans les mottes est en effet inférieure à 4 % massique, excepté pour  $h_{14}$ , pour lequel la proportion massique de graviers est de 21,5 %. Quant à la densité apparente de  $h_{14}$ , elle est de 1,53 pour les mottes et de 1,38 pour la fraction  $< 2$  mm des mottes.

La densité apparente de l'horizon utilisée pour transformer les  $W$  en  $\theta$  a également été corrigée. Connaissant la proportion massique d'éléments grossiers dans l'horizon et leur masse volumique, une valeur  $\Delta_{a, h}$  ne correspondant qu'à la seule fraction  $< 2$  mm de cet horizon a été calculée (*tableau 3*). Cette valeur est plus faible que la densité apparente qui a été mesurée sur le terrain. Elle va par conséquent diminuer les teneurs en eau volumiques expérimentales par rapport aux résultats expérimentaux obtenus sans correction de la teneur en éléments grossiers.

## Critères utilisés pour comparer les FPT

Les comparaisons effectuées ci-après ont pour but d'évaluer sur nos différents horizons types la fiabilité des différentes FPT sélectionnées. Pour comparer les valeurs de  $\theta$  prédites par les FPT à celles mesurées sur les horizons de référence, nous avons utilisé plusieurs critères d'erreur :

- l'erreur moyenne de prédiction (**EMP**) :

$$EMP = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\theta_{pi} - \theta_{mi})$$

avec  $n$ , nombre d'horizons,  $\theta_p$ , la teneur en eau volumique prédite par les FPT et  $\theta_m$ , la teneur en eau volumique mesurée. La prédiction est d'autant moins biaisée que **EMP** est proche de 0. Lorsque **EMP** est positif, les FPT testées surestiment  $\theta$ , lorsqu'il est négatif, les FPT testées sous-estiment en revanche  $\theta$ .

- L'écart type de prédiction (**ETP**) :

$$ETP = \left\{ \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n [(\theta_{pi} - \theta_{mi}) - EMP]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}$$

L'écart type de prédiction renseigne sur la précision de l'estimation. Cette précision est d'autant plus élevée que **ETP** est faible.

## Calcul de la réserve en eau

Pour illustrer l'effet du passage de l'échelle de la motte à celui du bassin versant, nous avons calculé, pour chaque unité de sol, une réserve en eau (RE) bornée par les valeurs de teneur en eau mesurées et fournies par les FPT aux potentiels matriciels de  $-100$  hPa et  $-15\,000$  hPa. Cette réserve en eau peut être considérée comme étant une approximation de la réserve utile, la teneur en eau à la capacité au champ étant approximativement la teneur en eau à  $-100$  hPa. Cette RE, en mm, a été calculée pour chaque UTS à l'aide de la relation suivante :

$$RE = \sum_i [(\theta_{100} - \theta_{15000}) Z_i]$$

avec  $Z_i$ , épaisseur de chaque horizon type composant l'UTS considérée (*tableau 2*). Les valeurs mesurées de  $\theta_{100}$  et  $\theta_{15000}$  qui ont été utilisées pour ce calcul sont les valeurs corrigées de l'influence des éléments grossiers. Pour passer de l'échelle de la motte à celle du bassin, la proportion volumique en éléments grossiers dans les horizons types a du être prise en compte (*tableau 1*). Il a donc été nécessaire de corriger les valeurs obtenues sur les mottes et avec les FPT en les multipliant par la proportion volumique  $P$  de terre fine et de vide dans le sol.

$$P = 100 - \%(\text{éléments grossiers})$$

où  $P = \%(\text{terre fine}) + \%(\text{vide})$

## Calcul de la pluie efficace

Puis, pour illustrer les différences de RE, nous avons calculé, à l'échelle de la zone d'étude, pour chaque valeur de RE, la pluie efficace (PE) annuelle moyenne avec les données mensuelles de pluie et d'évapotranspiration potentielle de janvier 1991 à décembre 2002 à l'aide de l'algorithme de Thornthwaite (1948) :

- si  $P(m) - ETP(m) + RE(m-1) \leq RU$ ,

alors  $Pe = 0$

et  $RE(m) = P(m) - ETP(m) + RE(m-1)$

- si  $P(m) - ETP(m) + RE(m-1) > RU_{max}$

alors  $Pe = P(m) - ETP(m) + RE(m-1) - RU$

et  $RE(m) = RU$

$P(m)$  : pluie mensuelle du mois considéré (mm)

**ETP** (m) : **ETP** mensuelle du mois considéré (mm)

$RE(m-1)$  : réserve en eau du mois précédent (mm)

$RU(m)$  : réserve utile du mois considéré (mm)

$RE_{max}$  : réserve utile (mm)

$Pe$  : pluie efficace (mm)

**on ne met pas  $RU_{max}$**

????????

## RÉSULTATS ET DISCUSSION

La teneur en eau massique ( $W$ ) des horizons de référence est

notablement variable selon la valeur de potentiel : de 142 g.kg<sup>-1</sup> (h<sub>6</sub>) à 368 g.kg<sup>-1</sup> (h<sub>11</sub>) à pF = 1,0 et de 36 g.kg<sup>-1</sup> (h<sub>6</sub>) à 157 g.kg<sup>-1</sup> (h<sub>11</sub>) à pF = 4,2 (*annexe, figure 2*). Ces différences de teneur en eau sont en partie liées à des différences de composition granulométrique mais celles-ci n'expliquent pas toutes les variations enregistrées. Ainsi, les horizons h<sub>3</sub> et h<sub>11</sub>, qui possèdent des compositions granulométriques très proches, retiennent des quantités d'eau très différentes à -10 hPa (*tableau 1, annexe 1*). De telles différences pourraient s'expliquer par des variations de mode d'assemblage des constituants et par des différences de structure dans les horizons de surface. La teneur en eau à -10 hPa est en effet corrélée au volume massique des mottes avec un R<sup>2</sup> = 0,60, significatif au seuil de 1 %. En revanche, aux faibles valeurs de potentiel, la teneur en eau est étroitement liée à la composition granulométrique, en particulier à la teneur en argile (R<sup>2</sup> = 0,88 à -15 000 hPa si l'on écarte h<sub>14</sub> qui est très calcaire). Dans ce cas aussi, le coefficient de corrélation diffère significativement de 0 au seuil de 1 %. Rappelons qu'à un potentiel de -15 000 hPa, seuls les pores de rayon équivalent < 0,1 μm sont occupés par de l'eau et ces pores résultent de l'assemblage des particules d'argile.

