

TH-18811

TH-FC1

UNIVERSITE LOUIS PASTEUR - STRASBOURG I
U.F.R. DE GEOGRAPHIE

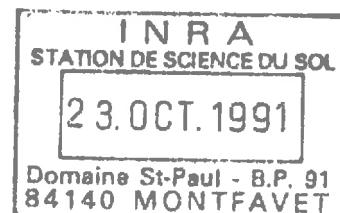
CENTRE D'ETUDES ET DE RECHERCHES ECO-GEOGRAPHIQUES
U.A. 95 DU C.N.R.S.

INTERACTIONS ENTRE SOL, MATIERE ORGANIQUE ET EAU.

ILLUSTRATION PAR L'ETUDE DE 4 SITES FORESTIERS

DE LA VALLEE DE LA FECHT - VOSGES - FRANCE.

JEAN-LUC MONNON



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE LOUIS PASTEUR
STRASBOURG I

MENTION : GEOGRAPHIE PHYSIQUE

JURY : MM. MERCIER J-L.
MONNIER G.
VOGT H.
CARBIENER R., rapporteur interne
JUNGERIUS P.D., rapporteur externe

STRASBOURG, SEPTEMBRE 1989

Seul le changement est constant.

AVANT-PROPOS

Arrivé au terme de ce travail, je souhaite remercier tout particulièrement Mr MERCIER, directeur du CEREG, qui, malgré ses nombreuses activités, a toujours su trouver le temps pour suivre et diriger cette étude dont il fut l'initiateur.

Je remercie également Messieurs R. CARBIENER, P.D. JUNGERIUS, G. MONNIER et H. VDGT qui ont accepté de juger ce travail.

Les analyses n'auraient pu être réalisées sans l'accueil dont j'ai bénéficié :

- au Centre de Pédologie Biologique de Nancy-Vandoeuvre où Messieurs E. BARRIUSO, J.M. PORTAL et F. ANDREUX m'ont utilement conseillé.

- au Centre d'Etudes des Macromolécules de Strasbourg où Mr MARIE et Mme FRANCOIS m'ont initié au maniement du tensiomètre et du spectrophotomètre.

Les illustrations ont été réalisées par A. BOUZEGHAIA et C.SIRA de l'Atelier de Cartographie Thématique Appliquée.

Je tiens également à remercier Mr HATTE pour ses traductions d'articles et Mr et Mme THISSE pour leur hébergement lors de mes séjours à NANCY.

Enfin, je ne veux pas oublier ceux dont j'ai pu apprécier les qualités humaines tout au long de ces années : B. AMBROISE, V. AUZET, R. BRAUN, G. NAJJAR, D. REUTENAUER et D. VIVILLE.

Ce travail s'inscrit dans le cadre du Programme FIREN-EAU / ALSACE. (Centre National de la Recherche Scientifique, Ministère de l'environnement, Région ALSACE).

SOMMAIRE

Liste de figures.....	P.	4
Liste des tableaux.....	P.	7
Liste des annexes.....	P.	9
Introduction.....	P.	11
Première partie : Matière organique, sol et eau.		
Etude bibliographique.....	P.	13
1.1. La matière organique.....	P.	13
1.2. Matière organique et sol.....	P.	14
1.2.1. La structure.....	P.	14
1.3. Matière organique et densité.....	P.	18
1.3.1. Définition.....	P.	18
1.3.2. Relations entre la densité apparente et les constituants du sol.....	P.	18
1.3.3. Densité apparente et rétention hydrique.....	P.	19
1.4. Matière organique et rétention hydrique.....	P.	19
1.4.1. Rappels.....	P.	19
1.4.2. Sol et rétention hydrique.....	P.	20
1.4.3. Sol, matière organique et rétention hydrique.....	P.	21
1.5. Matière organique et eau.....	P.	22
1.5.1. Les composés organiques hydrosolubles.....	P.	22
1.5.2. La tension superficielle.....	P.	23
1.6. Matière organique, eau et sol : la mouillabilité.....	P.	29
1.6.1. Rappels.....	P.	29
1.6.2. Méthodes de mesure.....	P.	30
1.6.3. Distribution des sols hydrophobes.....	P.	33
1.6.4. Nature des composés hydrophobes.....	P.	33
1.6.5. Hydrophobie et caractéristiques hydrodynamiques.....	P.	34
1.7. Conclusion.....	P.	35
1.8. Buts de l'étude.....	P.	37
Deuxième partie : Cadre de l'étude.....		
2.1. Le bassin de la Fecht.....	P.	39
2.1.1. Relief du bassin de la Fecht.....	P.	39
2.1.2. Géologie du bassin de la Fecht.....	P.	39
2.1.3. Climat du bassin de la Fecht.....	P.	42
2.2. Les sites.....	P.	42
2.2.1. Critères du choix.....	P.	42
2.2.2. Description.....	P.	43
2.3. Chaîne de traitement des échantillons.....	P.	48
2.4. Les caractéristiques granulométriques.....	P.	49
2.4.1. Analyse granulométrique de la matrice poreuse.....	P.	49
2.4.2. Résultats.....	P.	50

2.4.3. Conclusions.....	P. 53
2.5. Les caractéristiques organiques.....	P. 57
2.5.1. La matière organique grossière.....	P. 57
2.5.2. La matière organique fine.....	P. 59
2.5.3. Matière organique figurée et matière organique humifiée.....	P. 60
2.5.4. Fractionnement chimique : extractions alcalines des composés humiques.....	P. 65
2.5.5. Spectres d'absorption en lumière visible des AF et AH. Rapports E4/6.....	P. 70
2.5.6. Conclusion.....	P. 75
Troisième partie : Résultats.....	P. 77
3.1. La mouillabilité.....	P. 77
3.1.1. Tension superficielle de la solution du sol.....	P. 77
3.1.2. Hydrophobie du sol.....	P. 96
3.1.3. Conclusions.....	P. 101
3.2. La rétention hydrique.....	P. 103
3.2.1. Mesure de la courbe de rétention hydrique.....	P. 103
3.2.2. Résultats.....	P. 107
3.2.3. Conclusions.....	P. 110
3.3. Proposition d'un modèle simple de fonctionnement hydrique des sols.....	P. 112
3.3.1. La modélisation du cycle hydrologique.....	P. 112
3.3.2. Modèle proposé.....	P. 113
Conclusions générales.....	P. 121
Bibliographie.....	P. 123
Annexes.....	P. 137

LISTE DES FIGURES

- Fig. 1.1 : Distribution de la matière organique dans un sol de prairie.....P. 13
- Fig. 1.2 : Mode de formation d'agrégats racinaires au contact de la racine. (d'après TINKER et GREENLAND, 1979).....P. 15
- Fig. 1.3 : Modèle d'organisation des agrégats. (d'après TISDALL et OADES, 1982).....P. 16
- Fig. 1.4 : Méthode de l'anneau. Représentation simpliste.....P. 24
- Fig. 1.5 : Méthode de l'anneau. Position exacte de la méridienne des surfaces au moment de la rupture.....P. 25
- Fig. 1.6 : Abaissement de la tension superficielle de l'eau en fonction des séries homologues d'acides gras. (d'après BECHER, 1966).....P. 26
- Fig. 1.7 : Représentation schématique des principaux types de courbes de tension superficielle en fonction de la concentration. (d'après BECHER, 1966).....P. 27
- Fig. 1.8 : Angle de contact d'une goutte au repos sur la surface plane d'un solide.....P. 29
- Fig. 1.9 : Angle d'avancée et de retrait d'une goutte sur une surface inclinée.....P. 30
- Fig. 1.10 : Colonne de sol soumise à une pression hydrostatique L positive.....P. 32
- Fig. 1.11 : Influence de l'hydrophobie sur les relations teneur en eau volumique, tension matricielle (M) et conductivité hydraulique calculée. (d'après De Jong, 1983).....P. 35
- Fig. 1.12 : Relations entre la matière organique, le sol et l'eau.....P. 36
- Fig. 2.1 : Le bassin de la Fecht en amont de Turckheim : carte de localisation.....P. 40
- Fig. 2.2 : Fractions granulométriques et organique.....P. 52
- Fig. 2.3 : Courbes granulométriques cumulées de la fraction fine minérale. Sites Pelouse et Résineux.....P. 54
- Fig. 2.4 : Courbes granulométriques cumulées de la fraction fine minérale. Sites Chênaie et Hétraie.....P. 55

Fig. 2.5 : Triangle des textures.....	P. 56
Fig. 2.6 : % Corg de la matrice fine en fonction de la profondeur...	P. 58
Fig. 2.7 : Taux d'humification en fonction de la profondeur.....	P. 64
Fig. 2.8 : Variation de la composition du Corg lié en fonction de la profondeur.....	P. 66
Fig. 2.9 : Variation du taux de polycondensation ou de polymérisation en fonction de la profondeur.....	P. 69
Fig. 2.10 : Spectres d'absorption en lumière visible des acides fulviques en HCl 2N.....	P. 71
Fig. 2.11 : Spectres d'absorption en lumière visible des acides humiques en NaOH N/10.....	P. 72
Fig. 2.12 : Rapport E4/6 des AF en fonction de la profondeur.....	P. 73
Fig. 2.13 : Rapport E4/6 des AH en fonction de la profondeur.....	P. 74
Fig. 3.1 : Evolution de la tension superficielle de la solution du sol en fonction du temps et de la tension matricielle.	P. 79
Fig. 3.2 : Tensions superficielles en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées. Sites Pelouse et Résineux.....	P. 80
Fig. 3.3 : Tensions superficielles en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées. Sites Chênaie et Hêtraie.....	P. 81
Fig. 3.4 : Densités optiques des solutions du sol mesurés à 280 nm. Sites Pelouse et Résineux.....	P. 83
Fig. 3.5 : Densités optiques des solutions du sol mesurées à 280 nm. Sites Chênaie et Hêtraie.....	P. 84
Fig. 3.6 : Tensions superficielles et rapports E4/6 pour 2 tensions hydriques imposées.....	P. 86
Fig. 3.7 : Rapports E4/6 des solutions du sol en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées. Sites Pelouse et Résineux.....	P. 87
Fig. 3.8 : Rapports E4/6 des solutions du sol en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées. Sites Chênaie et Hêtraie.....	P. 88
Fig. 3.9 : Temps de pénétration d'une goutte d'eau en fonction de la profondeur.....	P. 97

-
- Fig. 3.10 : Angle liquide-solide d'avancée apparent calculé par la méthode de l'ascension capillaire.....P. 99
- Fig. 3.11 : Courbes de rétention hydrique. Sites Pelouse et Résineux.P. 104
- Fig. 3.12 : Courbes de rétention hydrique. Sites Chênaie et Hétraie..P. 105
- Fig. 3.13 : Tétraèdre des corrélations entre le temps et les teneurs en eau volumique.....P. 110
- Fig. 3.14 : M.O., sol et caractéristiques hydrodynamiques.....P. 111
- Fig. 3.15 : M.O., sol, mouillabilité et caractéristiques hydro-dynamiques.....P. 111
- Fig. 3.16 : Rétention hydrique et mouillabilité.....P. 112
- Fig. 3.17 : Fonctionnement hydrique et continuum temporel.....P. 114
-

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 1.1 : Temps de pénétration d'une goutte d'eau et valeur de l'angle de contact liquide-solide. (d'après ROBERTS et CARBON, 1971).....	P. 31
Tab. 2.1 : Caractéristiques écologiques des sites étudiés.....	P. 43
Tab. 2.2 : Fractions granulométriques et organiques (% poids total).P.	51
Tab. 2.3 : Fractions granulométriques minérales (% poids F < 2 mm) ..P.	51
Tab. 2.4 : Pourcentages de matière organique grossière.....	P. 57
Tab. 2.5 : Corg, Norg, C/N de la matrice fine.....	F. 58
Tab. 2.6 : Fractionnement physique de la M.O.. Sites Pelouse et Résineux.....	P. 61
Tab. 2.7 : Fractionnement physique de la M.O.. Sites Chênaie et Hêtraie.....	P. 62
Tab. 2.8 : Teneurs en carbone lié et taux d'extraction.....	P. 64
Tab. 2.9 : Fractions solubles à la soude N/10. Sites Pelouse et Résineux.....	P. 67
Tab. 2.10 : Fractions solubles à la soude N/10. Sites Chênaie et Hêtraie.....	P. 68
Tab. 2.11 : Coefficients d'extinction des AF.....	P. 73
Tab. 2.12 : Coefficients d'extinction des AH.....	P. 74
Tab. 2.13 : Caractéristiques organiques des sites étudiés.....	P. 75
Tab. 3.1 : Tensions superficielles de la solution du sol à 7 tensions hydriques imposées.....	P. 78
Tab. 3.2 : Matrice des corrélations entre les caractéristiques physico-chimiques de la solution du sol et les caractéristiques organiques du sol.....	P. 90
Tab. 3.3 : Matrice des corrélations entre les caractéristiques physico-chimiques de la solution du sol et les caractéristiques organiques du sol sans le site sous chênaie....P.	91
Tab. 3.4 : Corrélations entre tension superficielle à 4 tensions hydriques imposées et les caractéristiques de la M.O. humifiée avec et sans les données de la chênaie.....P.	93

Tab. 3.5 : Temps de pénétration d'une goutte d'eau.....	P. 97
Tab. 3.6 : Matrice des corrélations entre les tensions superficielles inférieures ou égales à 60 dynes/cm et les caractéristiques organiques du sol.....	P. 100
Tab. 3.7 : Mouillabilité des sites étudiés.....	P. 102
Tab. 3.8 : Correction des teneurs en eau volumique à pF 3.5 et 4.2..	P. 106
Tab. 3.9 : Matrice des corrélations entre tension superficielle et teneurs en eau.....	P. 107
Tab. 3.10 : Matrice des corrélations entre les teneurs en eau volumique et les caractéristiques organiques et granulométriques du sol.....	P. 108
Tab. 3.11 : Temps de drainage.....	P. 116
Tab. 3.12 : Domaines de variation de la porosité, de la pulsation et du temps de drainage de chaque site.....	P. 116

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1. : Cellule d'extraction.....	P. 137
Annexe 2. : Tensiomètre LAUDA.....	P. 141
Annexe 3. : Techniques de mesure de l'hydrophobie.....	P. 145
Annexe 4. : Données granulométriques.....	P. 155
Données organiques.....	P. 156
Données organiques et angle de contact.....	P. 157
Données physico-chimiques des solutions.....	P. 158
Teneurs en eau volumique.....	P. 159

INTRODUCTION

Les propriétés hydrodynamiques (rétenzione hydrique et conductivité hydraulique) des formations superficielles et des sols caractérisent l'aptitude de ces milieux poreux à retenir et à transmettre l'eau selon leur état hydrique. Ces propriétés contrôlent les processus de redistribution des précipitations au niveau du sol et de ce fait jouent un rôle important en hydrologie.

La modélisation du fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, un des thèmes de recherche du C.E.R.E.G., passe par l'étude des caractéristiques hydrodynamiques de ses volumes sédimentaires ainsi que de leur variabilité spatiale. Nos prédecesseurs VIVILLE (1985) et REUTENAUER (1987), à des échelles spatiales différentes, ont montré que pour les formations superficielles et les sols très filtrants du bassin de la Fecht, la variabilité de la matière organique décrivait plus de 80% de la variabilité de la rétention hydrique.

Dans le prolongement de ces travaux, il semblait tout à fait intéressant d'approfondir les relations entre la matière organique et la rétention hydrique. Les travaux sur ce sujet sont légions. Aussi nous avons adopté une démarche originale consistant à appréhender les rapports sol - eau - matière organique par le biais de l'étude de la mouillabilité du sol. Ce thème de recherche était florissant dans les années 70 où il a surtout servi de facteur explicatif aux problèmes d'érosion liés à l'hydrophobie des sols en milieu méditerranéen.

Dans la première partie, nous procérons à une revue bibliographique des différents aspects du complexe sol - eau - matière organique. Cette étude permet de définir les méthodes à employer en vue des buts à atteindre.

Dans la deuxième partie, nous décrivons le cadre de l'étude : description des sites et de leurs particularités organo-minérales.

Dans la troisième partie, les différences de mouillabilité sont mises en évidence et reliées aux caractéristiques organiques et écologiques de chaque site. Ces différences sont intégrées, à l'échelle macroscopique, comme éléments explicatifs du fonctionnement hydrique du sol. On propose d'assimiler le sol à une toile de tente.

MATIERE ORGANIQUE, SOL ET EAU

1.1. LA MATIERE ORGANIQUE.

La matière organique (M.O.) présente dans le sol a des origines très diverses. Elle comprend l'ensemble des résidus des organismes vivants, animaux et végétaux (biofaune du sol, bactéries, moisissures, feuilles mortes, radicelles...) sans tenir compte de leur état de décomposition (Callot et al, 1982). A ces débris s'ajoutent les pluviolessivats (composés hydrosolubles lessivés à partir de l'appareil végétatif aérien), les exsudats racinaires et les apports de matière organique par l'homme (fumier, lisier...).

Une partie de la M.O. est transformée par des processus biologiques et chimiques en macromolécules colloïdales. C'est la fraction humique de la M.O. appelée humus. Les composés humiques sont liés plus ou moins fortement à la matière minérale en particulier les argiles et forment le complexe argilo-humique.

Le diagramme suivant d'après TISCHLER, cité par SCHEFFER et ULRICH (1960) donne une bonne idée de la diversité et de la quantité de matière organique dans un sol de prairie; il met aussi en évidence la part importante de la fraction humifiée de la matière organique :

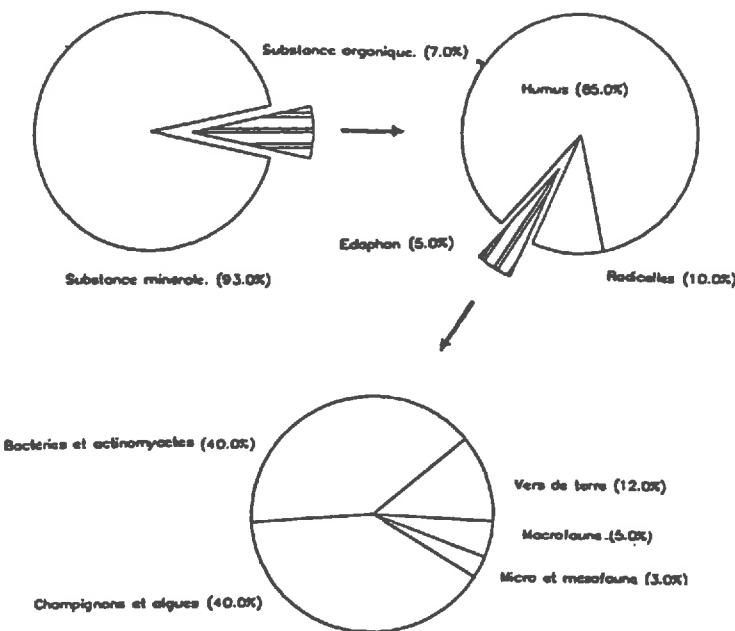


Fig 1.1 : Distribution de la matière organique dans un sol de prairie.

L'étude de la matière organique du sol passe par son extraction suivant des méthodes physiques et chimiques.

1.2. MATIERE ORGANIQUE ET SOL.

1.2.1. La structure

1.2.1.1. Facteurs influençant la structure.

Dès 1944, HENIN signale l'accroissement de la structure par suite du développement microbien. En 1958, HENIN, MONNIER et COMBEAU montrent que pour une composition donnée du sol, la stabilité structurale est profondément affectée par la quantité et la nature des matière organiques, la nature des bases échangeables (Na^+ , Ca^{++}), la présence de sels libres. MONNIER (1965) met en évidence le rôle des substances pré-humiques sur la stabilisation de la structure. BRUCKERT et SELINO (1978) montrent que les microagrégats des horizons de sols bruns ocreux ont une origine biologique (activité de la microfaune) dans la partie supérieure du profil et une origine chimique dans la partie inférieure du profil qui reçoit les composés organiques solubles. ANDREUX et CHONE (1979) constatent que l'ajout à un sol brund'un polymère pseudo-humique marqué au ^{14}C adsorbé sur des argiles favorise la formation de microagrégats. COMBEAU (1960) relie le taux d'agrégats stables à la fraction humifiée de la matière organique. GIOVANNINI et SEQUI (1976) extraient le fer et l'aluminium des agrégats et constatent une diminution de la stabilité à l'eau. Ils suggèrent que les métaux extraits jouent le rôle de pont entre les chaînes polymérisées de la matière organique. TALINEAU et al. (1979), CHANEY et SWIFT (1984) pensent que la fraction humique confère au sol un maximum de stabilité. C'est la fraction très polymérisée difficilement extractible et probablement liée aux argiles par l'intermédiaire des sesquioxides Fe^{3+} et Al^{3+} qui est en cause. Dans la note technique n°22 du Centre de Pédologie Biologique de Nancy, BRUCKERT et al. montrent que les composés humiques et certains produits microbiens forment avec les argiles des complexes organo-minéraux qui cimentent entre elles des particules limoneuses, des sables et des débris organiques.

Dans une mise au point bibliographique, GUCKERT (1973) signale le rôle des polysaccharides sur l'agrégation. Les sucres issus de la décomposition de la matière organique jouent le rôle d'agents de cimentation des agrégats. Dans ce même article, GUCKERT fait la distinction entre l'accroissement fugace de la structure du sol provoquée par l'activité des microorganismes et la structure permanente du sol conditionnée par la présence d'humus.

BUI HUU TRI (1968, 1973) explique les conditions et le mode d'action des racines de graminées sur la granulation des particules de sol par la formation de mucigel. CALLOT et al. (1982) citant les travaux de TINKER (1976) et GREENLAND

(1979) décrivent des agrégats racinaires caractéristiques des couches de surface :

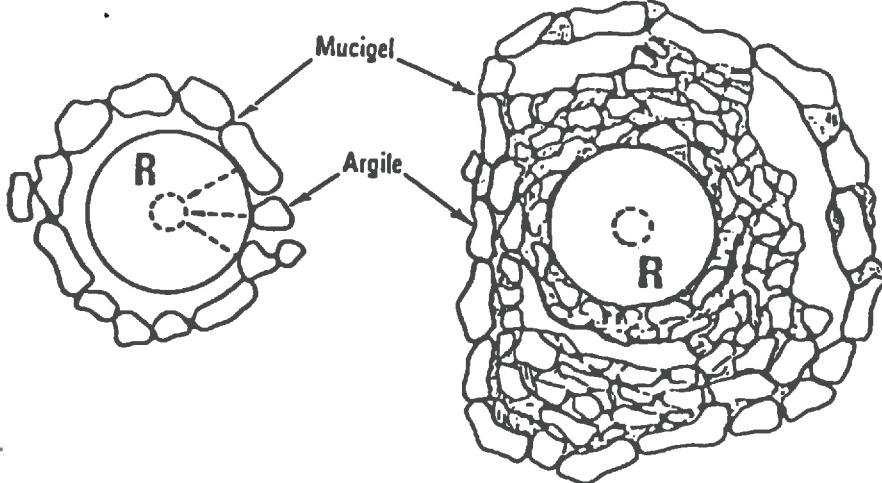


Fig.1.2 : Mode de formation d'agrégats racinaires au contact de la racine (d'après TINKER, 1976 et GREENLAND, 1979).

- a - Liaison des particules argileuses par des ponts de mucigel, au cours de la rétraction de la racine, à l'interface sol/racine.
- b - Agrégats de particules dans l'environnement racinaire, construit au cours des diverses phases de dessication et humectation.

BOND et HARRIS (1964), MONNIER (1965) notent l'effet favorable des champignons qui par leurs filaments mycéliens enveloppent les particules du sol et augmentent ainsi leur cohésion.

La matière organique figurée, ses produits labiles de décomposition, sa fraction humifiée plus stable, ainsi que la pédofaune participent à l'élaboration de la structure du sol. On peut en guise de conclusion reprendre la classification de TISDALL et OADES (1982) qui proposent un modèle d'organisation des agrégats suivant la nature et la persistance dans le temps des liants organiques (Fig.1.3.).

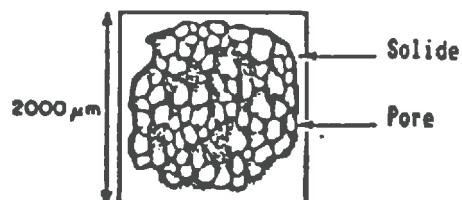
1.2.1.2. Variations saisonnières de la structure. ou de la stabilité

La classification de TISDALL et OADES reposant sur la persistance dans le temps des liants organiques, ainsi que le concept de stabilité structurale indiquent que le sol ne garde pas sa structure tout au long de l'année. GUCKERT (1974) étudie les variations saisonnières des polysaccharides; l'hiver est la période où leur taux est le plus bas. Les polysaccharides représentent suivant les types de sols 5 à 15 % du carbone organique et leur évolution saisonnière comparée à celle de la matière organique totale dénote le même sens de variation. HENIN (1944), COMBEAU et QUANTIN (1962) recommandent d'effectuer les prélèvements soit en été soit en automne avant que la période humide n'ait exercé son effet.

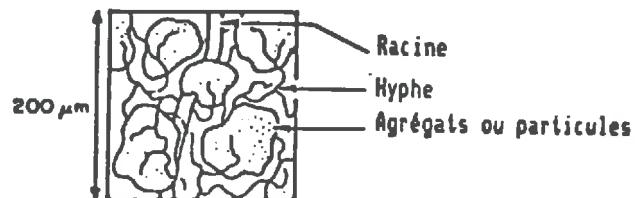
SCHEFFER et ULRICH (1960) notent des variations de la biofaune du sol suivant les types de climat. Dans les régions sous influence continentale, on observe des populations maxima au printemps et en automne alors qu'elles sont

diaperie

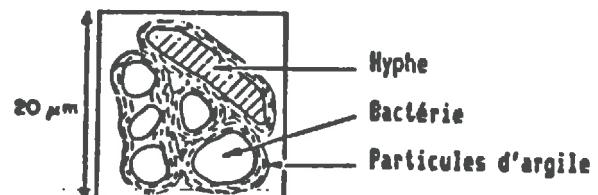
Principaux agents de liaison



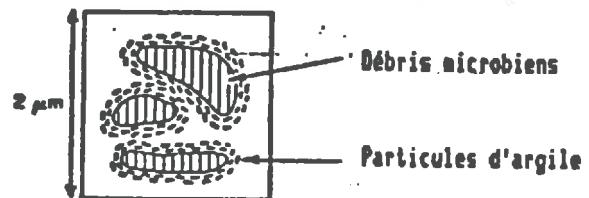
Racines et hyphes
(liaison organique temporaire)



Débris de plante et de champignons encroûtés de particules minérales
(liaison organique persistante)



Débris microbiens encroûtés
(liaison organique persistante)



Aluminosilicates amorphes, oxydes et polymères organiques adsorbés aux argiles. Liaison électrostatique, flocculation
(liaison minérale permanente)

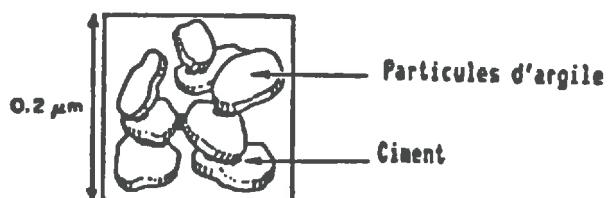


Fig. 1.3 : Modèle d'organisation des agrégats.

au plus bas en été (sécheresse) et en hiver (gel). L'influence océanique tend à gommer ces fluctuations.

1.2.1.3. Conséquences.

* La porosité.

La structure résulte de la façon dont les constituants du sol sont disposés les uns par rapport aux autres. La propriété globale qui exprime le résultat de cet arrangement est la porosité :

$$\text{Por} = (Vv / Va) \times 100$$

Por: Porosité totale en %.

Vv : Volume de vide.

Va : Volume apparent.

On peut aussi caractériser la porosité par l'indice des vides, e :

$$e = Vv / Vs$$

Vs : Volume du solide.

$$\text{Puisque } Va = Vv + Vs$$

$$\text{Por} = (e / 1+e) \times 100$$

RENGER (1971) étudie l'influence de la matière organique sur la distribution de la taille des pores en fonction du taux d'argile. Il montre que l'addition de matière organique provoque une augmentation en volume de toutes les classes porales, effet plus marqué pour les pores les plus larges (<50 µm) que pour les pores les plus étroits (<0.2 µm). Pour un taux d'argile de 10%, la porosité totale augmente d'un pourcentage égal au pourcentage de matière organique ajoutée.

La variation de matière organique provoque la variation de la structure du sol au cours de l'année et entraîne un changement de la répartition porale. Elle modifie la courbe θ (ψ) qui renseigne sur la répartition des espaces poraux par catégorie de diamètre.

* La conductivité.

Confusion: e ne signifie pas d'eau résultant de K_{sat}.

Un des moyens d'appréhender la stabilité structurale est de mesurer le coefficient K de la loi de Darcy exprimé en cm/h. On mesure la vitesse de filtration de l'eau à travers un échantillon remanié de sol soumis à une charge constante d'eau :

$$K = (C \times V) / (h \times S)$$

C: Hauteur de la colonne de sol (cm)

V: Volume écoulé pendant 1 heure (cm³)

h: Hauteur de la charge d'eau (cm)

S: Section du tube (cm²)

K varie de 0 à 60 cm/h. K est d'autant plus élevé que la terre est plus stable.

Le plan de ce chapitre est très mal fait

Au cours de l'année, les caractéristiques hydrodynamiques du sol sont affectées par les changements de structure eux-mêmes conditionnés par les variations aussi bien qualitatives que quantitatives de matière organique.

1.3. MATIERE ORGANIQUE ET DENSITE.

1.3.1. Définition.

Sur la structure

La porosité d'un sol est liée à sa masse volumique apparente D_a , rapport de la masse du sol sec à son volume apparent ($D_a = M / V_a$) et à sa masse volumique réelle D_r , rapport de la masse du sol sec au volume de la phase solide ($D_r = M / V_s$) par la relation:

$$Por = (1 - (D_a / D_r)) \times 100$$

faus
blague

La porosité d'un sol augmente quand sa densité apparente diminue. Les porosités des sols sont généralement comprises entre 30 et 70 % tandis que les densités apparentes varient de 1,9 à 0,8. La densité réelle des particules du sol est généralement voisine de 2,65 (densité du quartz) sauf dans le cas de sols très organiques où il faut faire une correction soustractive (De Leenheer, 1967):

$$D_r = 2,65 - (0,02 \times M.O\%)$$

1.3.2. Relations entre la densité apparente et les constituants du sol.

Il manque une vue du dessus sur le sujet, c'est un peu flou.

Quelques auteurs se sont intéressés aux relations existant entre la densité apparente et les différents constituants minéraux du sol. REIGNER et PHILIPPS (1964) établissent une relation avec la teneur en graviers de sols sableux qui fixe la densité apparente de la matrice à 1.50. ALEXANDER (1980), travaillant sur des sols alluviaux peu organiques, montre que la densité apparente augmente avec les teneurs en sable et en limon.

Les travaux les plus nombreux sont consacrés à la relation densité apparente / matière organique. Ils établissent une corrélation inverse entre la densité apparente et le taux de matière organique (KLUTE et JACOB, 1949; GUPTA et al., 1977). Cette relation peut revêtir différentes formes. Elle peut être linéaire (SAINI, 1966; GUPTA et al., 1977), polynomiale du second degré (CURTIS et POST, 1964), hyperbolique (JEFFREY, 1970; STEWART et al., 1970; ADAMS, 1973; RAWLS, 1983; GOSSELINK et al. 1984; VIVILLE, 1985; REUTENAUER, 1987; SANCHEZ-PEREZ, 1987). Dans ce dernier modèle, la densité apparente dépend des contributions respectives de la matière organique et de la partie minérale.

L'échantillon de volume V et de masse M est décomposé en n fractions i de masse M_i de teneur pondérale $T_i = M_i / M$ et occupant un volume V_i :

$$D_a = 1 / \sum (T_i / D_{a,i})$$

La densité apparente dépend

de la teneur de solide

minerale + organique

du % de solide

Si l'on prend en compte les fractions minérales et organiques, l'équation s'écrit :

$$Da = 100 / ((MOT/DaMOT) + (100-MOT)/DaMIN)$$

MOT : matière organique totale (% pondéral)

DaMOT : densité apparente de la matière organique

DaMIN : densité apparente de la fraction minérale

La résolution de l'équation donne des valeurs très proches de DaMOT et DaMIN chez les auteurs ayant adopté le modèle hyperbolique : de l'ordre de 0.2 g/cm³ pour la densité apparente de la matière organique; 1.25 pour la densité apparente de la fraction minérale.

1.3.3. Densité apparente et rétention hydrique.

Les teneurs en eau à différentes tensions sont corrélées négativement à la densité apparente. CAMERON (1978), AMIET et al. (1982), REUTENAUER (1983), VIVILLE (1985) obtiennent une bonne relation entre la rétention hydrique volumique à saturation et la densité apparente : *(erreurs de ce rapport)*

$$\theta_{(sat)} = 0.972 - 0.351 Da \quad r = -0.957 \quad S.E = 0.0287 \quad n = 380$$

- rapport entre $\theta_{(sat)}$ et Da

Cette relation se dégrade lorsque l'on va vers les tensions plus élevées (VIVILLE, 1985; SANCHEZ-PEREZ, 1987).

La très bonne relation à saturation traduit la relation qui existe entre la porosité et les densités apparente et réelle du matériel (cf § 1.3.1.). La teneur en eau à saturation est en fait une mesure approchée de cette porosité. *c'est la*

7 *(En fin de compte,) la densité apparente donne une indication sur la porosité totale mais ne donne pas d'information sur la distribution de la taille des pores qui détermine le reste de la courbe de rétention d'où des corrélations plus faibles aux tensions élevées.*

1.4. MATIERE ORGANIQUE ET RETENTION HYDRIQUE.

14 *Manque*

d'esprit critique

1.4.1. Rappels.

L'état énergétique de l'eau dans le sol dépend de deux types d'énergie :

* L'énergie cinétique qui peut être considérée comme négligeable car les mouvements de l'eau dans le sol sont lents.

* L'énergie potentielle est importante dans la détermination de l'état énergétique et du mouvement de l'eau dans le sol, l'écoulement se faisant toujours dans le sens d'une énergie potentielle décroissante. Cette énergie

potentielle, ou charge hydraulique H , représente la somme d'un ensemble de potentiels élémentaires dont les deux plus importants sont :

- le potentiel gravitaire mesuré par la profondeur z du point de mesure dont l'origine est à la surface du sol et qui est orienté positivement vers le bas.

- le potentiel de pression hydrostatique mesuré par h ou ψ qui en zone non saturée résulte des forces de capillarité et d'adsorption dues à la matière solide. Il correspond au déficit de pression de l'eau du sol par rapport à l'eau libre et est compté négativement par convention.

La charge hydraulique totale, qui traduit l'énergie avec laquelle la phase solide du sol retient la phase liquide est égale à :

$$H = \psi - z$$

On exprime quantitativement le potentiel de l'eau du sol en termes de pression ou si l'on préfère en cm d'eau, une pression d'une atmosphère étant équivalente à la pression exercée par une colonne verticale d'eau de 1033 cm. Comme le potentiel peut présenter des valeurs élevées et qu'il est compté négativement, on utilise par analogie avec le pH, le pF correspondant au logarithme décimal de son module :

$$pF = \log_{10} |\psi|$$

A côté de l'aspect énergétique de l'eau du sol mesuré par le pF, on étudie également les quantités d'eau demeurant dans le sol à une tension donnée. Chaque sol est caractérisé par deux fonctions qui résument ses propriétés hydrodynamiques :

* La courbe de rétention hydrique $\theta(\psi)$ qui exprime la capacité du sol à retenir l'eau en fonction de la tension exercée. Elle relie la teneur en eau volumique ou pondérale à la tension hydrique exprimée en cm d'eau.

* La courbe de conductivité hydraulique $K(\psi)$ qui exprime la capacité du sol à transmettre l'eau suivant son état de saturation mesuré par θ ou ψ .

Ces deux caractéristiques hydrodynamiques macroscopiques dépendent de la distribution de la taille des vides constituant le milieu poreux à l'échelle microscopique. C'est ce que met en évidence la loi de Jurin selon laquelle la remontée capillaire ou h est inversement proportionnelle au rayon r du capillaire :

$$\psi = h = 2 \gamma \cdot \cos \alpha / r \text{ gr} = \text{Cte} / r$$

Plus le rayon est petit, plus l'eau s'élève dans le capillaire et plus il faut fournir d'énergie pour l'en extraire.

L'étude du milieu poreux revêt donc une importance fondamentale pour la compréhension du fonctionnement hydrodynamique des sols.

1.4.2. Sol et rétention hydrique.

La détermination de la courbe de rétention d'un sol étant longue et fastidieuse, très vite on a cherché à l'obtenir à partir des données

Pourquoi ne pas déculer ces douanes quelle potentiel (CC - r¹ f¹)?

??

granulométriques plus facilement accessibles. Pour JAMISON et KROTH (1958), la réserve utile (AWC : available water capacity) décroît avec le pourcentage d'argile et s'accroît avec le contenu en limons. Les limons grossiers (50-20 mu) accroissent davantage la réserve utile que les limons fins (20-2 mu). PETERSEN et al. (1968) constatent que la rétention hydrique décroît quand le pourcentage de grossiers supérieurs à 2 mm augmente; la fraction 20-5 mu joue un rôle prépondérant dans l'humidité à la capacité au champ. HUSZ (1967) sur des sols à structure comparable établit des courbes de pF à partir des pourcentages d'argile et de limon à l'aide de régressions multiples et LAL (1979) établit des relations avec différentes classes de texture sans se préoccuper de la matière organique d'ailleurs peu abondante dans ses types de sols alors que RILEY (1979) inclut densité et matière organique dans ses équations.

OBI et AKAMIGBO (1981) travaillant sur des sols alluviaux expliquent les fortes humidités volumiques (>40%) aux tensions élevées par la forte proportion d'argile (>50%). WOODRUFF (1950) met en cause la nature minéralogique des argiles lors de la rétention d'eau aux tensions élevées alors que pour PETERSEN et al. (1968) les différents pourcentages des types d'argiles ne sont pas corrélés significativement à la rétention hydrique. Plus près de nous, WILLIAMS et al. (1983) constatent sur un échantillonage de sols australiens que la montmorillonite, l'oxyde de fer, la vermiculite et le quartz, présents dans la fraction argileuse, peuvent modifier la courbe de drainage.

1.4.3. Sol, matière organique et rétention hydrique.

La prise en compte du rôle de la matière organique (M.O.) dans la rétention hydrique a été abordée sous deux angles et principalement dans une optique agronomique :

- On cherche à améliorer l'alimentation en eau des plantes en ajoutant au sol de la M.O. sous des formes diverses: tourbe, fumier frais, boues de vidange, urée (FEUSTEL et BYERS 1936; BOYOUUCOS 1939; SALTER et WILLIAMS 1963; DAS 1966; JUNKER et MADISON 1967; BOGGIE 1970; STEVENSON 1974; GUPTA et al. 1977; SOUGNEZ et WEISSEN 1977; KUMAR et al. 1984).

- A partir d'échantillons de sols, on étudie l'influence de la M.O. sur la rétention d'eau (JAMISON et KROTH 1958; PETERSEN et al. 1968; AMIET 1982; De JONG et al. 1983, VIVILLE 1985; REUTENAUER 1987).

Dans tous les cas, ces auteurs notent un accroissement de la rétention du sol en eau à tous les potentiels en relation avec un accroissement de la M.O. mesurée par le taux de carbone organique. Si la texture est la propriété du sol qui influe le plus sur la forme et la position de la courbe des rétentions d'eau, la teneur en M.O., elle, affecte surtout la teneur en eau.

Peu d'auteurs se sont penchés sur le pourquoi du phénomène. Certains l'expliquent par la formation de microagrégats dans l'argile (JAMISON et KROTH 1958), par une modification de la structure du sol et de la distribution de l'espace poral (SALTER et WILLIAMS 1963, BOGGIE 1970) ou par une décroissance du rayon poral moyen (KUMAR et al. 1984). D'autres à l'aide de la nature chimique de la M.O. qui provoquerait une augmentation de la capacité d'adsorption (PURI et MAHAJAN 1961, CHASSIN et al. 1968, KUMAR et al. 1984).

La M.O. exerce aussi une influence sur les mouvements de l'eau dans le sol. DAS et al. (1966), KUMAR et al. (1984) notent une baisse de la conductivité hydraulique à saturation. Toutefois, GUPTA et al. (1977) observent une augmentation de la conductivité hydraulique à saturation après addition de boues de vidange à un sol sableux et REUTENAUER (1987) constate les valeurs très élevées de K_s (plusieurs dizaines de cm/h) dans des sols très organiques sur arènes granitiques. En milieu insaturé, la conductivité hydraulique ainsi que la diffusivité décroissent après l'ajout de M.O.. FEUSTEL et BYERS (1936) constatent une réduction de l'évaporation.

Quelque soit le type de milieu, la M.O. augmente toujours la capacité de rétention du sol pour tous les potentiels. Elle agit par modification physico-chimique de l'espace poral. Ce faisant, selon l'état de saturation hydrique du sol, elle conditionne les paramètres de transmission de l'eau.

1.5. MATIERE ORGANIQUE ET EAU.

1.5.1. Les composés organiques hydrosolubles.

L'étude des composés organiques dissous apporte une réponse aux deux questions suivantes :

- quelle-est leur concentration ?
- quelle-est leur nature ?

1.5.1.1. Dosage du carbone organique dissous.

De nombreux auteurs utilisent l'absorption en lumière visible et ultra-violette pour mesurer la concentration en C.O.D. (carbone organique dissous). FORSBERG (1967), à partir d'eau de lacs suédois, établit une corrélation positive entre l'extinction à 420 nm et le carbone organique tandis que BANOUR (1973) trouve une relation à 260 nm pour les eaux du lac de Constance. SHEPPARD (1977) quant à lui retient 254 nm comme longueur d'onde parce que la densité optique des composés organiques dissous y présente un pic. LEWIS et TYBURCZY (1974), GRIEVE (1985) mesurent l'absorbance à 360 nm. Le choix de cette longueur d'onde repose sur une analyse statistique qui montre que c'est l'absorbance à 360 nm qui conduit à la meilleure corrélation entre le taux de carbone dissous et l'extinction à une longueur d'onde donnée. Mais FINLAYSON (1986) critique cette manière de procéder qui privilégie l'aspect statistique au dépend de l'analyse chimique et il préconise d'utiliser l'absorbance dans la région des 250 nm.

Tous ces hydrobiologistes travaillent sur les eaux courantes, mesurant la concentration de carbone dissous dans des eaux de rivières, de fleuves ou de lacs. Qu'en est-il pour les solutions du sol ?

HANRION (1974,1975), BOUDOU (1977) mesure la densité optique à 280 nm et 472 nm. Les corrélations entre la teneur en carbone en ppm et la densité optique des lessivats sont meilleures à 280 nm qu'à 472 nm. Il existe une relation linéaire positive entre l'absorbance à 280 nm et la teneur en carbone

exprimée en ppm. Les droites sont d'équations différentes suivant qu'il s'agit d'horizons minéraux ou de litières.

* Conclusion.

- Quelque soit le type de milieu, il existe une corrélation positive entre la concentration en carbone dissous et l'absorbance à une longueur d'onde donnée.

- Les paramètres des équations de corrélation varient en fonction du type de milieu.

- Il semble que la "meilleure" longueur d'onde pour déterminer la concentration de carbone dissous se situe dans la région des 250 nm.

cela signifie que l'onde

1.5.1.2. Nature des composés dissous.

l'absorption chimique permet de trouver une loi + générale que les statu sième

Pour caractériser les composés humiques, il est devenu courant en science du sol d'utiliser le rapport Q 4/6 ou E 4/6 de WELTE (1956), rapport des extinctions à 465 nm et 665 nm. D'après KONONOVA (1966) et SCHNITZER et KHAN (1972, 1978), l'absorption de la lumière visible par les substances humiques croît dans le même sens que :

↳ 400 à 700 nm

- le degré de condensation des noyaux aromatiques.
- le rapport C aromatique / C aliphatique.
- la teneur totale en carbone.
- le poids moléculaire.