### Comparaison des FPT sans correction par la teneur en éléments grossiers

La comparaison des différentes FPT n'a été réalisée que pour les valeurs de potentiel communes avec nos mesures expérimentales. La comparaison a été effectuée sans tenir compte de façon explicite de la teneur en éléments grossiers des sols.

Les FPT de Hall *et al.* (1977) surestiment (EMP > 0)  $\theta$  à -100 et -15 000 hPa (*tableau 4*) et les précisions des estimations sont parmi les plus faibles enregistrées à ces deux valeurs de potentiel.

Les FPT du modèle I de Rawls *et al.* (1982) surestiment aussi systématiquement la teneur en eau aux 5 valeurs de potentiel testées. L'erreur moyenne décroît lorsque que le potentiel décroît : elle passe de 11,6 % à -100 hPa à 1,4 % à -15 000 hPa. La précision, quant à elle, augmente (diminution de l'ETP) lorsque le potentiel diminue (*tableau 4a*). Ceci peut s'expliquer par le fait que  $\theta$  aux faibles potentiels est étroitement liée à la teneur en argile ; il est donc plus facile de l'estimer correctement. L'intégration de  $\theta_{15000}$  dans le modèle II apporte une diminution sensible aux potentiels -1 000 hPa et -10 000 hPa de l'EMP (passage de 3,5 à 2,6 % et de 1,2 à 0,6 % respectivement) et de l'ETP (passage de 4,9 à 3,2 % et de 2,9 à 1,0 %, *tableau 4*). En revanche, pour les autres valeurs de potentiels,  $\theta_{15000}$  n'entraîne pas d'amélioration significative : par rapport au modèle I, la surestimation peut diminuer de 0,9 % ou augmenter de 0,9 %. La prise en compte de  $\theta_{15000}$  et de  $\theta_{330}$  dans le modèle III permet de mieux contraindre les estimations. Les valeurs de EMP et ETP sont nettement améliorées pour chaque valeur de potentiel. Pour -100 hPa, EMP passe de 12,5 % à 1,9 % et l'écart type de 7,2 à 2,1 %. L'apport de ces deux valeurs de teneurs en eau permet donc d'améliorer les prédictions surtout pour les plus forts potentiels matriciels.

Les FPT du modèle I de Bastet (1999) fournissent des estimations avec des erreurs moyennes plus faibles que celles obtenues avec les FPT de Hall *et al.* (1977) et de Rawls *et al.* (1982) (*tableau 4a*). En revanche, des ETP élevées sont enregistrées. Elles sont la conséquence des résultats obtenus avec certains horizons sableux et caillouteux pour lesquels les différences entre teneurs en eau calculées et observées peuvent atteindre 9,3 % pour les horizons sableux et 13,6 % pour les horizons caillouteux. Comme les FPT de Hall *et al.* (1977) et Rawls *et al.* (1982), les FPT proposées par Bastet (1999) (modèle I) surestiment  $\theta$  à tous les potentiels testés, sauf à -33 hPa. L'apport de la classification texturale aux FPT du modèle II de Bastet (1999) permet d'améliorer les résultats à -15 000 hPa (*tableau 4a*), résultat logique vu que les teneurs en eau aux faibles potentiels sont fortement corrélés à la teneur en argile.

Les FPT proposées par Bruand *et al.* (2002, modèle I) conduisent, comme avec celles proposées par Bastet (1999), à des erreurs moyennes de prédiction inférieures à 2,8 % en valeur absolue, donc plus faibles que celles obtenues avec les FPT proposées par Hall *et al.* (1977) et Rawls *et al.* (1982) (*tableau 4*). On note que la précision augmente quand le potentiel diminue. Avec les FPT du modèle I de Bruand *et al.* (2002), les moins bonnes performances sont obtenues avec les horizons sableux et caillouteux pour lesquels l'erreur peut atteindre 12,0 %. L'apport de la classification combinant texture et densité apparente de motte (modèle II) a posé quelques problèmes. En effet, h<sub>6</sub> et h<sub>11</sub> ont des valeurs de densité en dehors de la gamme couverte par Bruand *et al.* (2002) alors qu'une comparaison non biaisée nécessitait de conserver ces deux horizons. On a par conséquent extrapolé les valeurs proposées par Bruand *et al.* (2002) (*tableau 5*) pour disposer de valeurs pour h<sub>6</sub> et h<sub>11</sub>. L'apport de la classification qui combine texture et densité apparente conduit à une amélioration de l'erreur moyenne de prédiction et de la précision à toutes les valeurs de potentiel étudiées. Cette amélioration est la plus nette aux valeurs élevées de potentiel, valeurs pour lesquelles il est particulièrement important de prendre en compte l'état structural de l'horizon.

Jamagne *et al.* (1977) proposent des teneurs en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement. Comme il est difficile de définir une valeur de potentiel correspondant à la capacité au champ, seule la comparaison des teneurs en eau au point de flétrissement, c'est à dire à -15 000 hPa, a été réalisée. L'erreur moyenne est de 4,7 % et la précision est de 2,4 %.

Les résultats obtenus avec les FPT de Vereecken *et al.* (1989) montrent une surestimation constante des teneurs en eau (*tableau 4*). Les erreurs moyennes diminuent avec la diminution du potentiel. Cette surestimation systématique s'explique par l'importance de la densité apparente de l'horizon dans l'estimation de la teneur en eau à saturation ( $\theta_{sat}$ ). En effet, les valeurs de densité apparente de l'horizon conduisent à des  $\theta_{sat}$  qui sont largement surestimées et, par voie de conséquence, c'est l'ensemble des valeurs de  $\theta$  données par le formalisme de Van Genuchten (1980) qui sont alors surestimées. Cette surestimation de la teneur en eau à -10 hPa est de 19,4 % pour h<sub>6</sub>, 15,0 %

**Tableau 4a** - Erreurs moyennes (EMP) et écarts types de prédiction (ETP) des FPT sélectionnées par rapport aux résultats expérimentaux sans tenir compte de la teneur en éléments grossiers des horizons sur les 15 horizons de référence ( $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$ ).