UV . 400 à 700 nm IR

α 4/6

Un rapport bas indique un degré relativement élevé de condensation des composés humiques aromatiques et inversement, un rapport élevé reflète un faible degré de condensation aromatique ce qui implique la présence d'une relativement large proportion de structures aliphatiques.

CHEN et al. (1977), tout en confirmant les résultats de KONONOVA, apportent quelques précisions à la signification du rapport E 4/6. Le rapport est :

- affecté par le pH.
- corrélé avec la concentration en radicaux libres, les teneurs en O, C, CO₂H et l'acidité totale dans la mesure où ces paramètres sont aussi fonction de la taille des particules humiques.
- indépendant de la concentration en acides fulviques et humiques du moins de 100 à 500 ppm.

Le rapport E 4/6 est utilisé en routine pour caractériser les acides humiques et fulviques en solution aqueuse. Il varie avec les matériaux humiques extraits des différents types de sols : c'est un indicateur des processus d'humification. On s'en sert également pour caractériser les composés organiques solubles dans la solution du sol (HANRION, 1975) et les eaux courantes (LEENHOR, 1980).

1.5.2. La tension superficielle.

1.5.2.1. Rappels.

La tension superficielle correspond à une force qui s'exerce sur l'unité de longueur d'une ligne imaginaire découpant une surface pour maintenir en contact les 2 parties de la coupure. Cette force est tangente à la surface et perpendiculaire à la coupure; elle s'exprime en dynes/cm ou en N/m.

L'ascension capillaire est une manifestation de la tension superficielle responsable de la rétention hydrique des sols. D'après la loi de Jurin, dans le cas d'un tube à paroi parfaitement mouillable par le liquide :

$$H_c = 2 \gamma / \rho g r$$

H_c : hauteur d'ascension capillaire (cm)

γ : tension superficielle (dynes/cm)

ρ : masse volumique du liquide (g/cm³)

g : accélération de la pesanteur (dynes/g)

r : rayon du tube (cm)

1.5.2.2. Méthodes de mesure de la tension superficielle.

* Méthode de l'ascension capillaire.

De l'équation de Jurin, on tire :

$$\Rightarrow \gamma = 1/2 \rho g H_c$$

Cette méthode est délicate car elle nécessite l'emploi de tubes parfaitement calibrés. $\rho + \gamma = 0$

* Méthode d'arrachement : méthode de l'anneau.

Un anneau horizontal de 1 à 2 cm de diamètre en fil de platine de quelques dixièmes de mm d'épaisseur est suspendu à l'extrémité d'une balance à fil de torsion. Lorsque, après avoir immersé l'anneau dans le liquide qui mouille le platine, on le fait émerger, un ménisque se forme aussi bien à l'extérieur que le long du périmètre intérieur de l'anneau :

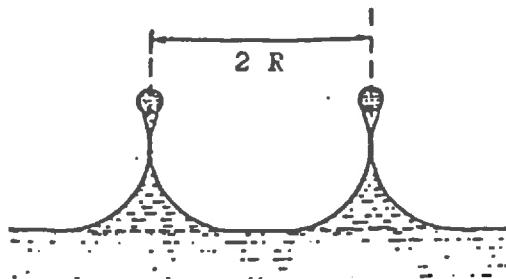


Fig.1.4 : Méthode de l'anneau. Représentation simplifiée.

Simplifié

Pf ne prend
pas ce plusiel
plusieu pT.

Lorsqu'on soulève l'anneau à une certaine hauteur, les surfaces des ménisques intérieur et extérieur se touchent le long d'un cercle dont le diamètre serait égal au diamètre $2R$ de l'anneau. Au moment de la rupture, le poids de liquide soulevé, qui est la grandeur que l'on mesure, est égal à :

$$P = mg = 4\pi R * \gamma_{mes}$$

d'où $\gamma_{mes} = mg / 4\pi R = Kz_{max} / 21$ (Voir annexe 2)

En réalité, les deux surfaces de raccordement ne sont pas symétriques :

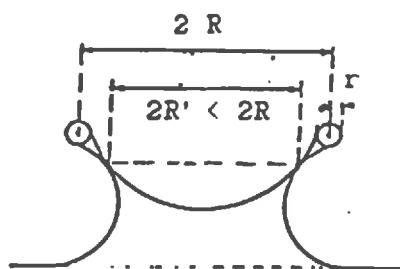


Fig.1.5 : Méthode de l'anneau. Position exacte de la méridienne des surfaces liquides au moment de la rupture.

Il est nécessaire d'établir un facteur de correction F en fonction de la combinaison de deux variables R^3/V et R/r où V est le volume du liquide soulevé. Ayant mesuré mg , on calcule successivement V , R^3/V et R/r ce qui permet de trouver dans les tables de Harkins-Jordan le facteur de correction F et enfin la tension superficielle corrigée par la relation :

$$\gamma_{cor} = (mg / 4\pi R) * F$$

$$\gamma_{cor} = \gamma_{mes} * F \quad (\text{Voir annexe 2})$$

La méthode de l'anneau du fait des corrections apportées à la mesure est à éviter. Cependant, en évitant la rupture de la lamelle, on constate une correspondance entre les résultats de la méthode de l'anneau et ceux de la plaque.

1.5.2.3. Variation de la tension superficielle.

Trois paramètres sont susceptibles de faire varier la tension superficielle :

- La température : tension superficielle et température sont liées par la relation (EDLEFSEN et ANDERSON, 1943) :

$$\gamma = 117.1 - 0.1516 T \quad T : \text{° Kelvin.}$$

Une augmentation de température provoque donc une diminution de tension superficielle. En conséquence, les mesures se font en général dans une enceinte thermostatée, à température constante.

- La nature et la concentration des composés dissous : la figure 1.6 montre l'effet sur la tension superficielle de l'eau des composés les plus bas de la série des acides gras en fonction de leur concentration :

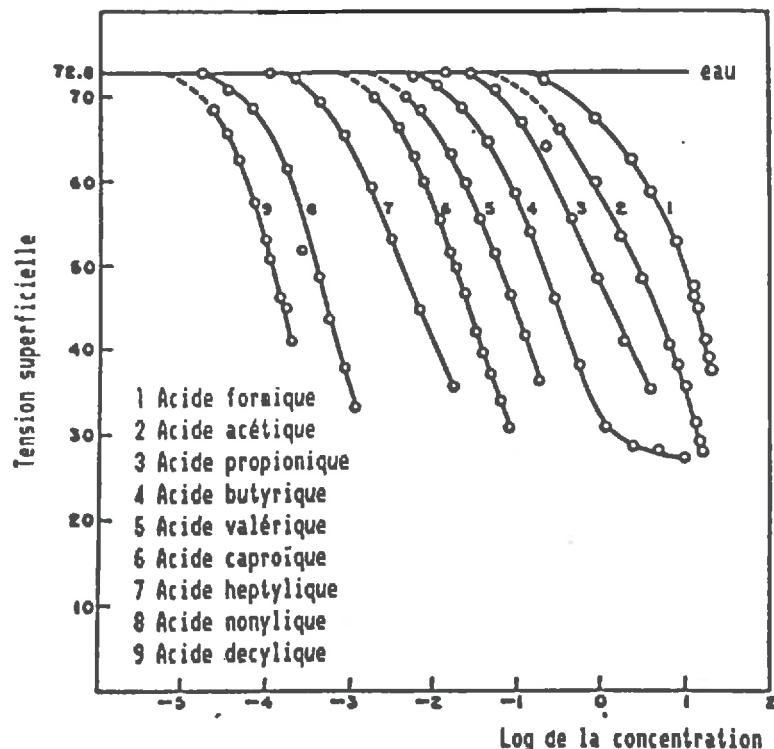


Fig.1.6 : Ablissement de la tension superficielle de l'eau en fonction des séries homologues d'acides gras (BECHER, 1966).

Dans tous les cas, une baisse est observée, mais l'effet est fortement dépendant du poids moléculaire du composé dissous. Ceci est en accord avec la règle de Traube qui stipule que pour obtenir une baisse de tension superficielle identique, les concentrations décroissent d'un tiers pour chaque CH_2 additionnel dans une série homologue.

Les trois principaux types de courbe de tension superficielle sont représentés schématiquement par la figure 1.7 :

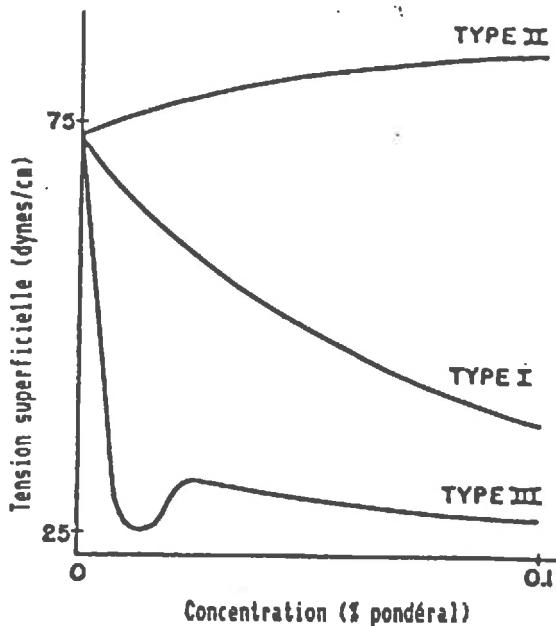


Fig.1.7 : Représentation schématique des principaux types de courbes de tension superficielle en fonction de la concentration (BECHER, 1966).

Le type I montre une décroissance de la tension superficielle du type de celle provoquée par les acides gras.

Le type II montre un léger accroissement de la tension superficielle rencontré dans les solutions à électrolytes puissants et pour certains composés comme les sucres contenant un grand nombre de groupes hydroxyles.

Le type III provoqué par des composés amphiphiles encore appelés tensio-actifs. Les molécules de ces composés sont dissymétriques :

- une partie polaire qui possède une grande affinité pour l'eau. C'est la tête hydrophile.
- une partie non-polaire (insoluble dans l'eau), constitué d'une chaîne hydrocarbonée. C'est la queue hydrophobe.

Si l'architecture hydrocarbonée est assez importante (acide oléique), une couche monomoléculaire stable s'étale en surface. Mais certains corps amphiphiles dont l'architecture hydrocarbonée n'est pas assez importante sont solubles dans l'eau. La tension superficielle de leurs solutions aqueuses est alors très inférieure à celle de l'eau.

Les sels alcalins des acides humiques sont tensio-actifs et abaissent la tension superficielle de l'eau en fonction de leur concentration (VISSER, 1964; BUFFLE et MAILLEVIALLE, 1974; TSCHAPEK et WASOWSKI, 1976).

TSCHAPEK et al. (1978), CHEN et SCHNITZER (1978) en préparant des solutions aqueuses d'acides humiques et fulviques constatent une baisse de la tension superficielle de l'eau respectivement de 27,8% et 34,4%. Plus la concentration est forte, plus la tension diminue. Le plus grand pouvoir tensio-

dépressif des acides fulviques résulte d'une plus grande densité de charges i.e plus de groupes fonctionnels par unité de surface et d'un poids moléculaire plus faible. Des extraits de feuilles contenant environ 0.5% de matière organique dissoute font baisser la tension superficielle de l'eau de 25 à 30% alors que pour des extraits de sol la décroissance n'atteint que 6 à 10%.

* Conséquences.

- Mouvement de l'eau dans le sol.

TSCHAPEK et BOGGIO (1981) constatent que la variation de concentration de tensio-actifs (surfactants) provoque non seulement la migration du surfactant lui-même mais aussi celle de l'eau "sous-jacente". Sachant que la direction de l'eau dans un sol insaturé va dans le sens des potentiels croissants où si l'on préfère des basses vers les hautes tension de surface, la migration des surfactants provoque une différence de pression supplémentaire comparable à celle exercée par une différence de pression capillaire.

- Rétention hydrique.

HALLAIRE et BALDY (1963) humectent un même limon soit avec de l'eau distillée soit avec une solution de n-butanol d'une tension superficielle de 33 dynes/cm. Ils constatent qu'aux tensions élevées, les deux courbes de rétention sont identiques alors qu'aux potentiels plus faibles, la diminution de tension superficielle abaisse l'humidité à un potentiel donné. Ils expliquent ce phénomène par le fait qu'aux faibles tensions la quantité d'eau sous forme de manchette n'est pas négligeable et que la diminution de la tension tend justement à réduire ces manchettes.

- Mouillabilité.

D'après CHEN et SCHNITZER (1978), l'abaissement de la tension superficielle de la solution du sol dans les sols hydrophobes devrait provoquer une baisse correspondante de l'angle de contact donc améliorer la mouillabilité du sol. Mais aux pH acides et neutres, si les acides humiques sont prépondérants dans le profil, ils peuvent contribuer à l'hydrophobie du sol. Si dans les mêmes conditions de pH les acides fulviques sont présents en quantité suffisante, alors, ils se dissolvent dans la solution du sol et améliorent la mouillabilité. Aux pH plus élevés, acides humiques et fulviques contribueront à améliorer la mouillabilité. La variation saisonnière de la mouillabilité que l'on observe dans certains sols peut s'expliquer par le lessivage des acides fulviques.

* Conclusions.

Les acides fulviques et humiques ainsi que les pluvio-lessivats provoquent une diminution de la tension superficielle de la solution du sol. Ils diminuent la rétention hydrique du sol aux faibles tensions, favorisent l'écoulement de l'eau et selon les conditions de pH modifient la mouillabilité de l'espace poral.

→ pour ψ et π douce
si $\gamma \downarrow$ ou \downarrow

1.6. MATIERE ORGANIQUE, EAU ET SOL : LA MOUILLABILITE.

Pour apprécier la mouillabilité d'un échantillon de sol, on recourt à la mesure de l'angle de contact entre le liquide et le solide. Le concept d'angle de contact et de son équilibre est intéressant car il donne une définition à la notion de mouillabilité et indique les paramètres de surface à mesurer (ZISMAN, 1964).

1.6.1. Rappels.

Il y a 180 ans, Thomas YOUNG proposa d'interpréter l'angle de contact d'une goutte sur une surface plane solide comme le résultat d'un équilibre mécanique entre 3 tensions de surface :

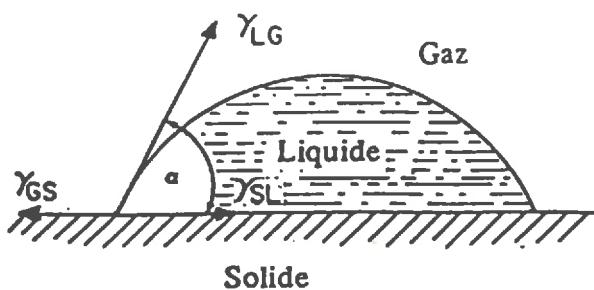


Fig.1.8 : Angle de contact d'une goutte au repos sur la surface plane d'un solide.

Pour que la goutte demeure en équilibre avec une phase solide et gazeuse, la somme vectorielle des trois forces résultant des trois types de tensions superficielles agissantes doit être nulle :

$$\gamma_{es} = \gamma_{sl} + \gamma_{lg} \cos \alpha$$

$$\text{d'où } \cos \alpha = (\gamma_{es} - \gamma_{sl}) / \gamma_{lg}$$

avec γ_{es} : tension superficielle entre le gaz et le solide.

γ_{sl} : tension superficielle entre le solide et le liquide.

γ_{lg} : tension superficielle entre le liquide et le gaz.

Si les forces adhésives entre le liquide et le solide sont plus grandes que les forces de cohésion du liquide lui-même et plus grandes que les forces d'attraction entre le gaz et le solide, alors l'angle de contact liquide-solide est aigu et le liquide mouille le solide. À l'inverse, un angle de 180° signifie que le solide couvert de gaz repousse le liquide. Il y a alors dans l'absolu une complète inmouillabilité.

Généralement, l'angle de contact d'un liquide donné sur un solide donné est constant sous des conditions physiques données. Toutefois, cet angle peut être

différent dans le cas d'un liquide qui avance sur un solide (angle de mouillage ou d'avancée) de celui d'un liquide qui se retire (angle de retrait) :

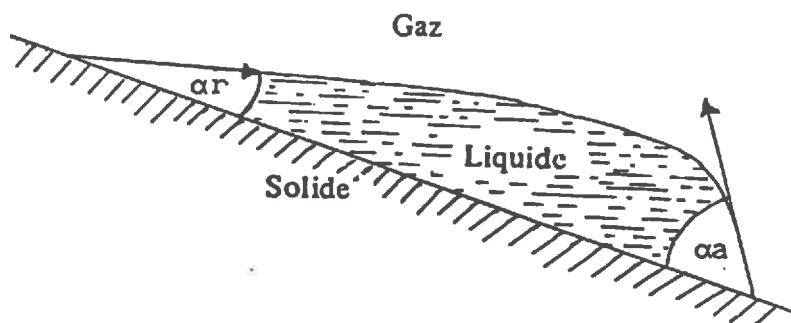


Fig.1.9 : Angle d'avancée et de retrait d'une goutte sur une surface inclinée.

L'angle de contact est différent également suivant la nature physico-chimique de la surface. Si celle-ci est revêtue de surfactants adsorbés de nature hydrophobe, l'angle de contact est alors considérablement plus grand que 0° .

D'autre part, YOUNG a développé son équation pour des liquides purs et des surfaces lisses. Or nous travaillons sur des sols sableux et la surface des grains de quartz est loin de répondre à ce critère. WENZEL (1936) a développé une relation entre la rugosité macroscopique d'une surface solide et l'angle de contact :

$$r = \cos \alpha' / \cos \alpha$$

où r est le facteur de rugosité défini comme le rapport de la surface réelle du solide à sa surface apparente ou enveloppe; habituellement, r est significativement plus grand que 1; α' l'angle de contact mesuré ou apparent; l'angle de contact réel α .

L'angle de surface traduit la nature physico-chimique de la surface. De 0° à 90° on parlera de surfaces plus ou moins hydrophiles. Au dessus de 90° , on parlera de surfaces hydrophobes.

1.6.2. Méthodes de mesure.

RIETVELD (1978), DeBANO (1981) et TSCHAPEK (1984) ont publié des mises au point concernant la mesure de la mouillabilité. De l'étude de ces monographies, il ressort que le temps de pénétration d'une goutte d'eau et la méthode de la vitesse d'ascension capillaire sont deux moyens simples et satisfaisants pour appréhender la mouillabilité des sols. Les méthodes de mesure de la mouillabilité des sols sont données en annexe 3.

1.6.2.1. Temps de pénétration d'une goutte d'eau.

On mesure le Temps de Pénétration d'une Goutte d'Eau (T.P.G.E.) déposée sur l'échantillon de sol. Plus le temps d'infiltration est long, plus le sol est considéré comme hydrophobe.

Si la méthode est simple, ses modalités d'application varient pratiquement avec chaque auteur. A partir de quelle durée doit-on considérer le sol comme hydrophobe ? BOND et HARRIS (1964) proposent un temps supérieur à 5 secondes, Mc GHIE et POSNER (1980) un temps supérieur à 60 secondes. ROBERTS et CARBON (1971) raffinent la méthode en liant le temps de pénétration à la valeur de l'angle de contact :

T.P.G.E.	Angle
$t > 300 \text{ s}$	$\alpha' > 90^\circ$
$1 \text{ s} < t < 300 \text{ s}$	$70^\circ < \alpha' < 90^\circ$
$t < 1 \text{ s}$	$\alpha' < 70^\circ$

Tab.1.1 : Temps de pénétration d'une goutte d'eau et valeur de l'angle de contact liquide-solide (ROBERTS et CARBON, 1971).

Le dépôt de la goutte d'eau varie également. SHOLL (1971) dépose 5 gouttes de 0.05 ml sur chaque échantillon, NAKAYA et al. (1977), NAKAYA (1982) une goutte de 0.01 ml, Mc GHIE et POSNER (1980) au moins 3 gouttelettes de 0.1 ml d'eau distillée. ROBERTS et CARBON (1971) lâchent une goutte d'une hauteur de 1.5 cm sur la surface de l'échantillon.

Puisque la goutte pénètre au bout d'un certain temps, c'est que l'angle de contact diminue. Le T.P.G.E. sert donc à caractériser la stabilité de l'hydrophobie du sol plus qu'à mesurer l'angle de contact liquide-solide (HAMMOND et YUAN, 1969; LETEY, 1969).

1.6.2.2. Ascension capillaire.

* Principes et calcul.

On pose les deux hypothèses suivantes :

- les pores du sol peuvent être représentés par des capillaires cylindriques (LETEY et al., 1962).
- la hauteur d'ascension capillaire, H_c , est définie comme étant la hauteur d'ascension capillaire maximale dans le sable sous laquelle l'humidité est constante, environ 80% de la saturation (EMERSON et BOND, 1962; HAMMOND et YUAN, 1969).

On dresse une colonne de sol dans une cuve d'eau selon le schéma suivant :

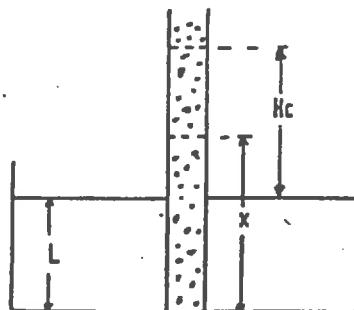


Fig.1.10 : Colonne de sol soumise à une pression hydrostatique L positive.

La circulation de l'eau dans un milieu saturé est décrite par la loi de Darcy :

$$A \varepsilon dx/dt = KA ((Hc - (x - L)) / x)$$

avec A : surface de la section du capillaire (cm^2).
 dx/dt : vitesse d'ascension du front de mouillage (cm/s).

K : conductivité hydraulique du sol (cm/s).

Hc : hauteur d'ascension capillaire maximale (cm).