**Table 4a** - Mean error (EMP) and standard deviation of prediction (ETP) of the estimations of selected PTF versus experimental results. Values presented without rock fragment correction ( $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$ ).

		$\theta_{10}$	$\theta_{33}$	$\theta_{100}$	$\theta_{330}$	$\theta_{1000}$	$\theta_{3300}$	$\theta_{10000}$	$\theta_{15000}$
Hall	EMP	-	-	3,8	-	-	-	-	3,2
	ETP	-	-	6,6	-	-	-	-	2,8
Rawls modèle I	EMP	-	-	11,6	7,0	3,5	-	1,6	1,4
	ETP	-	-	6,1	6,3	4,9	-	3,2	2,9
Rawls Modèle II	EMP	-	-	12,5	6,6	2,6	-	0,7	-
	ETP	-	-	7,2	4,9	3,2	-	1,2	-
Rawls Modèle III	EMP	-	-	1,9	-	-1,6	-	-0,1	-
	ETP	-	-	2,1	-	1,3	-	1,1	-
Bastet modèle I	EMP	-	-0,3	0,5	2,4	0,9	1,0	-	3,4
	ETP	-	6,2	5,3	5,5	4,1	2,9	-	3,5
Bastet modèle II	EMP	-	0,9	0,2	0,9	0,4	0,8	-	1,8
	ETP	-	7,5	6,9	7,5	5,6	4,0	-	3,7
Bruand modèle I	EMP	-2,8	-2,1	-1,6	-0,5	-1,0	-0,1	-	0,6
	ETP	5,9	4,3	5,0	4,5	4,1	4,0	-	2,6
Bruand modèle II	EMP	-1,2	-0,7	-0,5	0,3	-0,6	-0,2	-	0,9
	ETP	3,8	3,6	4,7	4,3	3,9	3,2	-	2,3
Jamagne	EMP	-	-	-	-	-	-	-	4,7
	ETP	-	-	-	-	-	-	-	2,4
Vereecken	EMP	6,3	6,1	5,4	4,1	2,3	2,4	2,2	2,8
	ETP	9,1	9,3	8,6	7,7	6,5	4,4	4,0	3,8

pour  $h_9$ , 18,6 % pour  $h_{10}$  et 17,9 % pour  $h_{13}$ . Ce sont ces horizons qui ont les densités les plus faibles parmi les horizons étudiés. L'explication de ce phénomène sera traitée ci-dessous.

Mises à part les FPT de Bruand *et al.* (2002), les FPT sélectionnées surestiment toutes les teneurs en eau expérimentales. Les FPT de Bruand *et al.* (2002) et de Bastet (1999) fournissent les estimations les plus proches des résultats expérimentaux, cependant les estimations faites sur les horizons sableux et caillouteux fournissent des estimations plus éloignées des résultats expérimentaux. La qualité de ces FPT met une nouvelle fois en évidence l'importance du rapprochement géographique et de la nature du matériau parental (Bastet, 1999, Tietje et Tapkenhinrichs, 1993). De plus préalablement à l'établissement de FPT, une classification par texture ou par texture et densité apparente permet d'améliorer la qualité des estimations.

## Comparaison des FPT avec correction par la teneur en éléments grossiers

Les horizons  $h_8$  à  $h_{14}$  contenant des éléments grossiers (graviers et cailloux), nous avons comparé les teneurs en eau mesurées au laboratoire à celles calculées à l'aide des FPT après les avoir corrigées de l'influence des éléments grossiers (EG). Cette comparaison porte donc uniquement sur la terre fine des horizons de références.

Les deux corrections effectuées (prise en compte de la teneur en éléments grossiers dans les mottes et correction de la densité apparente de l'horizon) ont un effet opposé sur la valeur de la teneur en eau. Cependant, après ces corrections, les teneurs en eau volumiques sont plus faibles que celles exprimées précédemment (i.e. en prenant en compte la fraction < 2 mm et les éléments grossiers) excepté pour l'horizon  $h_{14}$ , pour lequel les teneurs en eau volumiques sont plus élevées.

**Tableau 4b** - Erreurs moyennes (EMP) et écarts types de prédiction (ETP) des FPT sélectionnées par rapport aux résultats expérimentaux sans tenir compte de la teneur en éléments grossiers des horizons sur les 15 horizons de référence ( $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$ ).

**Table 4b** - Mean error (EMP) and standard deviation of prediction (ETP) of the estimations of selected PTF versus experimental results after rock fragment correction ( $\text{cm}^3/100 \text{ cm}^3$ ).

		$\theta_{10}$	$\theta_{33}$	$\theta_{100}$	$\theta_{330}$	$\theta_{1000}$	$\theta_{3300}$	$\theta_{10000}$	$\theta_{15000}$
Hall	EMP	-	-	6,4	-	-	-	-	4,1
	ETP	-	-	8,7	-	-	-	-	3,6
Rawls modèle I	EMP	-	-	13,2	8,4	4,9	-	2,5	2,4
	ETP	-	-	7,7	8,0	6,2	-	4,2	3,9
Rawls modèle II	EMP	-	-	13,7	7,3	3,2	-	0,8	-
	ETP	-	-	8,7	5,8	3,5	-	1,2	-
Rawls modèle III	EMP	-	-	2,1	-	-1,4	-	-0,2	-
	ETP	-	-	2,1	-	1,1	-	0,9	-
Bastet modèle I	EMP	-	1,5	1,3	3,2	1,4	1,5	-	4,5
	ETP	-	6,0	6,0	6,3	4,6	3,1	-	3,4
Bastet modèle II	EMP	-	2,3	1,2	1,9	0,9	1,2	-	2,9
	ETP	-	6,0	5,8	5,4	3,9	2,3	-	3,1
Bruand modèle I	EMP	-2,7	-1,9	-1,4	-0,4	-1,1	-0,6	-	0,1
	ETP	5,5	4,2	4,9	4,5	3,9	3,2	-	1,8
Bruand modèle II	EMP	-1,0	-0,3	-0,0	0,8	-0,2	-0,2	-	0,7
	ETP	3,8	3,2	4,4	3,8	3,6	3,2	-	2,4
Jamagne	EMP	-	-	-	-	-	-	-	4,0
	ETP	-	-	-	-	-	-	-	2,6
Vereecken	EMP	10,7	10,8	9,5	7,7	5,0	4,0	3,3	4,0
	ETP	10,0	9,2	8,3	7,2	6,1	4,8	4,7	4,5

**Tableau 5** - Teneurs en eau massiques extrapolées à partir des valeurs fournies par Bruand *et al.* (2002).

**Table 5** - Gravimetric water content extrapolated from Bruand *et al.* (2002)'s values

Horizons de référence	Densité apparente de mottes	Teneurs en eau massiques extrapolées						
		$W_{10}$	$W_{33}$	$W_{100}$	$W_{330}$	$W_{1000}$	$W_{3300}$	$W_{15000}$
$h_6$	1,27	192	180	161	130	112	90	80
$h_{11}$	1,46	283	273	257	229	206	175	154
$h_{14}$	1,38	229	214	191	169	139	119	110

La correction effectuée a pour effet de dégrader la qualité des estimations effectuées avec les FPT de Hall *et al.* (1977), Rawls *et al.* (1982) et Vereecken *et al.* (1989) (tableau 4a et 4b). En raison de la baisse de la valeur de densité apparente de l'horizon, les teneurs en eau calculées à l'aide de ces FPT ont augmenté, contrairement aux teneurs en eau déterminées au laboratoire et converties en teneur en eau volumique qui ont diminué. La différence entre valeur calculée et valeur mesurée est par conséquent plus élevée. Ces FPT, qui surestimaient déjà la teneur en eau, la surestiment encore plus après la correction effectuée. L'accroissement de l'erreur est probablement dû aux valeurs de la densité apparente. Les valeurs de  $\Delta_{a, h}$  des horizons étudiés ici sont faibles, en particulier plus faibles que celles des

horizons utilisés pour établir les FPT de Hall *et al.* (1977). Nos faibles valeurs de  $\Delta_{a, h}$  s'expliquent par le fait que 9 des 15 horizons de référence sont des horizons de surface, et que 6 étant des horizons caillouteux, les densités apparentes après correction sont encore plus faibles que celle déterminées sur le terrain. Or les horizons de surface étant affectés par un travail du sol (horizon L), leur densité apparente (en dehors des zones compactées à la suite du passage des engins agricoles) est plus faible que celle des horizons plus profonds (horizons B et C). La signification physique de la densité apparente de l'horizon (i.e. ce qu'elle implique pour la distribution de taille des pores) n'est alors pas la même lorsqu'il s'agit d'horizons de surface travaillés ou d'horizons B et C. Les FPT de

Rawls *et al.* (1982) et Vereecken *et al.* (1989) ayant été établies à partir d'ensembles d'horizons constitués en majeure partie d'horizons B et C non caillouteux, on comprend alors aisément que des valeurs faibles de densité apparente puissent conduire à une sur-estimation encore plus marquée des valeurs de rétention d'eau aux forts potentiels. Bien que Hall *et al.* (1977) aient fait une distinction entre les horizons de surface (topsoil) et les horizons profonds (subsoil), les FPT des horizons superficiels ont été établies à partir de sols qui sont pour la plupart des sols sous prairie. Dans ce cas, la densité apparente n'intègre pas autant de pores de grande taille que dans un horizon L travaillé chaque année. La densité apparente n'a pas alors non plus la même signification physique que pour les horizons travaillés ; elle est vraisemblablement plus proche de celle que l'on observe pour les horizons B et C. Ainsi s'expliqueraient les médiocres performances des FPT proposées par Hall *et al.* (1977) par rapport à nos mesures alors que les auteurs introduisent une distinction entre les horizons de surface et les horizons de sub-surface. **Le paramètre décrivant la distribution de la taille des pores, qui a le même sens physique dans les horizons de surface travaillés et dans les horizons plus profonds, est la densité apparente de la motte.** Il semble donc préférable d'utiliser ce paramètre pour établir des FPT sur ce type d'horizon.

Avec les FPT proposées par Bastet (1999), la prise en compte des éléments grossiers entraîne une faible dégradation de la qualité des estimations (EMP et ETP plus élevés), excepté à  $-33$  hPa où l'on enregistre une faible augmentation de la précision avec les modèles I et II (*tableaux 4a et 4b*). Ces médiocres performances sont en fait dues à une très forte sous-estimation de la teneur en eau pour  $h_{14}$ . La teneur en eau était sous-estimée de  $67,0$  g  $kg^{-1}$  avant correction par la teneur en éléments grossiers, elle l'est de  $150,2$  g  $kg^{-1}$  après correction. Les FPT proposées par Bastet (1999) ne peuvent donc pas être utilisées pour des horizons de type  $h_{14}$ , c'est à dire très calcaires.

Avec les FPT proposées par Bruand *et al.* (2002), on enregistre en revanche une faible amélioration de la qualité des estimations avec les modèles I et II. Les teneurs en eau, qui étaient sous-estimées (excepté à  $-15000$  hPa) avant correction par la teneur en éléments grossiers, sont moins sous-estimées après la correction, et la précision de l'estimation augmente (*tableaux 4a et 4b*). Cette faible amélioration de la qualité de l'estimation est enregistrée malgré une sous-estimation très élevée de la teneur en eau pour  $h_{14}$  comme avec les FPT proposées par Bastet (1999). Cette sous-estimation qui était de  $34,1$  g  $kg^{-1}$  avant correction par la teneur en éléments grossiers est en effet de  $162,9$  g  $kg^{-1}$  après correction par la teneur en éléments grossiers.

La correction par la teneur en éléments grossiers a pour effet de dégrader nettement les estimations des FPT de Hall *et al.* (1977), Rawls *et al.* (1982) et Vereecken *et al.* (1989). Ceci peut s'expliquer par le fait que, pour les horizons de surface travaillés, la densité apparente n'a pas la même signification physique que pour les horizons profonds. Sa prise en compte dans les FPT conduit à considérer un volume de pores qui ne peut pas retenir d'eau pour la gamme de

potentiel étudiée. Pour les horizons de surface travaillés, le paramètre qui permet de rendre compte de la distribution de taille de pores accessibles pour la gamme de potentiel étudiée est la densité apparente de mottes. C'est avec ce paramètre, utilisé par Bruand *et al.* (2002), que les résultats les plus proches des valeurs expérimentales sont obtenus.