L : hauteur du niveau d'eau libre (cm).

x : hauteur du front de mouillage (cm).

ε : porosité pleine derrière le front de mouillage (cm^3/cm^3).

d'où $dx/dt = K / \varepsilon ((Hc + L/x) - 1)$

Au moment de l'ascension maximale, la vitesse dx/dt est nulle. D'où :

$$Hc = x - L \quad \text{avec } L \text{ constant durant l'ascension capillaire.}$$

On calcule Hc à partir des valeurs de x mesurées pendant l'ascension. En reportant sur un graphique les valeurs de dx/dt en fonction de $1/x$, on obtient une droite. L'inverse de la valeur de $1/x$ quand la droite intercepte l'axe des $1/x$, c'est à dire quand dx/dt est nulle, donne x .

Il reste alors à soustraire L de x pour obtenir la hauteur d'ascension capillaire maximale Hc :

$$Hc = x - L$$

A l'équilibre, la pression capillaire P_c est égale à la pression gravitaire P_g (LETEY et al., 1962) :

$$P_c = (2 \gamma \cos \alpha) / r$$

γ : tension superficielle de la solution (dynes/cm)

α : angle de contact liquide-solide.

r : rayon du capillaire (cm).

$$P_g = \rho g H_c$$

ρ : densité de la solution (g/cm^3)

g : constante de gravité.

H_c : hauteur de la colonne de liquide
dans le capillaire (cm).

$$\text{d'où } H_c = (2 \gamma \cdot \cos \alpha) / \rho g r$$

$$\cos \alpha = (H_c \cdot \rho \cdot g r) / 2 \gamma$$

H_c est calculée, ρ , g et γ sont des constantes mais r est inconnu. Pour connaître l'angle de contact, il est nécessaire de faire deux mesures, une sur le sol lui-même et l'autre sur un échantillon du même sol parfaitement mouillable :

Pour le sol lui-même $H_{c1} = (2 \gamma \cdot \cos \alpha_1) / \rho g r_1$

Pour le sol rendu mouillable $H_{c0} = (2 \gamma \cdot \cos \alpha_0) / \rho g r_0$

$\alpha_0 = 0^\circ$ puisque le sol est mouillable.

$r_1 = r_0$ puisque les 2 échantillons sont identiques.

$$\text{donc } \cos \alpha_1 = H_{c1} / H_{c0}$$

La mouillabilité du sol est déterminée par le cosinus du rapport de la montée capillaire du sol à la montée capillaire du sol rendu mouillable. L'angle mesuré est l'angle de mouillage ou d'avancée apparent instantané (EMERSON et BOND, 1962; NAKAYA et al., 1977; NAKAYA, 1981).

pour quoi ne pas
du citer cela

1.6.3. Distribution des sols hydrophobes.

De nombreux auteurs ont décrit des sols présentant des caractères d'hydrophobie. Dans la plupart des cas, ce sont des sols sableux bien que Mc GHIE et POSNER (1980) décrivent un sol hydrophobe contenant plus de 20% d'argile.

On rencontre ces sols un peu partout dans le monde. Parmi les premières descriptions, nous trouvons celle de JAMISON (1946) en Floride, de VAN'T WOUDT (1959) en Nouvelle-Zélande, de BOND (1964) en Australie. Depuis, les travaux se sont élargis au Sud-Ouest américain (DeBANO, HOLZHEY 1969), au Japon (NAKAYA, 1977), à l'Italie (GIOVANNINI et al., 1983), à l'Inde (KUMAR, 1984), aux Pays-Bas (WESSEL, 1989).

1.6.4. Nature des composés hydrophobes.

L'intensité et la persistance de l'hydrophobie varient largement et semblent dépendre du type de végétation (HOLZHEY, DeBANO, ADAMS et al., 1969; SCHOLL, 1971), de la présence de champignons en particulier de basidiomycètes (SHANTZ et PIEMEISEL, 1917; BOND, 1964, 1969). Plusieurs auteurs signalent l'apparition de sols hydrophobes après des incendies de forêts (DeBANO, 1969; SAVAGE, 1974).

↳ «fleuve de la déniolite ou
eau d'au llage sur l'ollinité pour l'eau de 70 °

Le peuol ou chauffage

au dessus de 300° moulab. 6/9

La condition sine qua non pour que se développe l'hydrophobie d'un sol est la présence de matière organique. Dans les travaux de ZUNCKER (1930) confirmés par ceux de VAN'T WOUDT (1945), on observe une hydrophobie à chaque fois que les radicaux organiques acides ne sont pas neutralisés par les bases du sol. WANDER (1949) met en cause des sels de calcium ou de magnésium d'acides gras. L'extraction des huiles et cires par l'éther et les alcools éthyliques et méthyliques n'a aucun effet sur le degré d'hydrophobie (JAMISON, 1945). BOND (1969) attribue le caractère hydrophobe des sols sableux à des pellicules organiques produites par des champignons. Il constate que les extractants acides (0.01 N HCl) ou alcalins (0.025 N NaOH) réduisent considérablement l'angle de contact. Mais il conclut : "Pour l'instant, la nature de la matière organique active reste inconnue".

Le voile va se lever peu à peu. Tout d'abord avec les travaux de ROBERTS et CARBON (1972). A l'aide d'un grand nombre d'extractants, ils confirment l'origine végétale et microbienne du matériel organique hydrophobe et démontrent qu'il s'agit d'acides humiques. Les recherches ultérieures de TSCHAPEK et WASOWSKI (1976), CHEN et SCHNITZER (1976) mettent en lumière le caractère hydrophobe des acides humiques mais aussi leur caractère hydrophile dû à la structure amphiphile de la molécule. Ces travaux confirment les conclusions de BOZER et al. (1969) sur le mode d'action des phénols substitués : la partie hydrophile (-OH; -COO; -NH₂) s'adsorbe à la surface du minéral, tournant sa partie hydrophobe (-CH₃; =CH₂) vers "l'extérieur".

L'intensité de l'hydrophobie est saisonnière. BOND (1969) constate, sous climat méditerranéen, qu'elle est maximale après les premières grosses pluies d'automne et qu'elle décroît fortement à la fin du printemps et au début de l'été. On peut admettre que l'été chaud et sec provoque la déshydratation des molécules d'acide humique qui se traduit par le remplacement des liaisons M.O.-eau par des liaisons M.O.-M.O. et entraîne une très forte diminution de l'affinité de ces molécules pour l'eau (CHASSIN et LE BERRE, 1979). A l'automne, les acides fulviques sont lessivés du profil (CHEN et SCHNITZER, 1978); les acides humiques qui ont été soumis à des phases de dessication rendent alors l'horizon de surface hydrophobe.

1.6.5. Hydrophobie et caractéristiques hydrodynamiques.

L'action des substances hydrophobes sur les paramètres de transmission de l'eau (tels que l'infiltration ou la diffusivité, l'évaporation et la conductivité hydraulique dépend en fait, à texture égale, de la teneur en eau du sol) :

- à de faibles teneurs, c'est à dire en régime insaturé, les substances hydrophobes, agissant sur l'angle de contact liquide-solide, diminuent l'infiltration, l'évaporation et la diffusivité (DeBANO, 1969; 1971).

- à saturation, le comportement hydrologique des sols hydrophobes se rapproche de celui des sols mouillables. On note même un accroissement de la conductivité hydraulique (BRANDT, 1969; De JONG, 1983).

> evol de la teneur

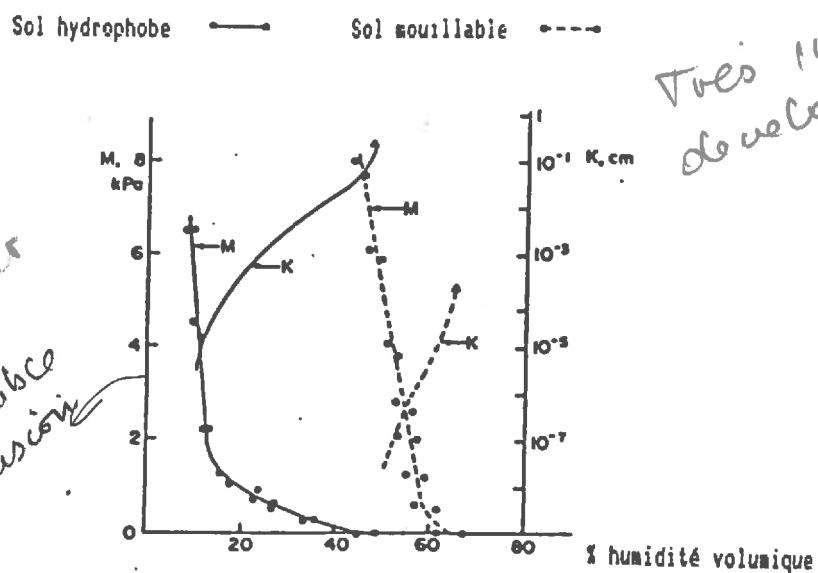


Fig1.11 : Influence de l'hydrophobie sur les relations teneur en eau volumique, tension matricielle (M) et conductivité hydraulique calculée (K) (De Jong, 1983).

La forme et la position de la courbe de rétention hydrique sont aussi affectées. Les teneurs volumiques en eau sont plus faibles dans l'échantillon hydrophobe et ceci à toutes les tensions. Il se caractérise par un drainage rapide aux faibles tensions.

1.7. CONCLUSION.

La matière organique n'entre que dans une faible proportion dans la masse totale du sol, proportion susceptible de varier au cours de l'année. Sa diversité est la cause de la diversité de ses influences aussi bien sur la matrice poreuse que sur le fluide qui y circule.

La matière organique participe à la structure du sol. Sa fraction humifiée, par les liens qu'elle tisse avec les argiles, est responsable de ce que l'on pourrait appeler la "structure de fond" du sol, structure prise en compte par le concept de stabilité structurale. La pédofaune, la matière organique figurée, les produits de décomposition modifient saisonnièrement l'arrangement des particules du sol.

A la structuration physique de la matrice poreuse viennent se greffer des modifications de nature chimique. Là aussi, la bibliographie met en évidence le rôle de la fraction humifiée, principalement les acides humiques et fulviques, dans les phénomènes de mouillabilité des sols. La partie hydrophile de la molécule humique s'adsorbe à la surface du minéral tournant sa partie

hydrophobe vers l'extérieur. La matière organique est responsable de l'état de surface des particules du sol.

La matière organique provoque aussi des modifications physico-chimiques de l'eau qui circule dans le sol. Les sels alcalins des acides humiques, les acides humiques et fulviques, les pluvio-lessivats provoquent une diminution de la tension superficielle de l'eau.

L'étude bibliographique du système sol- eau- matière organique a mis en évidence le rôle *primordial* de la fraction *humifiée* de la M.O. dans les modifications , à l'échelle microscopique, des propriétés physico-chimiques du sol et de l'eau qui y circule.

A l'échelle macroscopique, les caractéristiques hydrodynamiques du sol, la rétention hydrique $\theta(\psi)$ et la conductivité hydraulique $K(\psi)$, sont affectées (Fig.1.12) :

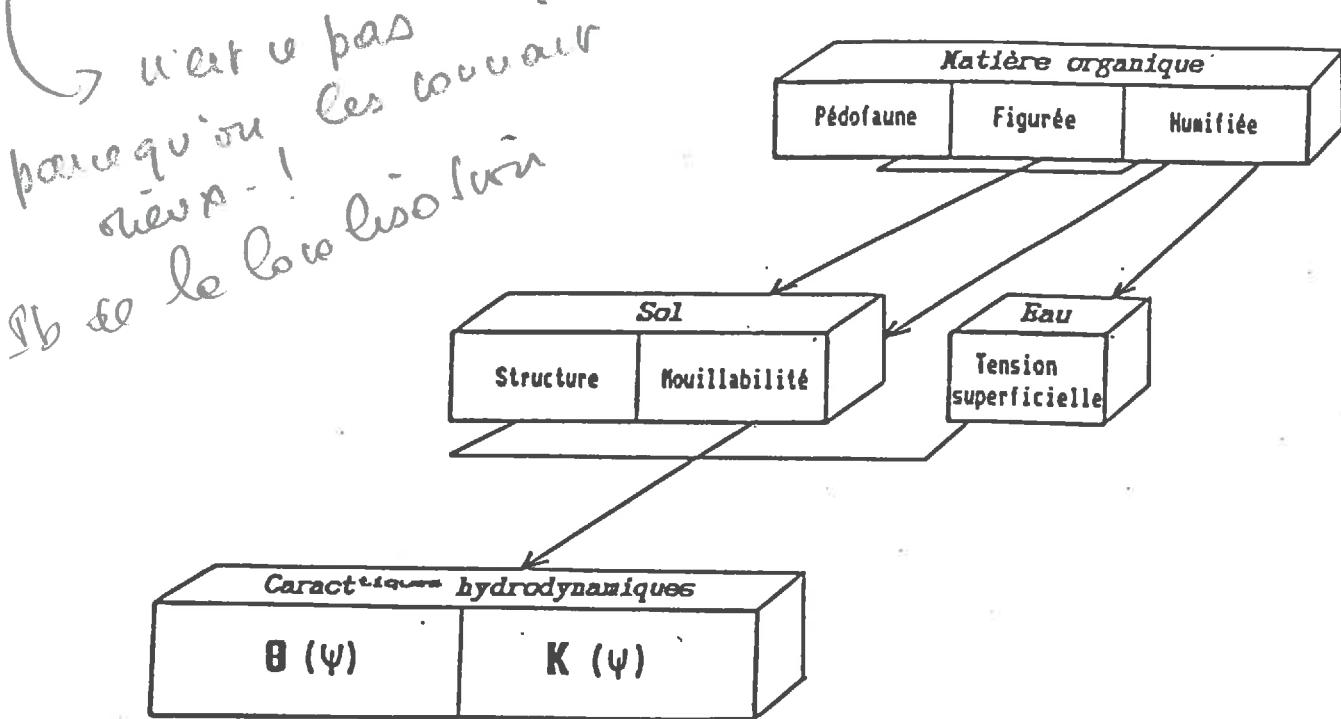


Fig.1.12 : Relations entre la matière organique, le sol et l'eau.

La M.O. a deux actions antagonistes sur la rétention :

- elle l'augmente par restructuration de l'espace poral et augmentation de la capacité d'adsorption.

- elle la diminue par abaissement de la tension superficielle du sol et/ou modification du degré d'hydrophobie du sol. Les phénomènes de mouillabilité apparaissent en régime insaturé. A saturation, les sols hydrophobes ont le même comportement que les sols mouillables.

En régime insaturé, les paramètres de transmission de l'eau comme l'évaporation, l'infiltration, la diffusivité et la conductivité hydraulique sont réduits. A saturation, l'ajout de M.O. augmente la conductivité hydraulique.

1.8. BUTS DE L'ETUDE.

L'étude bibliographique préalable a permis d'orienter la suite de ce travail. Deux axes de recherche ont été dégagés :

- fractionner la matière organique afin d'évaluer le rôle de ses différentes fractions humiques sur la rétention hydrique.
- étudier la mouillabilité des sols. La loi de Jurin servira de fil conducteur en nous indiquant les paramètres à étudier : tension superficielle et angle de contact. Nous nous attacherons d'abord à mettre en évidence ces deux paramètres dans un milieu de moyenne montagne tempérée. Puis nous étudierons les relations existant entre la mouillabilité et la rétention hydrique. Le passage à l'échelle macroscopique de la rétention sera l'occasion de proposer un modèle de fonctionnement hydrique replaçant le sol dans un contexte temporel.

et voilà !!
Ce paragraphe est tout à fait
insuffisant.

Hystéresis !

CADRE DE L'ETUDE

2.1. LE BASSIN DE LA FECHT.

La vallée de la Fecht, en amont de Turckheim, est une vallée ample et profonde qui entaille le versant oriental des Hautes-Vosges à la latitude de Colmar dans le département du Haut-Rhin (68). Elle couvre une superficie de 230 km². Le bassin de la Fecht sert de cadre, depuis une dizaine d'années, aux recherches hydrologiques, (phénologiques) et mésoclimatiques menées par les laboratoires de Géographie Physique et d'Ecologie Végétale de Strasbourg (ERA 569 C.N.R.S.).

*Action du climat sur phénologie
biologique saisonnière*

2.1.1. Relief du bassin de la Fecht.

Le bassin de la Fecht est limité à l'ouest par la crête principale des Vosges, d'orientation SSW-NNE, dont l'altitude oscille entre 1131m au col de la Schlucht et 1362m au sommet du Hohneck. Son relief se caractérise par d'amples sommets convexes prolongés par des versants rectilignes entamés brutalement par des cirques glaciaires sur la bordure orientale.

Trois lignes de crêtes jalonnées de croupes convexes, s'abaissent progressivement en direction de l'est, vers la plaine d'Alsace, depuis la crête principale (Fig. 2.1) :

- au nord, une ligne joignant le Gazon de Faing (1303m) aux Trois-Epis (733m) forme la ligne de partage des eaux avec le bassin de la Weiss. .
- au sud, une ligne de crête reliant le Lauchenkopf (1314m) aux Cinq-Châteaux (602m) sépare le bassin de la Fécht de celui de la Lauch.
- la troisième ligne de crête descend du Hohneck jusqu'à Munster (400m) et sépare les sous-bassins de la Petite et Grande Fecht.

Les versants des hautes vallées encaissées sont en pente forte de l'ordre de 22° à 30° aux abords de la crête principale. A l'aval, la vallée de la Fecht est élargie et plane.

2.1.2. Géologie du bassin de la Fecht.

Le substrat géologique du bassin de la Fecht est composé de terrains cristallins et cristallophylliens (55% de la surface du bassin), de grauwackes au SW (22.5% de la surface), de lambeaux de grés triasiques au nord (1.5% de la surface).

L'histoire varisque ou hercynienne des terrains granitiques et métamorphiques a été retracée par FLUCK (1980). La tectogénèse hercynienne débute à la fin du Viséen (Carbonifère inférieur, -345 MA) par une phase de compression N-S qui affecte les terrains pré-varisques composés d'un socle

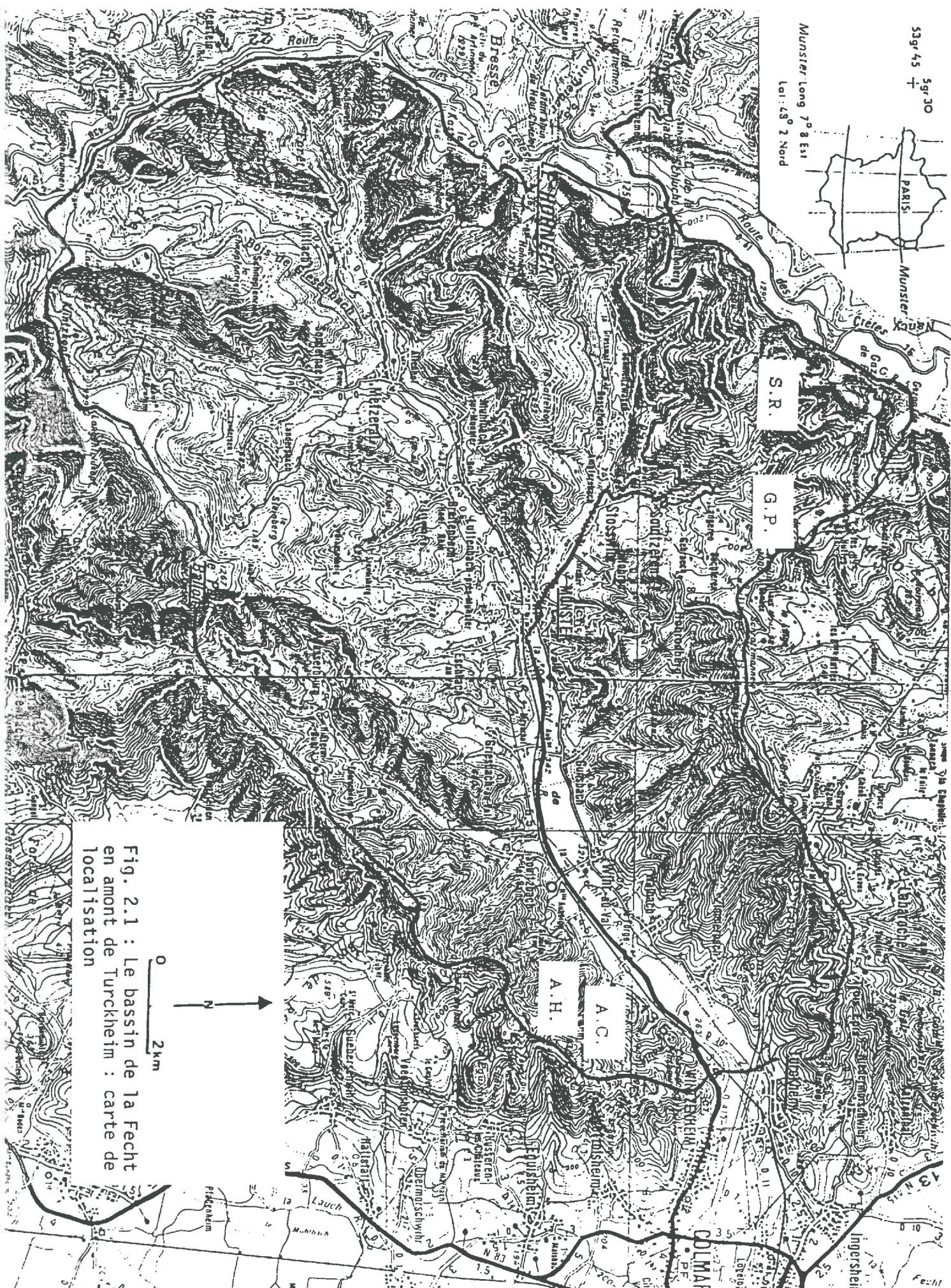


Fig. 2.1 : Le bassin de la Fecht en amont de Turckheim : carte de localisation

gneissique et d'une couverture volcano-sédimentaire (Grauwackes viséennes de faciès Culm). Au Namurien (Carbonifère supérieur, -300MA), une phase de détente provoque l'intrusion de granites (granites des crêtes) qui s'accompagne de l'anatexie du socle et du métamorphisme de contact de la couverture viséenne.