## Utilisation des FPT sélectionnées pour l'estimation de réserve en eau des sols du bassin versant

Pour illustrer l'effet du passage de l'échelle de la motte à celui du bassin versant, nous avons calculé, pour chaque unité de sol, une réserve en eau (RE) bornée par les valeurs de teneur en eau mesurées et fournies par les FPT aux potentiels matriciels de  $-100$  hPa et  $-15000$  hPa.

Nous avons ainsi calculé RE pour chaque UCS (*tableau 6*) et pour l'ensemble du bassin versant (*tableau 7*).

Pour une même UCS, les valeurs de RE obtenues avec les FPT peuvent varier du simple au double par rapport aux valeurs expérimentales : c'est le cas de la RE de l'UCS 11 estimée à l'aide des FPT du modèle II de Rawls *et al.* (1982), de la RE de l'UCS 9 estimée à l'aide des FPT proposées par Vereecken *et al.* (1989), ou encore de la RE de l'UCS 6 estimée à l'aide des FPT du modèle I proposées par Rawls *et al.* (1982) (*tableau 6*). Ces trois ensembles de FPT produisent les RE calculées les plus éloignées de celles résultant des mesures au laboratoire. Le modèle III de Rawls *et al.* (1982) fournit des estimations avec des erreurs régulièrement proches de 20 %, traduisant l'importance évidente de l'apport des 2 valeurs de teneurs en eau. Les FPT de Hall *et al.* (1977) fournissent pour les UCS non caillouteuses (UCS 1 à 4 et UCS 11) des estimations de la RE avec des erreurs inférieures à 21 %, en revanche, la présence de cailloux dans les UCS (UCS 5 à 9) peut entraîner des surestimations pouvant atteindre 74 % (UCS 6). Les RE résultant des FPT proposées par Bastet (1999) sont systématiquement sous-estimées mais sont plus proches des RE basées sur les teneurs en eau mesurées qu'avec les trois FPT précédentes. Les FPT proposées par Bruand *et al.* (2002) fournissent les estimations les plus précises pour les UCS non caillouteuses (écart  $< 10$  %), l'écart augmentant pour les UCS caillouteuses (*figure 3*), qui sont sous-estimées de la même manière qu'avec les FPT de Bastet (1999). Les résultats obtenus pour les UCS sableuses (UCS 3, UCS 4 et UCS 5) avec les FPT de Bastet (1999) sont moins satisfaisants que ceux obtenus avec celles proposées par Bruand *et al.* (2002). De manière générale, les estimations les plus proches des valeurs mesurées sont celles calculées avec les FPT de Bastet (1999) (modèle II) et Bruand *et al.* (2002) (modèle II), ce qui montre l'intérêt de l'apport de classification préalablement à l'établissement de FPT.

A l'échelle du bassin versant, ce sont les UCS 1, 2, 6, 7 et 8 qui sont les plus représentées (89,2 % de la surface du bassin versant ; *tableau 2*). Les estimations effectuées avec les FPT des modèles I et II proposées par Rawls *et al.* (1982) sont celles qui donnent les

**Tableau 6** - Réserve en eau pour chaque UCS en mm (Valeurs mesurées et estimées par les différentes FPT sélectionnées)**Table 6** - Water reserve for each UCS in mm (values calculated et measured by the selected PTF)

	Mesurée	Réserve en eau (mm)								
		Estimée à l'aide de FPT								
		Hall	Rawls Modèle I	Rawls Modèle II	Rawls Modèle III	Bastet Modèle I	Bastet Modèle II	Bruand Modèle I	Bruand Modèle II	Vereecken
UCS 1	143	167	307	285	165	138	144	154	155	199
UCS 2	121	145	263	243	137	111	108	123	123	173
UCS 3	169	155	276	262	198	125	150	161	167	211
UCS 4	155	139	227	202	177	91	123	158	160	219
UCS 5	72	77	106	98	89	42	81	58	62	102
UCS 6	40	70	99	122	48	36	36	29	36	80
UCS 7	57	64	82	109	68	36	44	28	39	61
UCS 8	35	44	54	75	42	23	27	18	26	39
UCS 9	105	145	218	254	122	85	91	83	96	175
UCS 10	184	162	291	293	160	136	157	161	152	198
UCS 11	151	183	333	307	171	142	141	161	160	218

**Tableau 7** - Réserve en eau (RE) et pluie efficace (PE) de l'ensemble du bassin versant calculées à partir des propriétés de rétention en eau mesurées et de celles estimées à l'aide des FPT sélectionnées.**Table 7** - Water reserve (RE) and effective rainfall (PE) on the watershed calculated thanks to water retention properties measured and estimated with the selected PTF.

	Mesurée	Réserve en eau (mm)								
		Estimée à l'aide de FPT								
		Hall	Rawls Modèle I	Rawls Modèle II	Rawls Modèle III	Bastet Modèle I	Bastet Modèle II	Bruand Modèle I	Bruand Modèle II	Vereecken
RE	95	116	191	198	108	80	85	85	91	136
Ecart <sup>a</sup> (%)		22	101	109	14	-15	-10	-11	-5	43
PE <sup>b</sup> (10 <sup>3</sup> .m <sup>3</sup> )	538	485	323	311	505	575	563	563	548	438
Ecart <sup>a</sup> (%)		-10	-40	-42	-6	7	5	5	2	-19

a : Ecart entre l'estimation faite avec les FPT et la valeur calculée à partir des mesures expérimentales, exprimé en % par rapport à la valeur calculée à partir des mesures expérimentales.

b : Pluie efficace moyenne annuelle, calculée à l'aide de l'algorithme de Thornthwaite avec les données mensuelles de pluie et d'ETP de janvier 1991 à décembre 2002.

valeurs les plus éloignées des valeurs mesurées (surestimation de RE d'environ 100 %, [tableau 7](#)). A l'échelle de la zone d'étude, pour chaque valeur de RE, nous avons calculé, à l'aide de l'algorithme de Thornthwaite (1948), la pluie efficace (PE) annuelle moyenne avec les données mensuelles de pluie et d'évapotranspiration potentielle de janvier 1991 à décembre 2002. Pour les 250 ha du bassin versant, une surestimation de 100 % de la RE correspond à une sous-estimation d'environ 40 % de la pluie efficace moyenne annuelle ([tableau 7](#)). Les FPT proposées par Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989) surestiment la RE de respectivement 22 et 43 %,

moins donc que les FPT de Rawls *et al.* (1982), mais entraînant toutefois, une sous-estimation de 10 et 19 % de la pluie efficace sur la totalité du bassin. Les estimations de RE et de PE les plus proches de celles calculées avec les propriétés de rétention en eau mesurées (-5 % d'écart pour RE, +2 % pour PE) sont celles obtenues avec les FPT du modèle II de Bruand *et al.* (2002). Le modèle III de Rawls *et al.* (1982), les modèles I et II de Bastet (1999) et le modèle I de Bruand *et al.* (2002) aboutissent à des écarts de -15 à +14 % pour RE, et de 5 à -6 % pour PE ([tableau 7](#)). Rappelons que la relative qualité du résultat obtenu avec les FPT du modèle III de Rawls *et*

al. (1982) nécessite l'intégration des teneurs en eau à  $-330$  et  $-15000$  hPa, qui représente une contrainte importante.

## CONCLUSION

Les propriétés de rétention en eau mesurées pour les horizons de sols considérés comme représentatifs de ceux composant les sols du petit bassin versant étudié (250 ha) sont très variables et les FPT utilisées ont une capacité très variable de restituer les contrastes entre ces types de sols. Les fonctions de pédotransfert établies à partir d'un très grand nombre de sols mais représentant une très large gamme de sols des USA (Rawls *et al.*, 1982) sont celles qui conduisent aux estimations les plus imprécises et les plus biaisées sauf si on intègre aux estimateurs utilisés les teneurs en eau à  $-15000$  hPa et à  $-330$  hPa. Toutefois, devoir intégrer, parmi les estimateurs, des teneurs en eau à des valeurs particulières de potentiel est en contradiction avec l'objectif recherché lorsque l'on utilise des FPT : estimer les propriétés de rétention en eau sans avoir à les mesurer. Les FPT proposées par Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989), établies avec respectivement des sols de Grande Bretagne et des sols de Belgique, donnent des estimations qui peuvent être considérées comme globalement meilleures que celles obtenues avec les FPT de Rawls *et al.* (1982), même si l'on enregistre toujours des variations dans la qualité de l'estimation en fonction des valeurs de potentiel considérées. Avec les FPT de Jamagne *et al.* (1977), l'estimation effectuée à  $-15000$  hPa est la plus biaisée mais la précision est voisine de celle obtenue avec les FPT de Bruand *et al.* (2002). Enfin, c'est avec les FPT établies à partir de sols de caractéristiques proches de celles des sols du bassin versant étudié que les estimations sont les moins biaisées et les plus précises (Bastet, 1999 et Bruand *et al.*, 2002). Comme cela a été montré dans d'autres études (Bastet, 1999, Tietje et Tapkenhinrichs, 1993, Wösten *et al.*, 2001), la proximité géographique, les conditions de pédogénèse et le matériau parental sont des éléments importants à prendre en compte pour apprécier l'aptitude potentielle de fonctions de pédotransfert à estimer les propriétés de rétention en eau des sols.

Nos résultats montrent aussi que, préalablement à l'établissement de fonctions de pédotransfert, une classification par texture, ou par texture et densité apparente, permet d'améliorer la qualité des estimations. C'est le cas des FPT de Bastet (1999) lorsque l'on passe du modèle I (sans classification) au modèle II (classification par texture) et des FPT proposées par Bruand *et al.* (2002) lorsque l'on passe de celles établies par classe de texture (modèle I) à celles établies par classe combinant texture et densité apparente (modèle II).

Après la texture, la densité apparente apparaît comme une grandeur déterminante pour estimer correctement les propriétés de rétention en eau. La densité apparente à l'échelle de l'horizon peut toutefois conduire à prendre en compte un volume de pores qui ne contribuent pas à la réserve en eau du sol car ils correspondent à des pores de trop grandes tailles. C'est notamment le cas des horizons de surface travaillés. C'est en grande partie pour cette raison

que les fonctions de pédotransfert proposées par Vereecken *et al.* (1989) conduisent à des valeurs largement surestimées. Le paramètre décrivant la distribution de la taille des pores, qui a le même sens physique dans les horizons de surface travaillés et dans les horizons plus profonds, est la densité apparente de la motte. Il est donc préférable d'utiliser ce paramètre pour établir des FPT sur ce type d'horizon. Les FPT établies par Bruand *et al.* (2002), utilisant ce paramètre, fournissent d'ailleurs les résultats les plus précis et les moins biaisés.

Un certain nombre de sols étudiés possèdent des éléments grossiers. Or, la présence éventuelle d'éléments grossiers n'est prise en compte dans aucune FPT de la littérature. Nous avons par conséquent corrigé les teneurs en eau mesurées à différents potentiels et exprimé ces dernières par rapport à la seule fraction fine ( $< 2$  mm) des horizons. En procédant de la sorte, la qualité des estimations se dégrade nettement pour les fonctions de pédotransfert proposées par Rawls *et al.* (1982), Hall *et al.* (1977) et Vereecken *et al.* (1989), plus légèrement pour celles proposées par Bastet (1999) et en revanche, la qualité des estimations s'améliore pour les FPT de Bruand *et al.* (2002). L'absence de FPT satisfaisantes pour les sols caillouteux est d'autant plus regrettable que, pour ces sols, le plus souvent peu épais, la connaissance des propriétés de rétention en eau est particulièrement utile pour gérer, par exemple, les besoins en irrigation et les risques de transfert vers les eaux souterraines.