Une seconde phase de compression N-S provoque le chevauchement de grandes nappes du socle (Migmatites des Trois-Epis) dont la mise en place induit une brusque augmentation de pression. Dans la zone de réchauffement, les terrains viséens métamorphisés se transforment en migmatites (Migmatites de Kaysersberg).

Postérieurement à ces épisodes tectoniques, l'ensemble du massif se comporte comme une masse rigide et passe une longue période tectoniquement calme durant laquelle il subit l'ablation partielle de la couverture viséenne. Suite à l'effacement du relief hercynien, les formations détritiques du Trias inférieur (Bundsandstein, -240 MA) recouvre le massif varisque pénéplané. Des lambeaux de grés du Bundsandstein sont conservés au nord du bassin de la Fecht.

L'effondrement du fossé rhénan, contre-coup de la surrection alpine, ébauché à l'Eocène (- 60 MA) aboutit à l'Oligocène (-33 MA) à l'individualisation du horst vosgien. L'érosion du massif est alors responsable de la mise en place de puissantes séries conglomératiques sur le rebord du fossé rhénan en particulier dans la région de Colmar.

La reprise de la surrection des Vosges au Pliocène (-12 MA) et au Quaternaire (-2 MA) et l'affaissement du fossé rhénan ont provoqué l'incision du versant oriental du massif par incision régressive. Les dépôts corrélatifs dans le fossé alsacien ne dépassent pas 100m pour le Pliocène tandis qu'ils atteignent 250m pour le Quaternaire.

2.1.2.1. Lithologie (SCHWEBEL, 1982).

Nous nous intéresserons uniquement à la description lithologique des roches mères de nos 4 sites.

* Les granites.

- Granite du Lac Vert : granite grenu à deux micas provenant de l'anatexie du socle prévarisque. C'est un granite à grain moyen, compris entre 1 et 2 mm, à biotite et à muscovite. Les phénocristaux y sont rares ou absents. Les plagioclases sont souvent zonés et à cœur altéré. Le quartz s'y présente en cristaux groupés en amas, à structure engrenée. La biotite, parfois disposée en structure cloisonnée est souvent chloritisée. Ce leucogranite présente un caractère subalcalin, plus sodique que potassique.

- Granite de Hohrodberg : granite à biotite "cloisonnée" au faciès peu porphyroïde. Les cristaux de quartz sont très engrenés. Les phénocristaux de feldspath alcalin sont très peu altérés. La biotite est souvent chloritisée et la muscovite est absente. C'est un granite d'anatexie formé à partir d'un matériel semblable aux Migmatites du Kaisersberg.

* Les terrains sédimentaires.

- Grauwackes de faciès Culm : c'est une série de type flysch (GAGNY 1962). Cette roche siliceuse, riche en fer et en aluminium, est caractérisée par

l'abondance des minéraux ferro-magnésiens (biotite, amphibole, pyroxène) et par la présence de chlorites ferrifères très altérables. La série schisto-arkosique de Soultzbach, qui nous intéresse plus particulièrement a subi un fort métamorphisme de contact.

2.1.3. Climat du bassin de la Fecht (PAUL, 1982).

L'orientation méridienne et l'altitude du massif vosgien qui oscille entre 1150 et 1350m induisent une variation mésoclimatique du climat régional. Cette situation orographique qui fait obstacle aux flux d'ouest représentant 35% des types de temps, provoque l'augmentation de la pluviosité sur le versant lorrain avec un maximum sur les parties sommitales du massif (2100 mm/an au Hohneck à 1362m d'altitude) ainsi qu'une brutale décroissance des précipitations sur le versant alsacien par effet de foehn (587 mm/an à Colmar à 209 m d'altitude, 25 km à l'est).

Les précipitations du bassin de la Fecht sont donc caractérisées par un fort gradient horizontal de l'ordre de 60 mm/km/an. ~~60 mm / au / km~~

Les courbes de répartition mensuelles des précipitations font apparaître un contraste important entre l'amont et l'aval de la vallée. On passe très rapidement d'un régime typiquement océanique sur les crêtes (HAE) au régime continental à Colmar (EPAH).

Les températures moyennes annuelles ne s'écartent pas trop des moyennes régionales. Elles vont de 6.2°C à l'Altenberg (1084 m) à 10.1°C à Colmar/Meyenheim (208 m) soit un gradient moyen ne dépassant pas 0.5°C/100 m.

Le gradient des précipitations fonction de la distance à la ligne de crête (HUMBERT et PAUL, 1982) et le gradient de température, fonction de l'altitude, se conjuguent pour individualiser des étages climatiques qui ont pour conséquence un étagement de la végétation et des sols (CARBIENER, 1963; SOUCHIER, 1971; BOUDOT, 1976; de RUFFRAY, 1982).

2.2. LES SITES.

2.2.1. Critères du choix.

Les sols et formations superficielles du bassin de la Fecht sont dans leur ensemble très filtrants (AMIET, 1980; VIVILLE, 1985; OH, 1985; REUTENAUER, 1987). Cependant, il existe une nette différentiation entre les horizons superficiels riches en matière organique, à fort pouvoir de rétention hydrique et les autres horizons minéraux à faible rétention hydrique. VIVILLE (1985) montre que la matière organique fine explique 65 à 80% de la variabilité de la rétention en teneur pondérale rejoignant en cela HOLLIS et al., (1977).

Les taux de matière organique variant aussi bien verticalement à l'échelle du profil, qu'horizontalement à l'échelle du bassin (Reutenaer, 1987), nous

avons prélevé sur les 30 premiers cm du sol ainsi qu'à des distances différentes de la crête des Vosges.

Afin de mettre en lumière l'éventuel aspect qualitatif de la matière organique sur la rétention hydrique, on a choisi des formations végétales différentes ainsi que des types de sol différents.

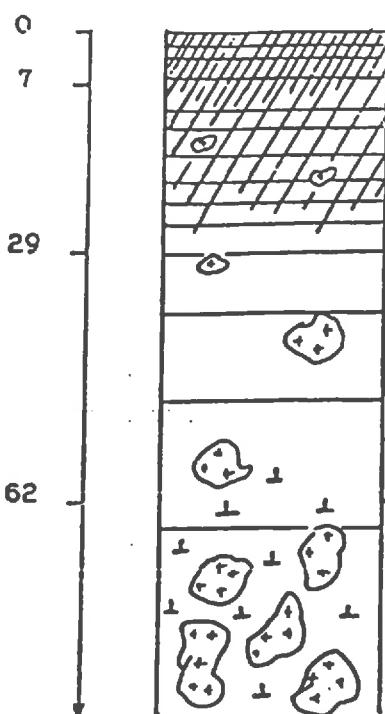
Enfin, pour la continuité de l'étude, on a repris des sites déjà étudiés par nos prédecesseurs, Geisberg-Pelouse et Schildmatt-Résineux.

SITES	ETAGE CLIMATIQUE	ALTITUDE	DISTANCE A LA CRETE	VEGETATION	TYPE DE SOL
Schildmatt	Montagnard supérieur	950m	1 km	Hêtraie-sapinière à canche	Ocre podzolique
Geisberg	Montagnard moyen	810m	4 km	Pelouse	Brun de culture
Aspach1	Montagnard inférieur	510m	17 km	Chênaie thermophille	Brun acide
Aspach2	Montagnard inférieur	500m	17 km	Hêtraie-sapinière à fétuque	Brun acide

Tab. 2.1 : Caractéristiques écologiques des sites étudiés.

2.2.2. Description.

- Nom du site : Geisberg-Pelouse; sol brun de culture (AMIET, 1980).
- Localisation : Commune de Soultzeren (68), versant du Geisberg, à 100m de la route montant au col du Wettstein, près du pluviomètre.
- Topographie : Pente 25%; exposition ESE; altitude 810m.
- Roche-mère : Granite à 2 micas du Lac Vert; formation de pente à blocs emballés.
- Caractérisation climatique : Montagnard moyen; P=1227 mm; T=4.4 °C.
- Végétation : Pelouse pâturée et fumée.



Horizon A1 : Couleur brun-rougeâtre (5 YR 5/3 à sec). Structure polyédrique subangulaire nuciforme. Agrégats fins à moyens. Feutrage racinaire important à direction verticale préférentielle. Bonne activité biologique (lombrics). Charge élevée en graviers. Limite inférieure distincte et régulière. Texture sablo-argileuse.

Horizon A1/B : Couleur brun-rougeâtre clair (5 YR 5/3 à sec). Texture sablo-limoneuse. L'enracinement s'ammenuise progressivement. Structure polyédrique moyenne. Nombreux graviers de granite, cailloux légèrement altérés. Transition directe, limite irrégulière.

Horizon B : Couleur brun foncé (7.5 YR 5/6 à sec). Texture sablo-limoneuse. Structure polyédrique moyenne. Graviers abondants. Présence de quelques cailloux parfois très altérés. Quelques racines ($\varnothing < 1\text{ mm}$). Transition distincte, limite ondulée.

Horizon B/C : Arène granitique jaune-rougeâtre (7.5 YR 6/6 à sec). Texture sableuse. Structure particulière. Graviers, cailloux altérés et très altérés. Absence de racines.

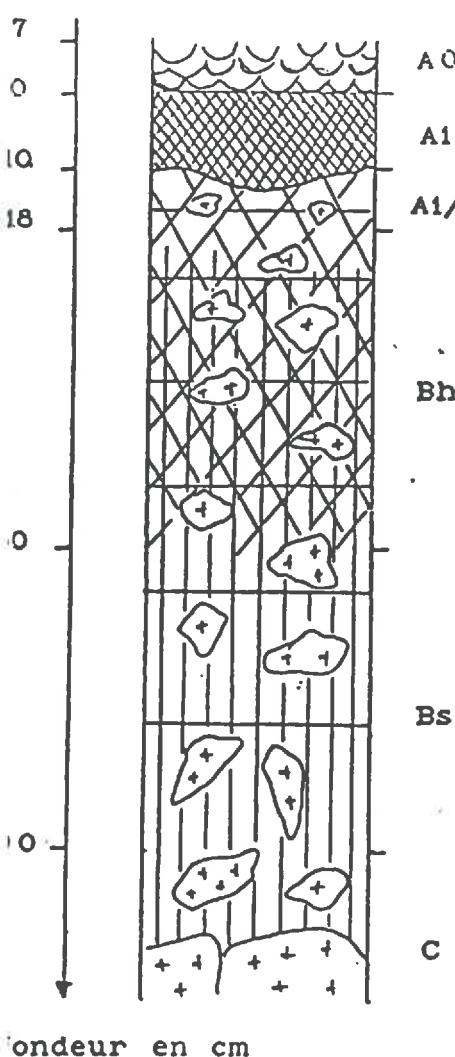
Profondeur en cm

SA / SL

- Nom du site : Schildmatt-Résineux; sol ocre podzolique.
 - Localisation : Commune de Soultzeren (68), près de la ferme de la Schildmatt, à 200m du fond du vallon du Missen.
 - Topographie : Pente 20%; exposition N; altitude 950m.
 - Roche-mère : Granite du Hohrodberg à biotite; formations à blocs emballés lavés.
 - Caractérisation climatique : Montagnard supérieur; P=1744 mm; T=3.4 °C.
 - Végétation : Hétraie-sapinière à canche, à luzule et à myrtille.

Strate arborescente : sapin (*Abies alba*), épicéa (*Picea excelsa*), hêtre (*Fagus sylvatica*).

Strate herbacée : canche flexueuse (*Deschampsia flexuosa*), myrtille (*Vaccinium myrtillus*), luzule blanchâtre (*Luzula albida*).



Horizon A0 : Litière, aiguilles de conifères, quelques feuilles de hêtre, nombreuses racines rougeâtres. Quelques grains de quartz blancs.

Horizon A1 : Moder noir (7.5 YR 4/2 à sec) légèrement fibreux. Nombreux grains de quartz blancs (2 mm), quelques graviers de 1 à 2 cm. Aspect gras au toucher. Limite inférieure nette.

Horizon A1/Bh : Humifère brun-violacé (7.5 YR 5/3 à sec) passant progressivement au brun (7.5 YR 5/4 à sec). Texture sablo-limoneuse. Structure polyédrique angulaire. Quelques grains de quartz et graviers altérés. Quelques cailloux ($\phi = 10\text{cm}$). Nombreuses racines fines. Transition graduelle ondulée.

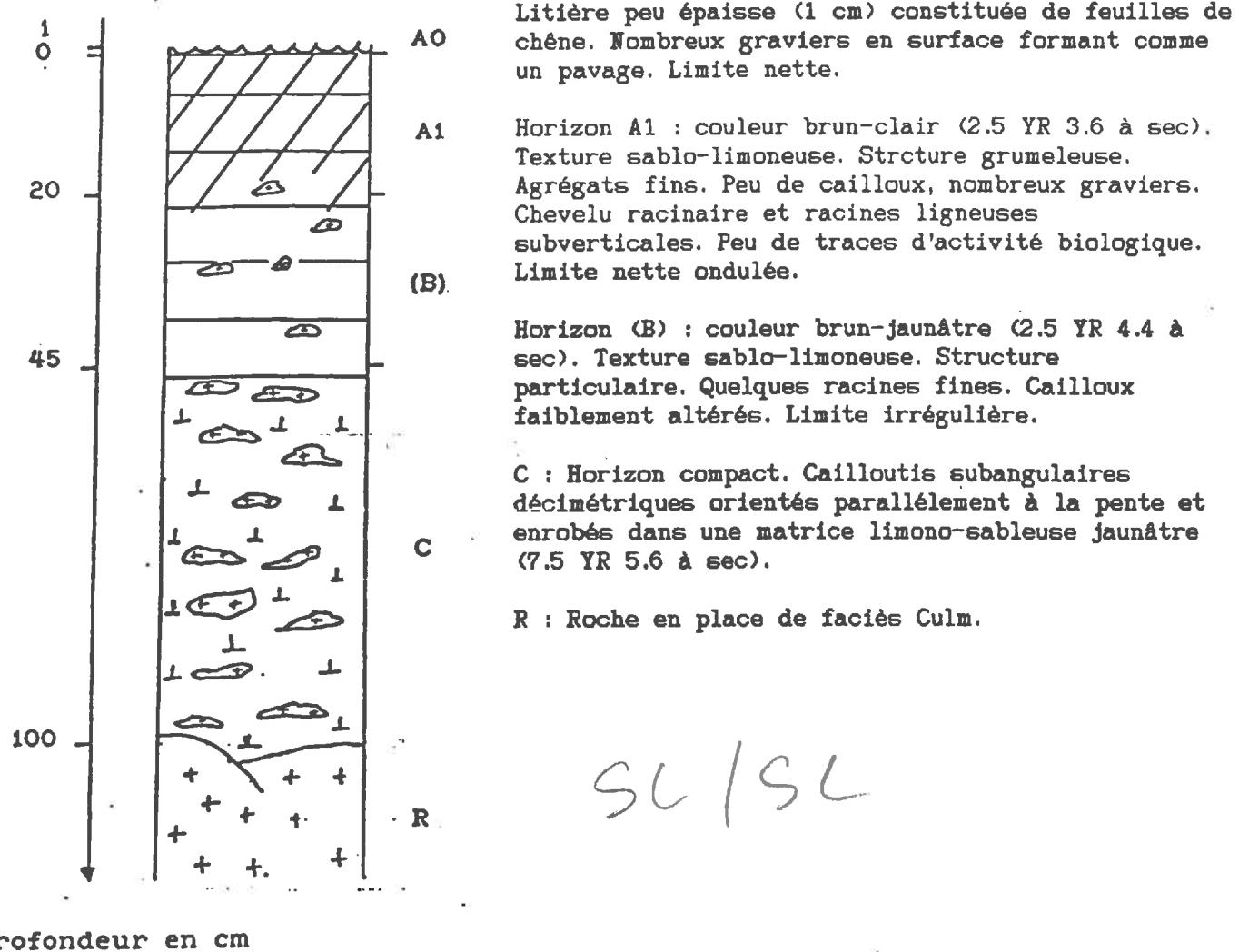
Horizon Bh : Ocre brun-pâle (7.5 YR 6/4 à 7.5 YR 5/4 à sec). Texture sablo-limoneuse. Structure polyédrique subangulaire à agrégats très fins. Très nombreux cailloux ($\phi = 10\text{cm}$) et graviers. Racines moyennes et grosses. Transition ondulée à peine perceptible.

Horizon Bs : Ocre brun-pâle (7.5 YR 6/4 à 7.5 YR 6/6 à sec). Texture sablo-limoneuse. Structure polyédrique à grumeleuse à agrégats très fins. Nombreux cailloux et blocs subangulaires de 10 à 30 cm de long et graviers. Quelques racines de grosses tailles.

C : Arène granitique de couleur ocre brun-beige à poches sableuses.

SA? . / sc

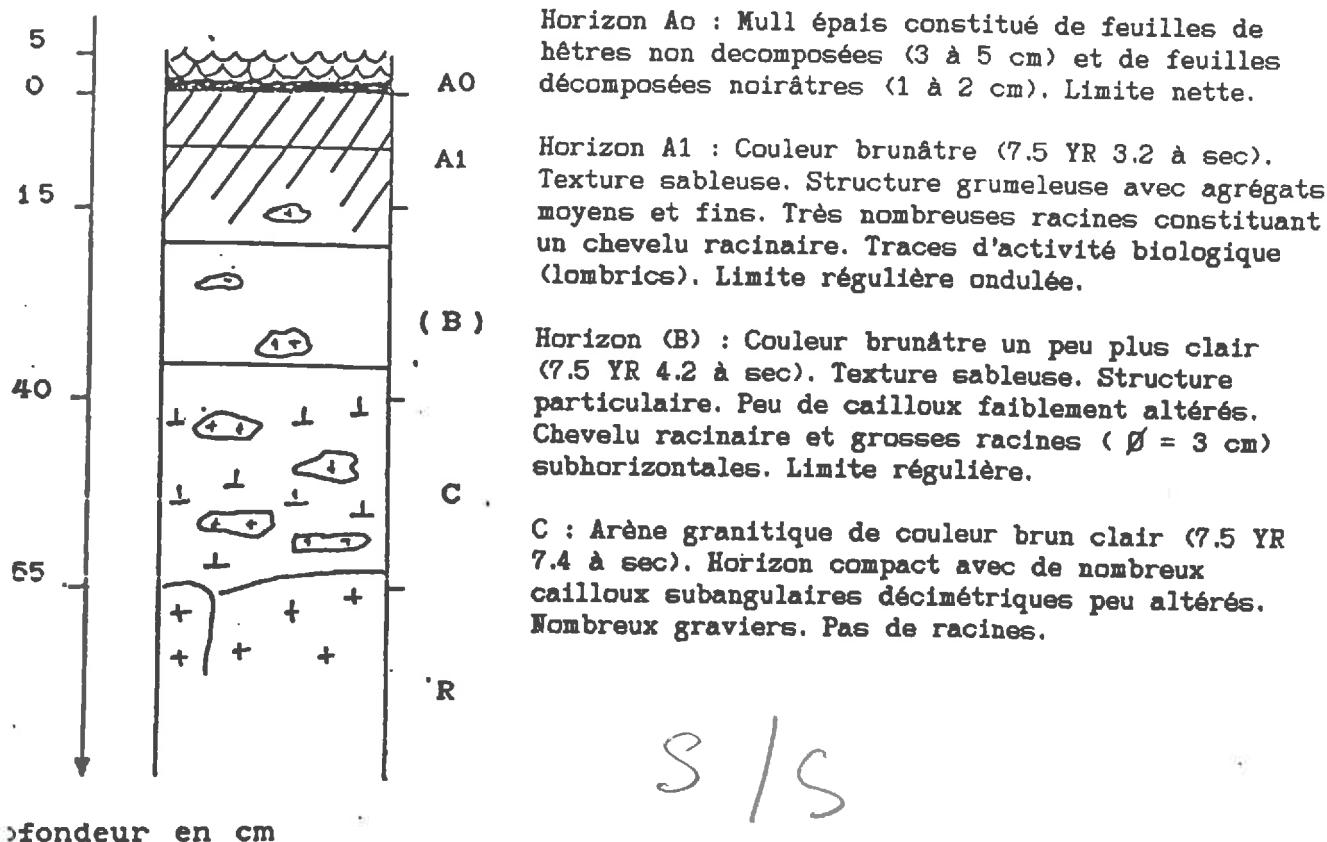
- Nom du site : Aspach-Chênaie, sol brun acide.
 - Localisation : Bois de Wintzenheim (68), vallon de l'Aspachthal, à 2.5 km environ de la maison forestière d'Aspach.
 - Topographie : Pente 12 %, exposition SW, altitude 510 m.
 - Roche-mère : Grauwackes de faciès Culm remaniés par gélifluxion.
 - Caractéristique climatique : Montagnard inférieur, P=688 mm, T=8.0 °C.
 - Végétation : Chênaie thermophile.
- Strate arborescente : chêne sessile (*Quercus sessiliflora*).
 Strate herbacée : luzule blanchâtre (*Luzula albida*), germandrée (*Teucrium scorodonia*), mélisque à une fleur (*Melica uniflora*).



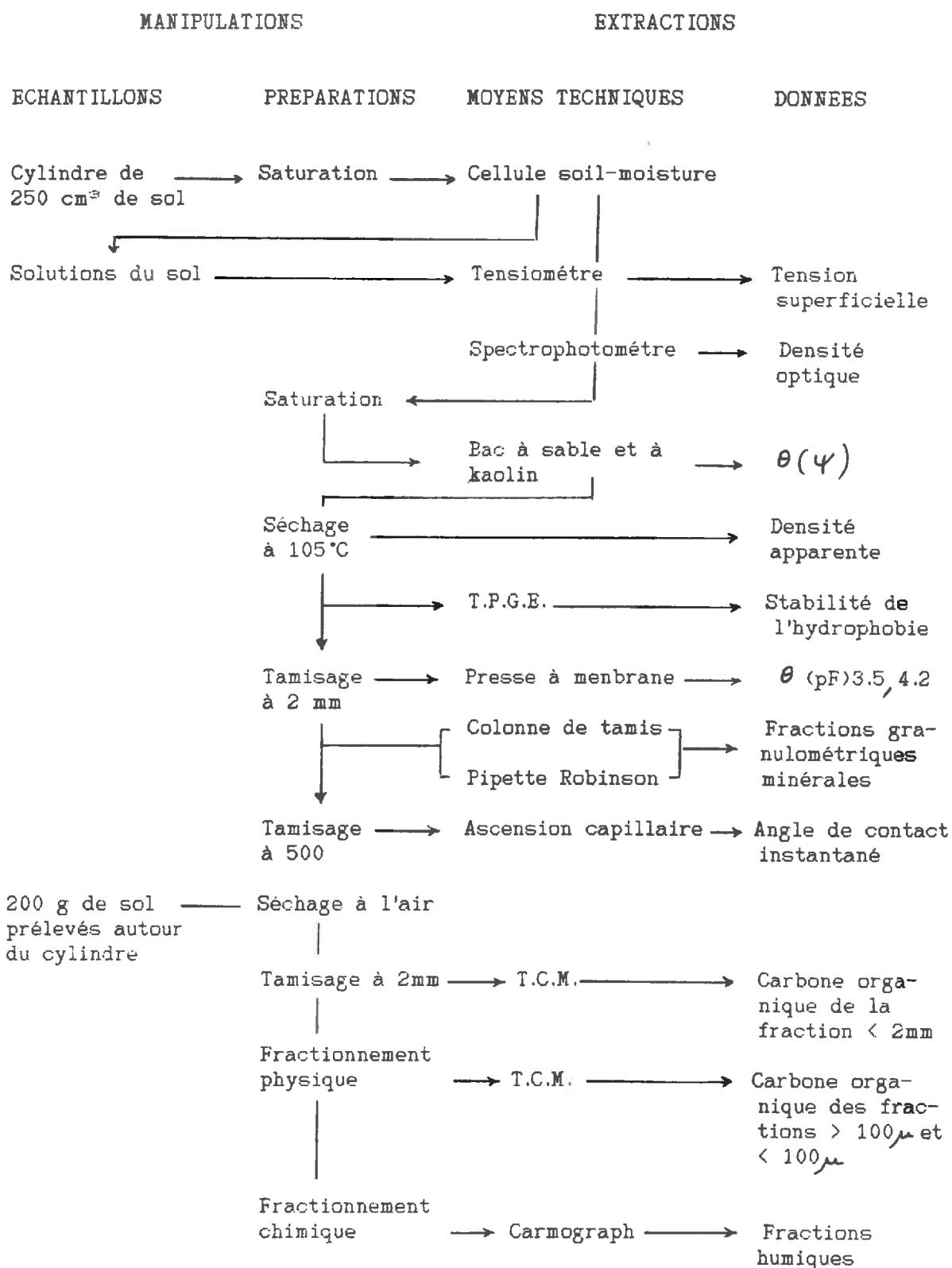
- Nom du site : Aspach-Hêtraie; sol brun acide.
- Localisation : Bois de Wintzenheim (68), à la tête du vallon de l'Aspachthal, à 1.5 km environ de la maison forestière d'Aspach.
- Topographie : Pente 17°, exposition NNW, altitude 500 m.
- Roche-mère : Granite du Hohrodberg à biotite.
- Caractérisation climatique : Montagnard inférieur, P=688 mm, T=8.0° C.
- Végétation : Hêtraie-sapinière à fétuque.

Strate arborescente : hêtre (*Fagus silvatica*), sapin (*Abies alba*), quelques érables sycomores (*Acer pseudoplatanus*).

Strate herbacée : fétuque des bois (*Festuca silvatica*), fougère dilatée (*Polystichum spinulosum*), aspérule odorante (*Asperula odorata*).



- Couche organique peu décomposée.
- Horizon humifère peu actif.
- Horizon humifère actif.
- Argile avec oxyde de fer.
- Accumulation de fer ferrique hydraté (ocre).
- Roche mère en cours d'altération.
- Roche mère siliceuse.



2.4. LES CARACTÉRISTIQUES GRANULOMÉTRIQUES.

2.4.1. Analyse granulométrique de la matrice poreuse.

2.4.1.1. Les éléments grossiers supérieurs à 2 mm.

Après séchage à l'étuve à 105°C pendant 48 heures, l'échantillon de sol contenu dans un cylindre de 250 cm³ est tamisé pendant une demi-heure à 2mm. Les éléments grossiers supérieurs à 2 mm sont récupérés, pesés et divisés en deux fractions :

- d'une part, les éléments lithiques.
- d'autre part les éléments organiques grossiers qui sont séparés de la fraction lithique par flottaison dans l'eau.

Les deux fractions sont séchées et pesées.

2.4.1.2. La matrice fine inférieure à 2 mm.

* La matière organique.

Le taux de M.O. de la fraction inférieure à 2 mm a été déterminé au C.P.B. de Nancy-Vandoeuvre à l'aide d'un T.C.M.. Le taux de M.O. est calculé en multipliant le taux de carbone organique par 1,72.

* La matrice minérale fine.

On détermine le spectre granulométrique de la fraction minérale fine en combinant méthodes chimiques et physiques. La dispersion du sol se fait en 2 étapes :

- D'abord une destruction de la M.O. en ajoutant de l'eau oxygénée H₂O₂ plus ou moins diluée suivant la quantité de M.O. à une température de 90°C. Après cessation de l'effervescence, on élimine H₂O₂ par chauffage. On vérifie l'absence de H₂O₂ par une goutte de KMnO₄, qui ajoutée à la solution, doit rester rose.

- Puis l'échantillon est récupéré, transvasé dans une allonge de 1 litre. Afin d'éliminer les ions flocculants (Ca²⁺), on ajoute un sel neutre, l'hexamétaphosphate de sodium. On complète à un litre et on laisse à l'agitation mécanique pendant 1 heure.

* Prélèvement.

Les argiles (<2 μm) et les limons fins sont prélevés par densimétrie selon la méthode de la pipette de Robinson après des temps de repos dépendant de la loi de Stokes.

Ces développements sont à bon utile ?

(Ensuite nous en aurons.)

* Tamisage des sables.

Le contenu de l'allonge est versé sur un tamis de 50 μ et lavé à l'eau distillée. Les sables récupérés sont séchés et tamisés par agitation mécanique sur une colonne de tamis de la norme AFNOR. L'obtention du spectre granulométrique à partir des 21 tamis de la colonne peut être considérablement allégée. VIVILLE (1985) montre que trois classes de sables (50-200 μ ; 200-500 μ ; 500-2000 μ) décrivent de façon satisfaisante la distribution granulométrique de la fraction supérieure à 50 μ . Afin de comparer les variables granulométriques avec celles obtenues lors du fractionnement de la M.O., nous avons été amené à prendre en compte une 4ème classe de sables : les sables très fins de 50 à 100 μ . Les 4 classes de sables retenues sont donc les suivantes :

50-100 μ : sables très fins
100-200 μ : sables fins
200-500 μ : sables moyens
500-2000 μ : sables grossiers

Sables fins

Sables grossiers

* Les limons grossiers.

Le pourcentage des limons grossiers (20-50 μ) est obtenu par différence. La somme des différentes fractions granulométriques FG_i et du taux de matière organique exprimés en pourcentage pondéral de la fraction fine organo-minérale est retranchée de 100% :

$$LG = 100 - (\sum FG_i + M.O.)$$

Dans le cas d'échantillons très organiques, il arrive que toute la M.O. ne soit pas détruite par l'eau oxygénée (NAKAYA, 1982). La somme des différentes fractions granulométriques et organiques est alors supérieure à 100% et le taux de limons grossiers négatif (VIVILLE, 1985; REUTENAUER, 1987). On a donc calculé le taux de M.O. effectivement oxydée à l'aide de l'équation de Reutenuer établie sur 203 échantillons :

$$M.O._{ox} = 0.823 M.O. - 2.15 \quad r = 0.91 \quad SE = 0.94$$

On remplace M.O. par M.O._{ox} :

$$LG = 100 - (\sum FG_i + M.O._{ox})$$

2.4.2. Résultats.

2.4.2.1. La fraction lithique grossière.

Du fait de la dimension du cylindre de diamètre 8 cm, la fraction lithique grossière ne contient que des graviers et des cailloux. Exprimée en pourcents du poids total de l'échantillon, elle est importante (Tab.2.2; Fig.2.2). Tous sites confondus, le pourcentage le plus faible est de 20%, le plus élevé de 75%. La distribution verticale varie d'un profil à l'autre. Sur le site Geisberg-

Geisberg
Falouse

Schildwolff
Reservoir

Aspach/
Chauve

Aspach 2/
Hehau

SITE	PROFONDEUR	% F > 2 mm	% 2 mm < F < 100 µ	% F < 100 µ	% R.O. < 2 mm
G.P.	00-05 cm	26,90	31,44	27,33	14,32
	05-10 cm	35,30	38,85	20,52	5,32
	10-15 cm	46,60	31,65	18,79	2,55
	15-20 cm	47,70	31,88	18,64	1,77
	20-25 cm	52,70	30,02	16,07	1,20
	25-30 cm	56,40	30,34	12,28	0,95
	30-35 cm	57,00	32,02	10,31	0,66
S.R.	00-05 cm	23,40	22,85	22,35	31,40
	05-10 cm	20,30	33,42	30,84	14,44
	10-15 cm	17,80	45,48	27,74	8,97
	15-20 cm	26,00	42,79	24,61	6,60
	20-25 cm	18,80	42,52	32,02	6,65
	25-30 cm				
A.C.	00-05 cm	76,20	6,82	13,69	3,28
	05-10 cm	70,70	8,67	19,09	1,54
	10-15 cm	60,10	12,75	25,15	2,00
	15-20 cm	53,90	13,17	30,81	2,11
	20-25 cm	49,90	12,34	36,45	1,31
	25-30 cm	48,70	16,15	33,67	1,47
A.H.	00-05 cm	50,00	32,98	13,72	3,29
	05-10 cm	35,30	41,71	20,20	2,78
	10-15 cm	30,50	46,79	21,64	1,64
	20-25 cm	29,40	47,98	21,44	0,97
	25-30 cm				

Granit

Granit

Grauwacke
roche délitifile.

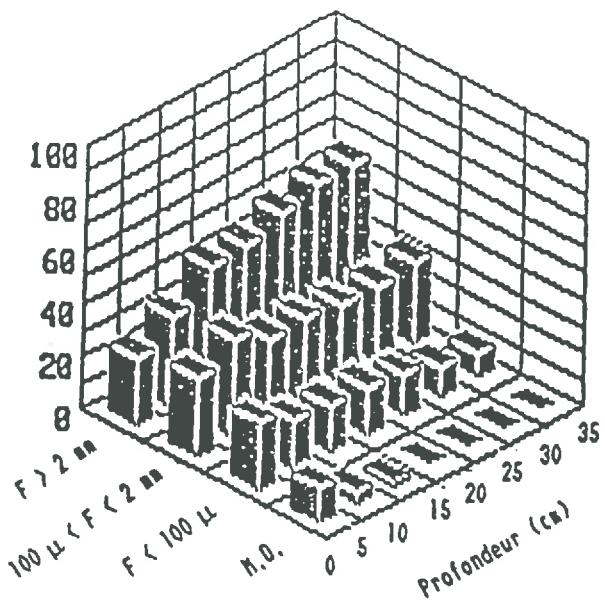
Granit

Tab. 2.2 : Fractions granulométriques et organique (% poids total).

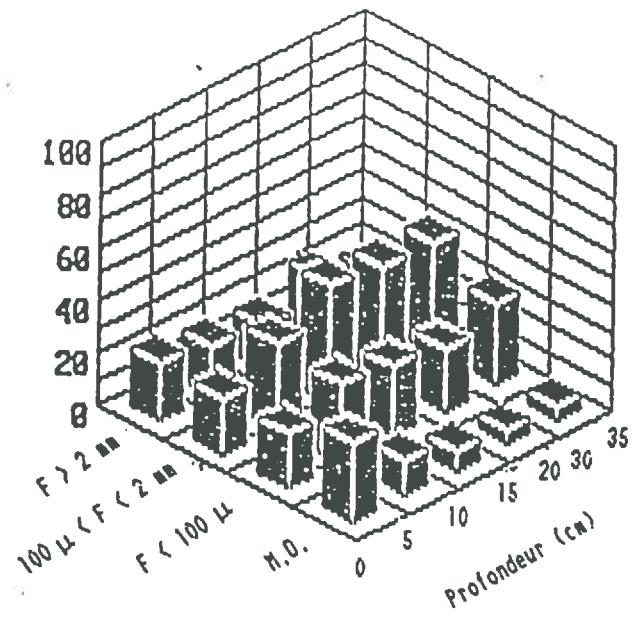
SITE	PROFONDEUR	A. 0-2 µ	L.F. 2-20 µ	L.G. 20-50 µ	S.T.F. 50-100 µ	S.F. 100-200 µ	S.R. 200-500 µ	S.G. 500-2000 µ
G.P.	00-05 cm	12,12	12,89	16,87	4,63	7,23	32,23	14,02
	05-10 cm	7,11	11,17	11,31	4,98	7,35	44,36	13,71
	10-15 cm	9,31	12,84	9,07	5,87	8,10	36,14	16,35
	15-20 cm	9,31	14,09	7,86	5,64	8,04	39,78	15,27
	20-25 cm	8,04	11,30	8,96	6,58	9,35	36,43	19,33
	25-30 cm	6,77	5,33	6,87	6,62	8,91	42,20	20,06
	30-35 cm	4,50	6,40	6,40	6,71	9,87	41,93	23,81
S.R.	00-05 cm	7,05	11,75	25,35	5,30	8,17	24,61	17,77
	05-10 cm	8,77	13,16	19,57	6,49	9,59	23,69	10,71
	10-15 cm	6,83	10,38	14,04	6,64	10,07	29,82	22,20
	15-20 cm	8,09	9,36	11,78	7,28	10,21	29,96	23,29
	20-25 cm	7,35	12,50	15,07	8,04	10,26	27,63	19,12
	25-30 cm							
A.C.	00-05 cm	8,83	18,92	28,41	10,39	6,43	19,60	7,20
	05-10 cm	9,03	19,32	20,14	12,28	7,05	16,32	7,83
	10-15 cm	8,26	19,79	26,28	12,03	7,06	18,64	7,91
	15-20 cm	8,83	21,70	25,38	14,12	7,19	14,59	8,17
	20-25 cm	8,79	23,62	28,49	13,81	7,22	10,09	7,95
	25-30 cm	7,50	21,51	25,11	13,46	7,50	15,71	8,99
A.H.	00-05 cm	5,52	9,53	9,56	4,70	7,76	46,24	16,60
	05-10 cm	6,80	11,77	9,47	5,61	8,82	39,41	19,10
	10-15 cm	5,26	11,78	8,65	5,93	10,05	37,08	20,43
	20-25 cm	4,76	12,78	7,11	6,24	10,17	37,10	21,01
	25-30 cm							

Grauwacke

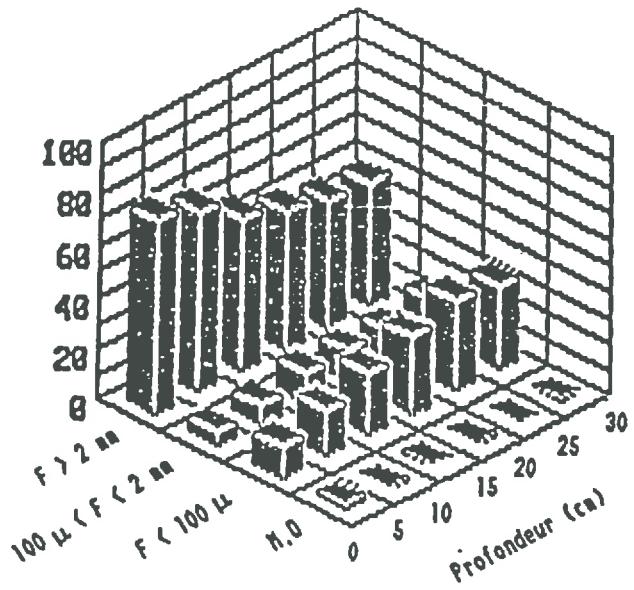
Tab. 2.3 : Fractions granulométriques minérales (% poids F < 2mm).



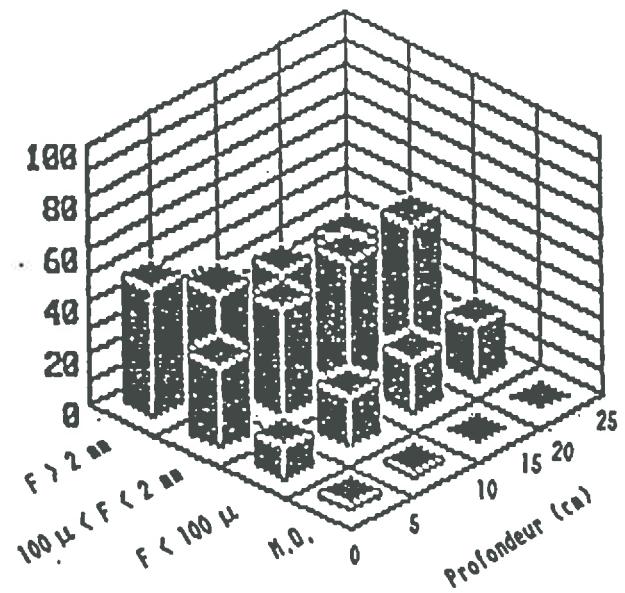
Pelouse



Résineux



Chênaie



Hêtre

Fig.2.2 : Fractions granulométriques et organique (% poids total).

Pelouse (G.P.), le taux de grossiers passe du simple au double en 30 cm. Si pour Schildmatt-Résineux (S.R.) le pourcentage est sensiblement constant, de l'ordre de 20%, le site de Aspach-Chênaie (A.C.) voit son taux de grossiers diminuer avec la profondeur : 75% en surface, 50% à 30 cm de profondeur. Ce profil se situe sur un versant qui présente un pavage de graviers. A Aspach-Hêtraie (A.H.), le taux de 50% en surface s'explique par la présence de cailloux de diamètre supérieur à 16 mm que l'on ne retrouvent pas en profondeur.

2.4.2.2. La fraction minérale fine.

Les variables granulométriques de la matrice fine sont exprimées en pourcents de la matrice fine minérale inférieure à 2 mm sous la forme de données brutes (Tab.2.2) et sous la forme de données cumulées (Fig.2.3; Fig.2.4).

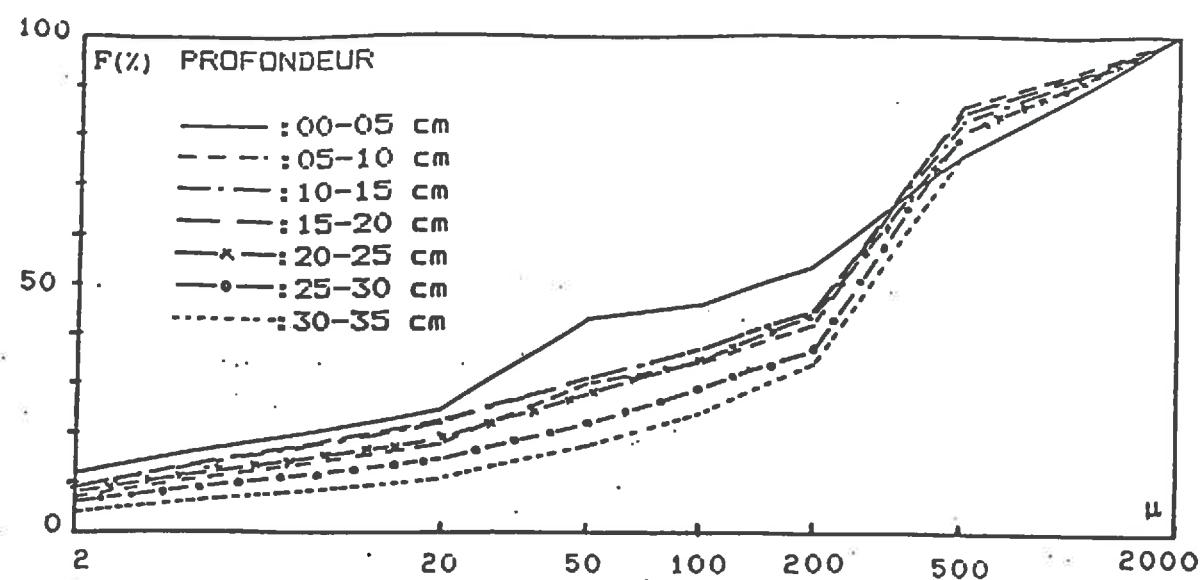
Les trois sites sur granites, G.P., S.R. et A.H. présentent des courbes tout à fait semblables. La classe des sables moyens représente de 25 à 40% du total de la matrice fine. La fraction inférieure à 100 μ est dans l'ensemble inférieure à 40% sauf pour les 10 premiers cm des sites G.P. et S.R. qui montrent un enrichissement en limons. Les taux d'argile sont inférieurs à 10% sauf pour l'échantillon de surface du site G.P. indice d'une argilogenèse favorisée par la nature de la roche (Granite à 2 micas du Lac Vert).

Le site A.C. sur grauwackes se distingue sur tout le profil par de fortes proportions de limons fins (env. 20%) et de limons grossiers (env. 30%). La fraction inférieure à 100 μ représente de 65 à 75% de la matrice fine.