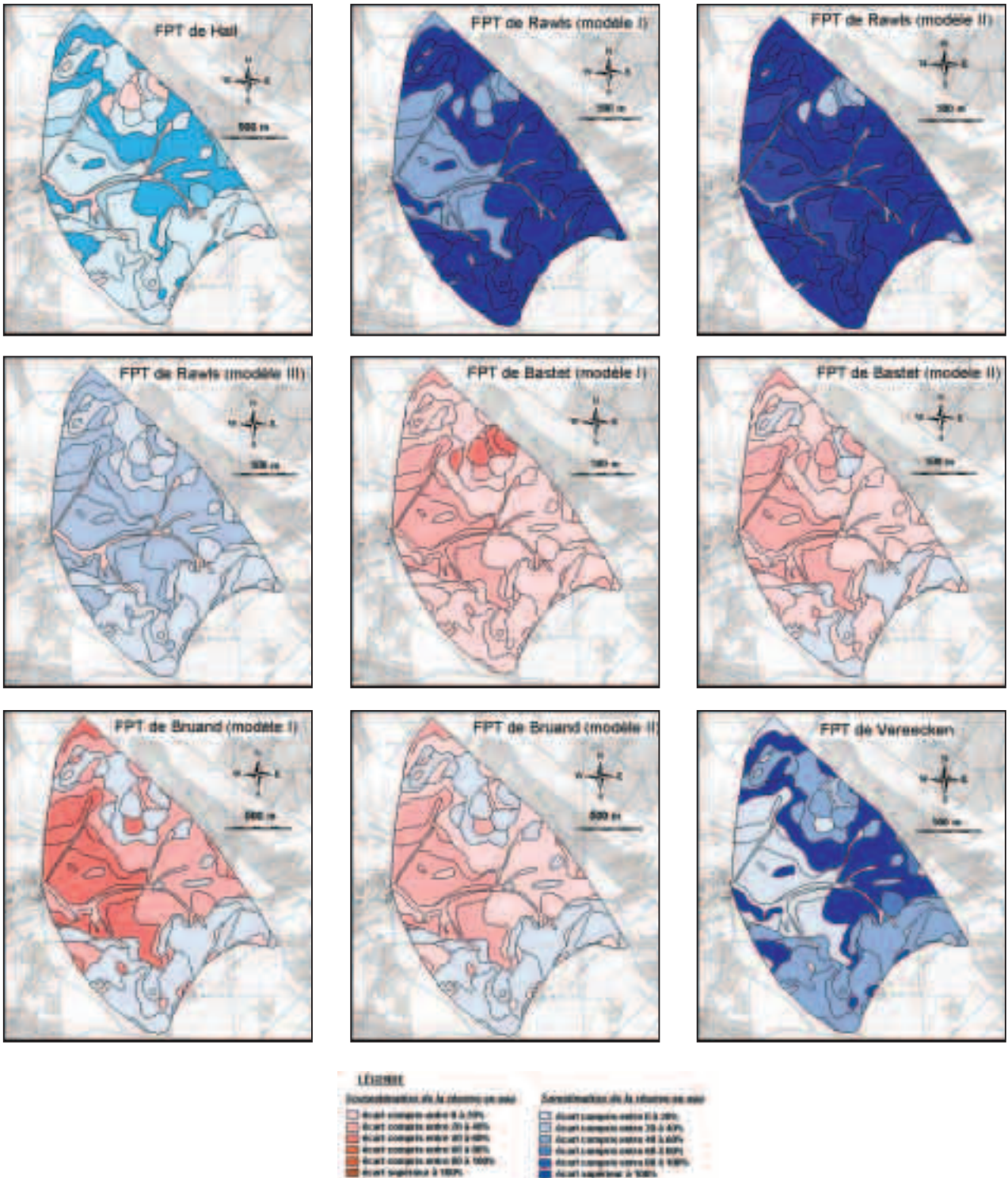
Les estimations de la teneur en eau sur la terre fine par le modèle I et II des FPT de Rawls *et al.* (1982) conduisent à des surestimations de la réserve en eau (RE) de plus de 100 %, qui entraîne une sousestimation de la pluie efficace d'environ 40 %. Sur le bassin, c'est le modèle II des FPT de Bruand *et al.* (2002) qui fournit les estimations de la RE et donc de la pluie efficace les plus proches de celles calculées à partir des mesures expérimentales avec respectivement une sousestimation de 5 % et une surestimation de 2 % (tableau 7). Le choix d'une FPT pertinente pour le site d'étude s'avère donc important si on ambitionne de contribuer valablement à la gestion de l'eau sur un bassin versant.

## REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient M. Voltz et le rapporteur anonyme pour leurs critiques constructives de la première version de cet article. Cette étude a été réalisée dans le cadre du projet de recherche POLDIF du BRGM comprenant le projet européen PEGASE (EVK1-CT-1999-00028), la convention 012095 de l'Agence de l'Eau Seine Normandie, grâce à une bourse de thèse du Conseil Régional Centre et avec l'aide financière de la Région Centre dans le cadre de sa convention de recherche 2001-2003 avec le BRGM.



Figure 3 - Cartes des écarts entre la réserve en eau (RE) estimée à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) et celle calculée à partir des mesures réalisées au laboratoire (écarts exprimés en valeur relative : % de la valeur calculée à partir des mesures réalisées au laboratoire)  
 Figure 3 - Difference between water reserve estimated with selected PTF and water reserve calculated with experimental measurements (difference in % regard to the calculated values)