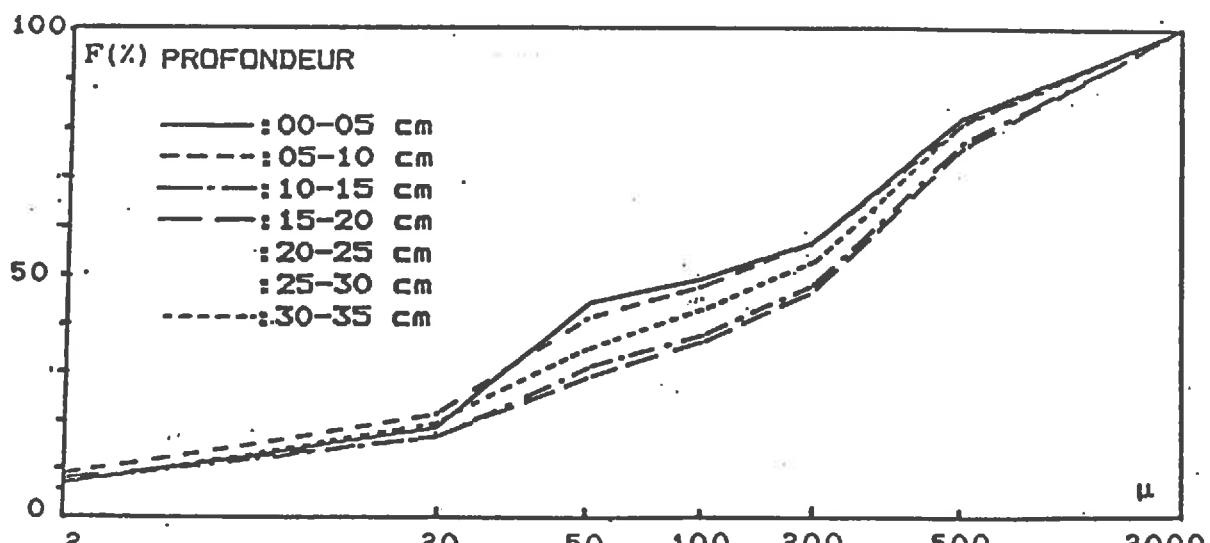
2.4.3. Conclusions.

Les propriétés texturales des 4 sites dépendent étroitement, après passage de l'épisode quaternaire würmien, de la nature pétrographique de la roche. Ils se caractérisent par :

- une charge importante en éléments lithiques grossiers, plus importante sur grauwackes que sur granites.
- une différenciation de la matrice fine des profils en sols sableux sur granites et en sol limoneux sur grauwackes (Fig.2.5)
- une plus grande richesse en limons grossiers des échantillons de surface des sites sous pelouse et résineux, G.P. et S.R..

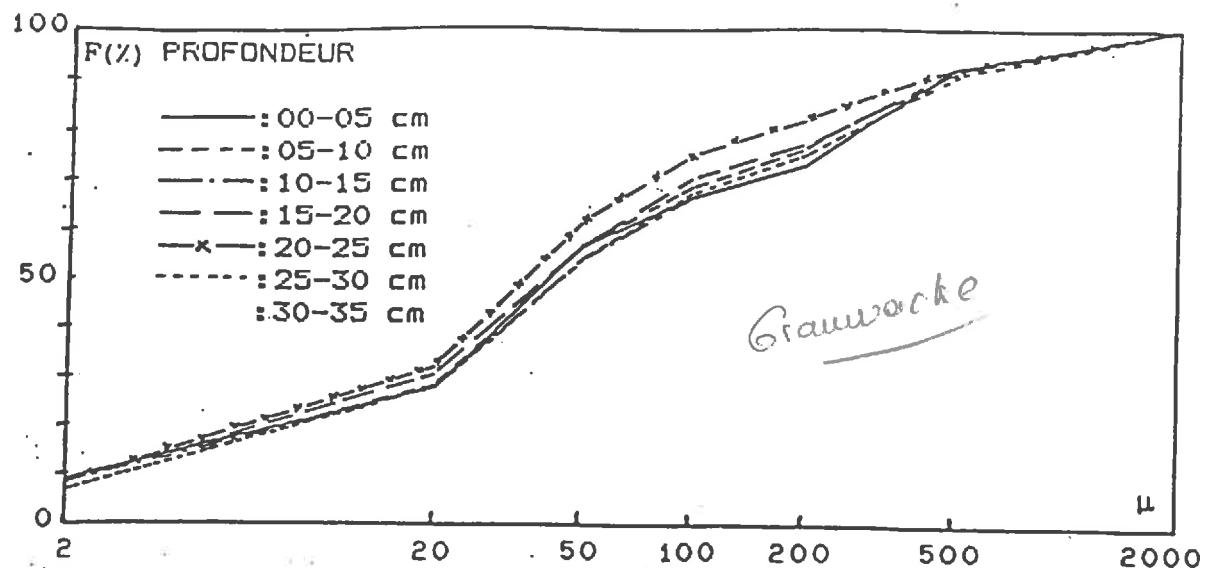


Pelouse

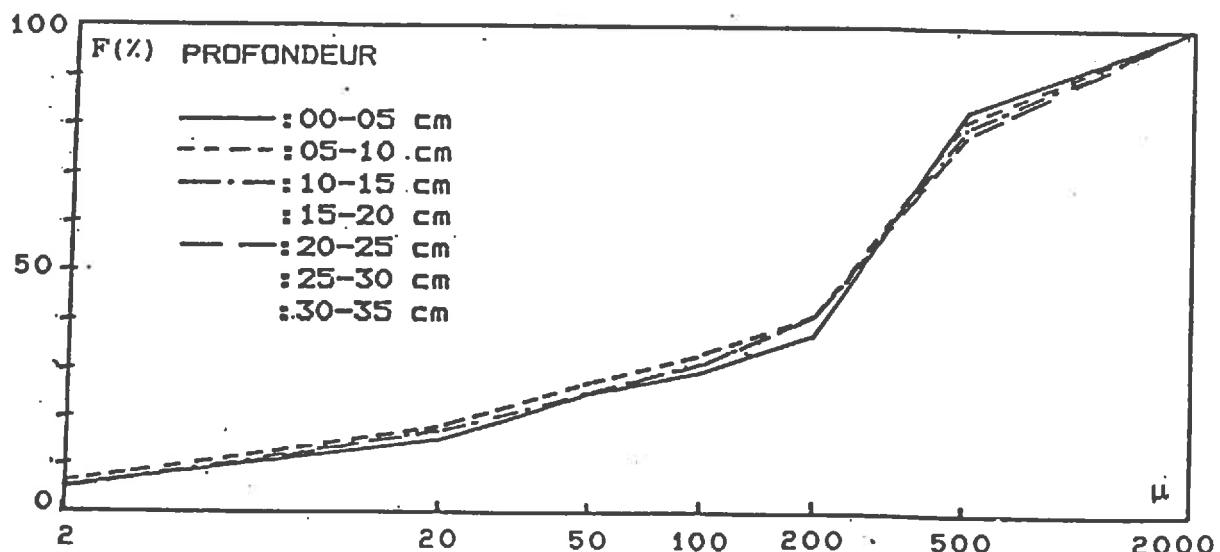


Résineux

Fig.2.3 : Courbes granulométriques cumulées de la fraction fine minérale.
(% poids $F < 2\text{mm}$). Sites Pelouse et Résineux.



Chênaie



Hêtraie

Fig.2.4 : Courbes granulométriques cumulées de la fraction fine minérale.
 (% poids F < 2mm). Site Chênaie et Hêtraie.

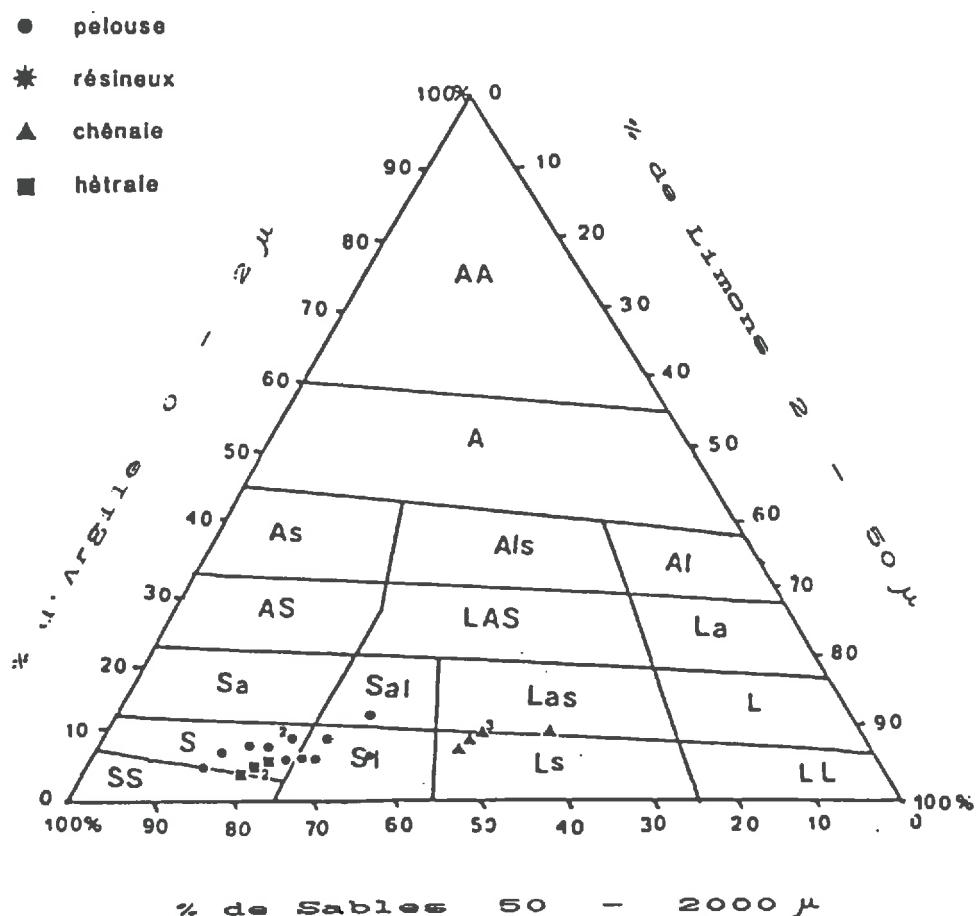


Fig.2.5 : Triangle des textures.

2.5. LES CARACTERISTIQUES ORGANIQUES.

Ce paragraphe n'a pas pour but d'étudier la pédogénèse et les processus d'évolution des sols en région de moyenne montagne tempérée. Les processus évolutifs de base tels que la brunification et la podzolisation ont été disséqués sur substrat cristallin par entre autres SOUCHIER (1971) et TOUTAIN (1974) et sur grauwackes par BOUDOT (1976). Cette étude ne vise donc qu'à caractériser les différents constituants de la matière organique, à établir leur degré de transformation ou d'humification, bref à saisir la matière organique "dans tous ses états" à un moment donné.

2.5.1. La matière organique grossière.

La prise en compte des taux de grossiers organiques trouve sa justification dans l'étude de la rétention hydrique (§.3.2.1.2). La fraction organique grossière supérieure à 2mm est séparée de la fraction lithique grossière par flottaison. Les données exprimées en pourcents de la fraction supérieure à 2mm et en pourcents du poids total de l'échantillon sont présentées dans le tableau 2.4 :

SITE	PROFONDEUR	M.O.G. (% poids fraction > 2 mm)	M.O.G. (% poids total)
G.P.	00-05 cm	16,20	4,40
	05-10 cm	0,05	-
	10-15 cm	0,05	-
	15-20 cm	0,01	-
	20-25 cm	0,02	-
	25-30 cm	-	-
	30-35 cm	-	-
S.R.	00-05 cm	15,60	3,70
	05-10 cm	1,90	0,37
	10-15 cm	0,00	0,14
	15-20 cm	0,05	-
	20-25 cm	1,40	0,25
A.C.	00-05 cm	0,08	-
	05-10 cm	0,23	0,16
	10-15 cm	0,42	0,25
	15-20 cm	0,32	0,17
	20-25 cm	0,62	0,31
	25-30 cm	0,11	-
A.H.	00-05 cm	0,10	-
	05-10 cm	0,05	-
	10-15 cm	0,08	-
	20-25 cm	1,30	0,38

Tab. 2.4 : Pourcentages de matière organique grossière.

On rencontre de la M.O. grossière dans tous les profils et pratiquement à toutes les profondeurs. Sa part dans la fraction supérieure à 2 mm est très variable (0 à 16%) et en général décroît avec la profondeur. La richesse des échantillons de surface en grossiers organiques s'explique par la présence d'un chevelu racinaire sous pelouse et de racines ligneuses d'éricacées sous résineux. En profondeur, la part de M.O. grossière essentiellement sous forme

Argile

	SITE	PROFONDEUR	% C	% N	C/N	pH
12 7 9 9 8 5 4	G.P.	00-05 cm	11,39	0,84	13,56	4,5
		05-10 cm	4,79	0,41	11,68	4,4
		10-15 cm	2,80	0,29	9,66	4,7
		15-20 cm	1,98	-	-	4,9
		20-25 cm	1,48	-	-	4,8
		25-30 cm	1,27	-	-	4,8
		30-35 cm	0,90	-	-	5,0
7 9 7 8 7	S.R.	00-05 cm	23,84	1,00	23,84	3,2
		05-10 cm	11,27	0,58	19,43	3,3
		10-15 cm	6,35	0,28	22,68	3,5
		15-20 cm	5,19	0,25	20,76	3,7
		20-25 cm	4,77	0,16	29,81	4,1
8 9 9 8 9 7	A.C.	00-05 cm	8,03	0,42	19,12	4,5
		05-10 cm	3,08	0,12	25,67	4,4
		10-15 cm	2,92	-	-	4,0
		15-20 cm	2,26	-	-	4,2
		20-25 cm	1,53	-	-	4,4
		25-30 cm	1,67	-	-	4,7
5 4 5 5	A.H.	00-05 cm	3,83	0,35	10,94	6,3
		05-10 cm	2,50	0,29	8,62	6,2
		10-15 cm	0,89	-	-	5,0
		20-25 cm	0,81	-	-	4,7

1,48 / 8

0,77 / 7

1,53 / 9

0,81 / 5

Tab. 2.5 : Corg, Norg, C/N de la matrice fine.

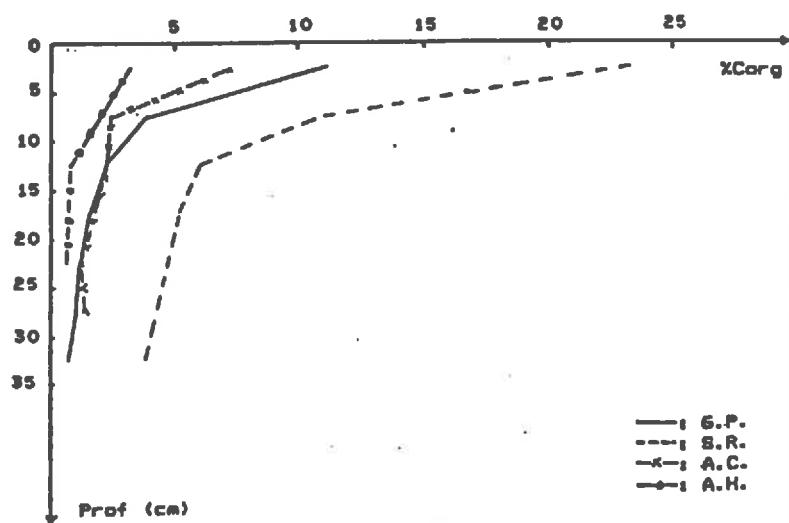


Fig.2.6 : %C org. de la matrice fine en fonction de la profondeur.

ligneuse, exprimée en pourcents du poids total de l'échantillon, devient insignifiante.

2.5.2. La matière organique fine.

On entend par matière organique fine la M.O. contenue dans la fraction du sol inférieure à 2mm. On la mesure à l'aide du taux de carbone organique, Corg.

2.5.2.1. Protocole d'analyse.

Après séchage à l'air de l'échantillon de sol prélevé autour du cylindre, on le tamise et on récupère une partie de la fraction inférieure à 2mm. Cette partie passe au broyeur à billes pendant 1/4 heure. Le bol et les billes sont nettoyés à l'eau distillée et séchés après chaque broyage. Un mg de la poudre obtenue est pyrolysiée dans un "CHN". Le CO_2 dégagé est dosé par chromatographie en phase gazeuse en même temps que l'azote et l'hydrogène. Les analyses ont été faites au C.P.B. de Nancy-Vandoeuvre et au Laboratoire de Micro-Analyse de Chimie à Strasbourg.

2.5.2.2. Résultats.

* Le carbone organique.

Ce sont les 5 premiers cm de sol qui présentent les taux de Corg les plus élevés (Tab.2.5; Fig.2.6). La décroissance est rapide jusqu'à 15 cm de profondeur où il ne subsiste plus qu'un quart environ du carbone de surface, puis plus lente. Tous sites confondus, la variable Corg couvre un large éventail de valeurs allant de 0,80% à 24,0%. On note aussi une décroissance des teneurs en Corg en fonction de la distance à la crête.

* Le rapport C/N.

Etudiez les rapports C/N des sous sols

ou de C ?

Les horizons A1 des sols sous pelouse et hêtre ont un C/N de l'ordre de 10 indice d'une bonne minéralisation de l'azote. Il reflète la nature de la strate herbacée qui est constituée de graminées pour la pelouse et de Férule pour le hêtre. Ces espèces dites améliorantes, qui se décomposent rapidement, sont riches en azote et en hydrosolubles. Les hydrosolubles abondants stimulent l'activité microbienne et n'exercent pas d'action tannante à l'égard des protéines. Ceci explique les faibles teneurs en azote organique qui est rapidement minéralisé dans ces humus de type mull.

Les C/N de l'horizon A1 du sol sous chênaie sont de l'ordre de 20. Cet humus de type mull-moder correspond à une litière formée de feuilles de chêne

à C/N compris entre 35 et 40 qui se décompose lentement en libérant peu d'azote minéral. La présence de Luzule blanchâtre traduit un milieu acide (pH < 5,0) qui ralentit l'humification microbienne.

Le site sous résineux est le seul présentant un C/N supérieur à 20 sur tout son profil. La végétation composée de résineux et d'éricacées à C/N élevés, se décompose très lentement en libérant peu d'azote minéral. De plus, les composés phénoliques présents dans les hydrosolubles exercent une action tannante sur les protéines et bloquent la minéralisation de l'azote. La présence d'azote organique en profondeur indique une migration de la matière organique soluble caractéristique de la podzolisation.

2.5.3. Matière organique figurée et matière organique humifiée.

Le fractionnement des matières organiques et des complexes organo-minéraux des sols peut se faire en fonction de leur densité ou de leur taille.

La séparation selon le critère densité implique l'emploi de liqueurs organiques denses ($d=1.8$ à 2.6). La densimétrie n'a pas été employée car les liqueurs sont difficiles à éliminer, dénaturantes pour les matériaux (bromations, oxydations,...) et toxiques pour l'utilisateur (ANDREUX, 1979).

La séparation selon le critère taille est opérée en milieu aqueux. Le fractionnement granulométrique nécessite un prétraitement du sol qui permet de briser les liaisons inter-agrégats sans détruire les microagrégats récupérés par un tamisage à $100\text{ }\mu$.

2.5.3.1. Fractionnement physique.

On utilise le protocole mis au point par BRUCKERT et al. au Centre de Pédologie Biologique de Nancy. On introduit 35g de sol séché à l'air et tamisé à 2 mm , 200 ml d'eau distillée et 5 billes d'agate de 1 cm de diamètre dans un flacon de polyéthylène de 250 ml. On agite par retournement pendant 15 h avec un agitateur à axe horizontal tournant à 50 tours/mn. L'échantillon ainsi dispersé est ensuite tamisé à $100\text{ }\mu$ en entraînant la totalité des particules les plus petites sous un faible jet d'eau distillée tangent au tamis.

Les deux fractions sont séchées à 45°C puis pesées. On dose, après passage au broyeur à billes, leurs teneurs en Corg à l'aide d'un analyseur "CHN Carlo Erba". On calcule les taux d'humification en considérant que la matière organique dans la fraction supérieure à $100\text{ }\mu$ correspond à la matière organique "fraîche" ou "figurée" ou "libre" libérée par la destruction des macroagrégats et que la matière organique dans la fraction inférieure à $100\text{ }\mu$ correspond à la matière organique "humifiée" ou "liée" des microagrégats.

le biopeau libre et liée
que fraîche et humifiée

A			% C organique			Taux Humification %	
SITE	PROFONDEUR	FRACTION	% Poids du Poids total	du poids de la fraction	du poids du sol total	du C du sol	%C F<100 μ / % C total
G.P.	00-05 cm	F > 100 μ	60,1	12,50	7,51	62,7	37
		F < 100 μ	34,3	13,04	4,47	37,3	
	05-10 cm	F > 100 μ	58,8	2,64	1,55	31,0	69
		F < 100 μ	38,9	8,88	3,45	69,0	
	15-20 cm	F > 100 μ	55,3	1,14	0,63	32,3	68
		F < 100 μ	32,0	4,15	1,32	67,7	
	20-25 cm	F > 100 μ	57,1	0,60	0,34	19,7	80
		F < 100 μ	41,1	3,38	1,39	80,3	
	25-30 cm	F > 100 μ	59,6	0,69	0,41	25,6	74
		F < 100 μ	40,4	2,96	1,19	74,4	
	30-35 cm	F > 100 μ	57,6	-	-	-	100
		F < 100 μ	37,8	2,19	0,83	100,0	

B			% C organique			Taux Humification %	
E	PROFONDEUR	FRACTION	% Poids du Poids total	du Poids de la fraction	du Poids du sol total	du C du sol	%C F<100 μ / % C total
R.	00-05 cm	F > 100 μ	57,1	30,03	17,14	67,6	32
		F < 100 μ	34,7	23,70	8,22	32,4	
	05-10 cm	F > 100 μ	44,4	6,53	2,89	26,4	74
		F < 100 μ	51,5	15,63	8,05	73,6	
	10-15 cm	F > 100 μ	47,9	3,54	1,69	24,2	76
		F < 100 μ	49,4	10,73	5,30	75,8	
	15-20 cm	F > 100 μ	47,7	2,21	1,05	19,1	81
		F < 100 μ	50,6	8,83	4,46	80,9	
	30-35 cm	F > 100 μ	46,5	1,86	0,86	17,2	83
		F < 100 μ	51,5	8,04	4,14	82,8	

Tab. 2.6 : Fractionnement physique de la M.O.

A : Site Geisberg-Pelouse.