## BIBLIOGRAPHIE

- Arya L.M., Paris J.F., 1981 - A physico-empirical model to predict the soil moisture characteristic from particle-size distribution and bulk density data. *Soil Science Society of America Journal*, 45, 1023-1030.
- Assouline S., Tessier D., Bruand A., 1998 - A conceptual model of the soil water retention curve. *Water Resources Research*, 34(2), 223-231.
- Bastet G., 1999 - Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert : développement de nouvelles approches. Thèse Université d'Orléans, 214 p.
- Bastet G., Bruand A., Quétin P., Cousin I., 1998 - Estimation des propriétés de rétention en eau à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT) : Une analyse bibliographique. *Etude et Gestion des Sols*, 1, 7-28.
- Bastet G., Bruand A., Voltz M., Bornand M., Quétin P., 1999 - Performance of available pedotransfer functions for predicting the water retention properties of French soils. In: M. Th. Van Genuchten, F.J. Leij, L. Wu (eds), *Proceedings of the International Workshop on Characterization and Measurement of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media*, Riverside, California, October 22-24, 981-992.
- Bouma J., van Lanen H.A.J., 1987 - Transfer functions and threshold values : from soil characteristics to land qualities. p 106-111. In: Beek K.J., P.A. Burrough and D.E. McCormack (eds.), *Proc. ISSS/SSSA Workshop on Quantified Land Evaluation Procedures*. Int. Inst. for Aerospace Surv. and Earth Sci., Publ. No 6, Enschede, The Netherlands.
- Bruand A., 1990 - Improved prediction of water retention properties of clayey soils by pedological stratification. *Journal of Soil Science*, 41, 491-497.
- Bruand A., Duval O., Gaillard H., Darthout R., Jamagne M., 1996 - Variabilité des propriétés de rétention en eau des sols : importance de la densité apparente. *Etude et Gestion des Sols*, 3(1), 27-40.
- Bruand A., Pérez Fernandez P., Duval O., Quétin P., Nicoulaud B., Gaillard H., Raison L., Pessaud J.-F., Prudhomme L., 2002 - Estimation des propriétés de rétention en eau des sols : utilisation de classes de pédotransfert après stratifications texturale et texturo-structurale. *Etude et Gestion des Sols*, 9(2), 105-125.
- Brooks R.H., Corey C.T., 1964 - Hydraulic properties of porous media. *Hydrology Paper 3*, Colorado State Univ., Fort Collins, CO.
- Campbell G.S., 1974 - A simple method for determining unsaturated conductivity moisture retention data. *Soil Science*, 117(6), 311-314.
- Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R., 1984 - A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, 20(6), 682-690.
- Gupta S.C., Larson W.E., 1979 - Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent and bulk density. *Water Resources Research*, 15(6), 1633-1635.
- Hall D.G., Reeve M.J., Thomasson A.J., Wright V.F., 1977 - Water retention, porosity and density of field soils. *Technical Monograph. N°9*. Soil Survey of England & Wales, Harpenden.
- Haverkamp R., Parlange J.Y., 1986 - Predicting the water-retention curve from particle-size distribution: 1. Sandy soils without organic matter. *Soil Science*, 142(6), 325-338.
- Jamagne M., Bétrémieux R., Bégon 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.
- Kern L.G., 1995 - Evaluation of soil water retention models based on basic soil physical properties. *Soil Science Society of America Journal*, 59, 1134-1141.
- Kuntz G., Wyns R., Monciardini C., 1976 - Carte géologique de la France à 1/50 000. Gisors, n°125
- Monnier G., Stengel P., Fiès J.C., 1973 - Une méthode de mesure de la densité apparente de petits agglomérats terreux. Application à l'analyse des systèmes de porosité du sol. *Annales Agronomiques*, 24, 533-545.
- Rawls W.J., Brakensiek D.L., Saxton K.E., 1982 - Estimation of soil water properties. *Transaction of the ASAE*, 26, 1747-1752.
- Stengel P., 1983 - Analyse de la porosité. Séminaire CEE-Agrimed. 14-18 mars, Avignon.
- Tessier D., Berrier J., 1979 - Utilisation de la microscopie électronique à balayage dans l'étude des sols. Observation de sols humides soumis à différents

## ANNEXE 1

Teneurs en eau massiques mesurées sur 12 mottes centimétriques  
(Wh, g d'eau par kg de sol séché à 105 °C au potentiel de -h hPa)  
en fonction du potentiel de l'eau pour les horizons de référence.

	W <sub>terrain</sub>		W <sub>10</sub>		W <sub>33</sub>		W <sub>100</sub>		W <sub>330</sub>		W <sub>1000</sub>		W <sub>3300</sub>		W <sub>10000</sub>		W <sub>15000</sub>	
	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET	Moy.	ET
h <sub>1</sub>	186	5	214	5	202	5	179	4	166	4	142	5	117	4	105	4	90	2
h <sub>2</sub>	212	7	240	4	222	4	204	4	174	4	152	2	121	4	110	5	103	3
h <sub>3</sub>	236	3	239	6	238	9	232	5	200	8	197	13	163	10	154	8	144	7
h <sub>4</sub>	206	7	212	10	207	4	200	4	177	7	161	4	130	4	108	3	104	2
h <sub>5</sub>	156	11	163	16	159	12	114	28	89	15	73	11	69	13	49	16	46	12
h <sub>6</sub>	122	6	142	13	122	6	84	4	66	4	54	5	43	4	41	4	36	4
h <sub>7</sub>	157	8	177	10	167	8	166	8	131	19	105	13	79	15	72	13	71	14
h <sub>8</sub>	241	7	269	9	244	5	233	11	208	4	191	6	155	5	136	5	134	3
h <sub>9</sub>	292	16	300	24	259	28	243	23	214	10	201	18	183	8	156	4	142	5
h <sub>10</sub>	185	4	212	19	204	7	197	14	184	9	157	8	133	5	105	4	98	2
h <sub>11</sub>	359	38	368	32	309	31	304	53	282	15	269	26	231	12	191	17	157	8
h <sub>12</sub>	257	16	288	15	286	16	254	16	230	23	209	12	184	15	168	8	151	7
h <sub>13</sub>	254	10	270	18	269	38	265	11	255	13	224	22	199	14	156	8	146	6
h <sub>14</sub>	269	24	320	31	287	6	283	10	254	24	207	11	149	27	135	24	120	17
h <sub>15</sub>	201	9	233	4	220	8	203	6	145	7	138	4	108	6	101	7	82	4

Moy.: Moyenne, ET: Ecart type

pF. Science du Sol, 1, 67-82.

Tietje O., Tapkenhinrichs M., 1993 - Evaluation of pedo-transfer functions. Soil Science Society of America Journal, 57, 1088-1095.

Thorntwaite C.W., 1948 - An approach towards a rational classification of climate. Geographical Rev, 38, 55-94.

Van Genuchten M.Th., 1980 - A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. Soil Science Society of America Journal, 44, 892-898.

Vereecken H., Maes J., Feyen J., Darius P., 1989 - Estimating the soil moisture retention characteristics from texture, bulk density and carbon content. Soil Science, 148(6), 389-403.

Williams R.D., Ahuja L.R., Naney J.W., 1992 - Comparison of methods to estimate soil water characteristics from soil texture, bulk density and limited data. Soil Science, 153 (3), 172-184.

Wösten J.H.M., Finke P.A., Jansen M.J.W., 1995 - Comparison of class and conti-

nuous pedotransfer functions to generate soil hydraulic characteristics.

Geoderma, 66, 227-237.

Wösten J.H.M., Pachepsky Y.A., Rawls W.J. 2001. Pedotransfer functions: brid-

ging the gap between available basic soil data and missing soil hydraulic

characteristics. Journal of Hydrology 251, 123-150.