B : Site Schildmatt-Résineux.

C

SITE	PROFONDEUR	FRACTION	% Poids du Poids total	% C organique			Taux Humification %
				du Poids de la fraction	du Poids du sol total	du C du sol	
A.C.	00-05 cm	F > 100 µm	24,9	17,11	4,26	57,1	43
		F < 100 µm	71,2	4,50	3,20	42,9	
	05-10 cm	F > 100 µm	14,5	6,94	1,00	40,2	60
		F < 100 µm	81,9	1,82	1,49	59,8	
	10-15 cm	F > 100 µm	18,1	4,45	0,80	27,5	73
		F < 100 µm	81,2	2,60	2,11	72,5	
	15-20 cm	F > 100 µm	13,6	4,16	0,56	18,4	82
		F < 100 µm	83,8	2,97	2,49	81,6	
	20-25 cm	F > 100 µm	12,3	2,78	0,34	18,4	82
		F < 100 µm	86,3	1,75	1,51	81,6	
	25-30 cm	F > 100 µm	12,5	2,22	0,28	16,1	84
		F < 100 µm	86,4	1,69	1,46	83,9	

D

SITE	PROFONDEUR	FRACTION	% Poids du Poids total	% C organique			Taux Humification %
				du Poids de la fraction	du Poids du sol total	du C du sol	
A.H.	00-05 cm	F > 100 µm	65,7	2,81	1,84	48,5	52
		F < 100 µm	30,9	6,33	1,95	51,5	
	05-10 cm	F > 100 µm	72,0	1,37	0,98	38,0	62
		F < 100 µm	26,2	6,12	1,60	62,0	
	10-15 cm	F > 100 µm	67,0	0,89	0,59	48,8	51
		F < 100 µm	31,6	1,98	0,62	51,2	
	20-25 cm	F > 100 µm	61,7	1,01	0,62	44,0	56
		F < 100 µm	37,4	2,11	0,79	56,0	

Tab. 2.7 : Fractionnement physique de la M.O.
 C : Site Aspach-Chênaie.
 D : Site Aspach-Hêtraie.

2.5.3.2. Résultats.

Sur granite
Sur granite, la part de la fraction granulométrique supérieure à 100μ , exprimée en pourcents du poids total de la fraction inférieure à 2mm, est dans l'ensemble supérieure à celle de la fraction inférieure à 100μ sauf sous résineux où les deux fractions ont des pourcentages sensiblement égaux.

Sur grauwackes
Sur grauwackes, la fraction inférieure à 100μ peut représenter de 70 à 90% du poids total de l'échantillon (Tab.2.6; 2.7).

Si nous étudions la répartition de la M.O. au sein de ces deux fractions, nous constatons que : *en fonction de la profondeur*

- la M.O. figurée prédomine dans les 5 premiers cm de sol où elle représente 60 à 70% du Corg total du sol, sauf sous la hêtraie où dès la surface, la fraction humifiée est plus importante que la fraction figurée.

- à partir de 5 cm de profondeur, le taux de M.O. figurée exprimé en pourcents du Corg du sol chute de 30 à 50% et décroît ensuite régulièrement avec la profondeur.

- la quantité de M.O. figurée présente dans le profil, exprimée en pourcents de Corg par rapport au poids de sol total, décroît en fonction de la distance à la crête; mais à taux de carbone organique total constant, elle représente toujours, quelque soit le site, de 20 à 40% de la M.O. totale à partir de 5 cm de profondeur.

- la M.O. humifiée associée aux agrégats organo-minéraux inférieurs à 100 ne décroît pas régulièrement en profondeur. Les profils présentent des zones d'accumulation dont la plus marquante se trouve sous chênaie à 15 cm de profondeur.

Le taux d'humification, exprimé par le rapport du Corg de la fraction inférieure à 100 au Corg total, permet d'estimer le degré de transformation de la M.O.. Tous sites et profondeurs confondus, il passe de 32 à presque 100%. Les 5 premiers cm sont les moins bien humifiés et l'humification augmente avec la profondeur (Fig.2.7). Cependant, à l'exception de l'échantillon G.P.30-35, elle est loin d'être complète. Suivant la profondeur et les sites, de 20 à 50% de la matière organique totale ne sont pas humifiés.

Conclusion.

La roche-mère induit une différenciation granulométrique des profils. Sur granite c'est la fraction supérieure à 100μ qui est la plus importante contrairement aux grauwackes. Les teneurs en M.O. figurée sont supérieures aux teneurs en M.O. humifiée dans les 5 premiers cm de sol. En profondeur, les teneurs en M.O. humifiée sont toujours supérieures aux teneurs en M.O. figurée quelque soit le pourcentage pondéral de la fraction inférieure à 100μ . Passé 5 cm de profondeur, environ 70% de la matière organique du sol est humifiée.

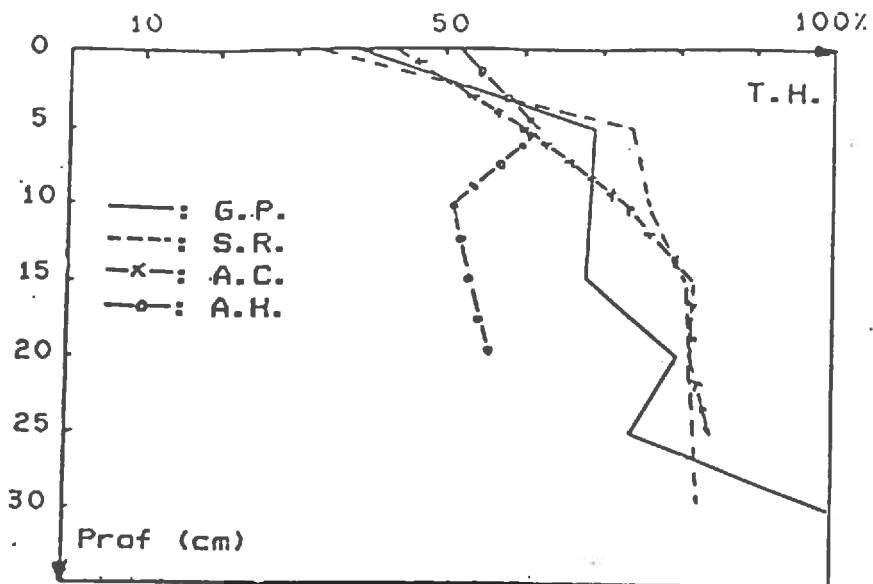


Fig.2.7 : Taux d'humification en fonction de la profondeur.

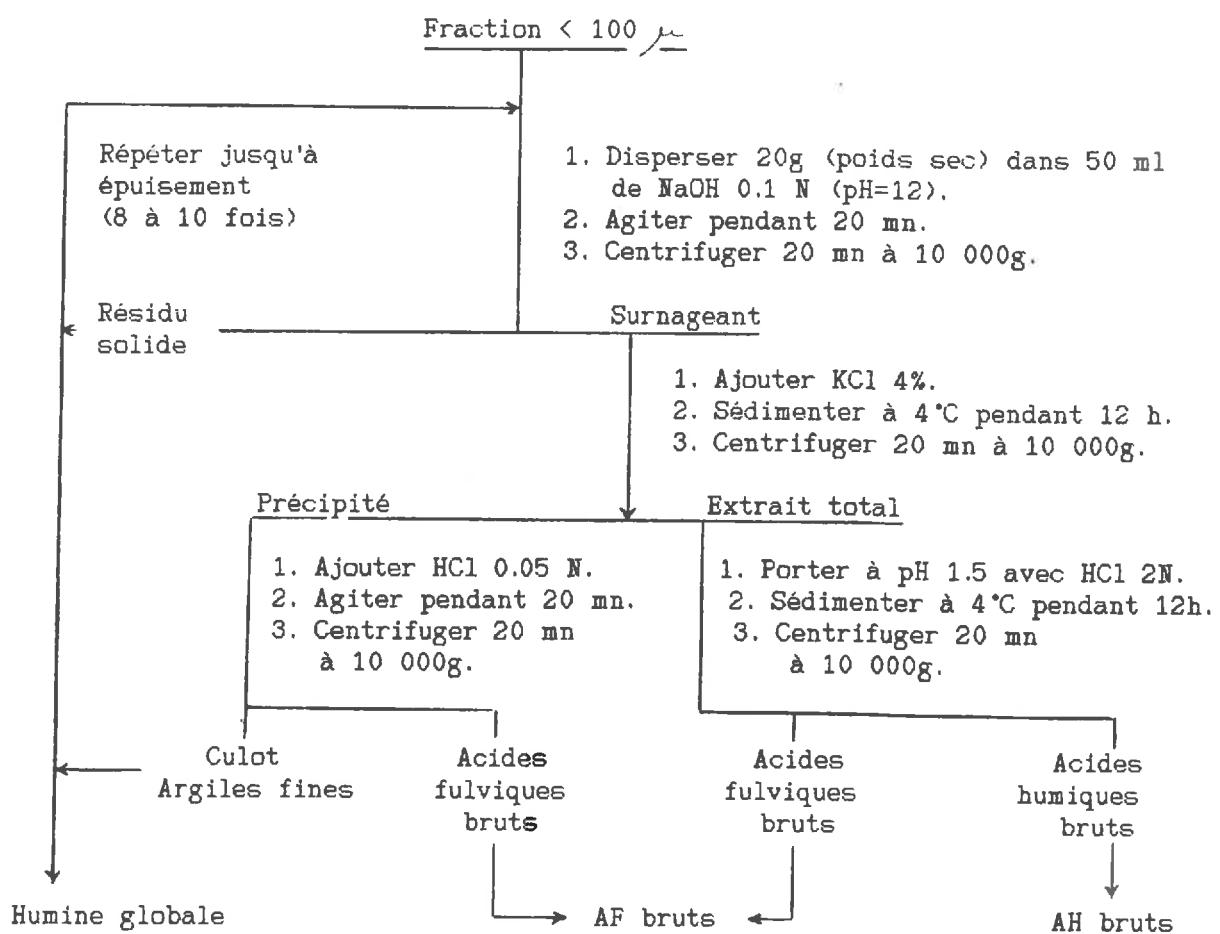
SITE	PROFONDEUR	C total lié (mg/100g de sol)	% AF (% C lié)	% AH (% C lié)	% HG (% C lié)	Taux extraction (% C total)
G.P.	00-05 cm	4470	18,5	20,0	61,5	14,3
	05-10 cm	3450	18,5	20,3	61,2	26,8
	15-20 cm	1320	21,2	14,4	64,4	24,3
	20-25 cm	1390	23,0	23,7	53,3	37,5
	25-30 cm	1190	23,5	26,9	49,6	37,5
	30-35 cm	830	29,0	27,7	43,3	56,9
S.R.	00-05 cm	8220	6,7	27,1	66,2	11,0
	05-10 cm	8050	16,9	21,7	61,4	28,4
	10-15 cm	5030	20,1	17,7	62,2	27,1
	15-20 cm	4460	22,6	13,7	63,7	29,4
	30-35 cm	4140	29,5	7,5	63,0	30,6
A.C.	00-05 cm	3200	17,8	13,4	68,8	13,4
	05-10 cm	1490	28,8	5,4	65,8	20,5
	10-15 cm	2110	24,2	5,7	70,1	21,6
	15-20 cm	2490	17,7	1,6	80,7	15,7
	20-25 cm	1510	23,2	4,6	72,2	22,7
	25-30 cm	1460	17,8	15,1	67,1	27,6
A.H.	00-05 cm	1950	25,6	19,5	54,9	28,2
	05-10 cm	1600	17,5	12,5	70,0	18,5
	10-15 cm	620	25,8	9,7	64,5	18,2
	20-25 cm	790	22,8	16,5	60,7	22,0

Tab. 2.8 : Teneurs en carbone lié et taux d'extraction.

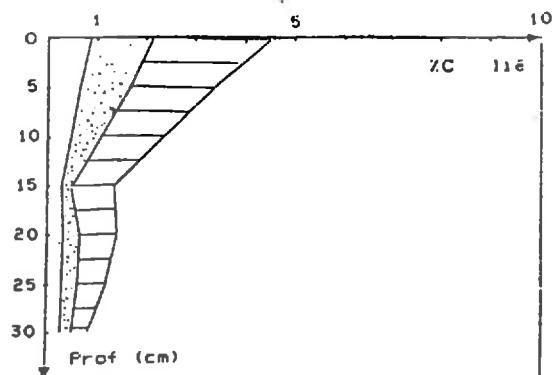
La localisation d'une part importante de la M.O. dans la fraction inférieure à 100μ ainsi que l'existence d'une fraction organique figurée non négligeable nous ont conduits à n'effectuer les extractions alcalines que sur la fraction inférieure à 100μ . En effet, la présence de M.O. figurée au cours de l'extraction augmente le taux d'extraction par la production de composés néoformés.

2.5.4. Fractionnement chimique: extractions alcalines des composés humiques.

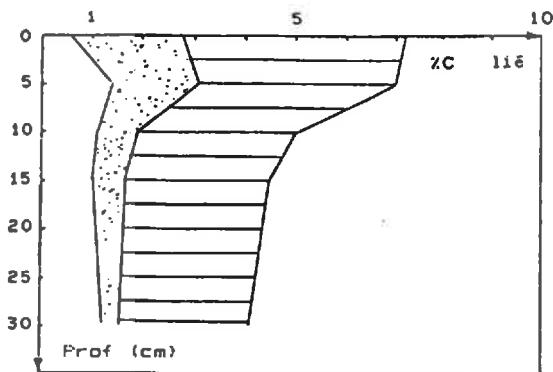
2.5.4.1. Protocole (d'après Barriuso, 1981, 1984, 1985).



Les teneurs en Corg du culot et du résidu solide, c'est à dire les teneurs en humine globale non extractible, sont déterminées à l'aide d'un analyseur "Carlo Erba 1104". Les teneurs en Corg des solutions d'AF et d'AH sont déterminées par un analyseur "Carmograph 12 Wösthoff".

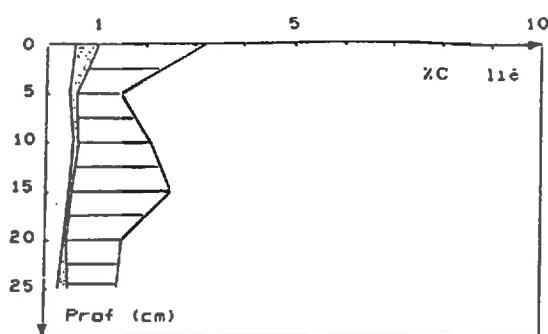


A

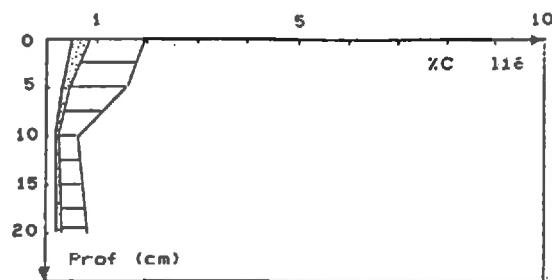


B

Acides fulviques
 Acides humiques
 Humine globale



C



D

Fig.2.8 : Variation de la composition du C org. lié
 en fonction de la profondeur.
 A : Site Geisberg - Pelouse.
 B : Site Schildmatt - Résineux.
 C : Site Aspach - Chênaie.
 D : Site Aspach - Hêtraie.

Pelouse

C organique extrait

SITE	PROFONDEUR	Extraits	mg C/ g du sol	% du C du sol	AF/AH
S.P.	00-05 cm	Extrait total	17,2	14,3	0,9
		Ac. Fulviques	8,3	6,9	
		Ac. Humiques	8,9	7,4	
	05-10 cm	ET	13,4	26,8	0,9
		AF	6,4	12,8	
		AH	7,0	14,0	
	15-20 cm	ET	4,7	24,3	1,4
		AF	2,8	14,3	
		AH	1,9	10,0	
	20-25 cm	ET	6,5	37,5	1,0
		AF	3,2	18,5	
		AH	3,3	19,0	
	25-30 cm	ET	6,0	37,5	0,9
		AF	2,8	17,5	
		AH	3,2	20,0	
	30-35 cm	ET	4,7	56,9	1,0
		AF	2,4	28,9	
		AH	2,3	28,0	

Résineux

C organique extrait

SITE	PROFONDEUR	Extraits	mg C/ g du sol	% du C du sol	AF/AH
S.R.	00-05 cm	Extrait total	27,9	11,0	0,3
		Ac. Fulviques	5,5	2,2	
		Ac. Humiques	22,3	8,8	
	05-10 cm	ET	31,1	28,4	0,8
		AF	13,6	12,4	
		AH	17,5	16,0	
	10-15 cm	ET	19,0	27,1	1,1
		AF	10,1	14,4	
		AH	8,9	12,7	
	15-20 cm	ET	16,2	29,4	1,6
		AF	10,1	18,3	
		AH	6,1	11,1	
	30-35 cm	ET	15,3	30,6	3,9
		AF	12,2	24,4	
		AH	3,1	6,2	

Tab. 2.9 : Fractions solubles à la soude N/10.

Chênaie

SITE	PROFONDEUR	Extraits	C organique extrait		
			mg C/ g du sol	% du C du sol	AF/AH
A.C.	00-05 cm	Extrait total	10,0	13,4	1,3
		Ac. Fulviques	5,7	7,6	
		Ac. Humiques	4,3	5,8	
	05-10 cm	ET	5,1	20,5	6,3
		AF	4,3	17,7	
		AH	0,8	2,8	
	10-15 cm	ET	6,3	21,6	4,3
		AF	5,1	17,5	
		AH	1,2	4,1	
	15-20 cm	ET	4,8	15,7	7,7
		AF	4,4	13,9	
		AH	0,4	1,8	
	20-25 cm	ET	4,2	22,7	5,0
		AF	3,5	18,9	
		AH	0,7	3,8	
	25-30 cm	ET	4,8	27,6	1,2
		AF	2,6	14,9	
		AH	2,2	12,7	

Hêtreaie

SITE	PROFONDEUR	Extraits	C organique extrait		
			mg C/ g du sol	% du C du sol	AF/AH
A.H.	00-05 cm	Extrait total	8,8	23,2	1,3
		Ac. Fulviques	5,0	13,2	
		Ac. Humiques	3,8	10,0	
	05-10 cm	ET	4,8	18,5	1,4
		AF	2,8	10,8	
		AH	2,0	7,7	
	10-15 cm	ET	2,2	18,2	2,6
		AF	1,6	13,2	
		AH	0,6	5,0	
	20-25 cm	ET	3,1	22,0	1,4
		AF	1,8	12,8	
		AH	1,3	9,2	

Tab. 2.10 : Fractions solubles à la soude N/10.

2.5.4.2. Résultats.

L'humine globale, c'est à dire la fraction humifiée de la M.O. non extractible par les réactifs alcalins, exprimée en pourcents du Corg lié ou humifié représente tous sites et profondeur confondus de 50 à 70% de la M.O. humifiée (Tab.2.8; Fig.2.8).

Le taux d'extraction, exprimé en pourcents de Corg de l'extrait total par rapport au Corg total du sol, rend compte de la plus ou moins grande stabilité des composés humifiés face aux réactifs. En règle générale, les 5 premiers cm de sol se différencient par la stabilité de leurs composés humiques. En profondeur, NaOH extrait de 20 à 30% du Corg total du sol, avec une exception pour le site sous pelouse où l'extraction croît avec la profondeur pour atteindre 60% à 35 cm. (Tab.2.8).

Le rapport AF/AH traduit le taux de polymérisation ou de polycondensation des composés humiques (Tab.2.9, 2.10; Fig.2.9). Plus il est élevé moins les composés humiques extractibles sont polymérisés. Là aussi, les échantillons de surface se différencient de ceux de profondeur par des rapports AF/AH plus faibles. Ces données recoupent les indications fournies par les taux d'extraction : les composés humiques présents en surface sont plus polymérisés donc plus stables que ceux situés en profondeur.

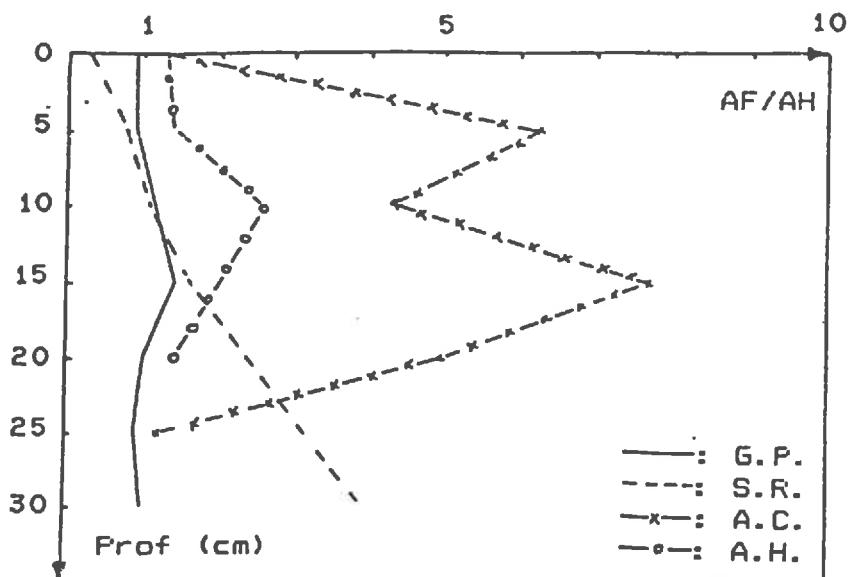


Fig.2.9 : Variation du taux de polycondensation ou de polymérisation en fonction de la profondeur.

2.5.5. Spectre d'absorption en lumière visible des AF et AH. Rapports E4/6.

*Opelis
1/202
1/23*
Le rapport des extinctions à 465 et 665 nm (E4/6 ou Q4/6) est couramment utilisé pour caractériser les composés humiques extractibles. L'absorption de la lumière visible par les substances humiques croît dans le même sens que :

- le degré de condensation des noyaux aromatiques.
- le rapport C aromatique / C aliphatique.
- la teneur totale en C.
- le poids moléculaire (SCHNITZER et KHAN, 1978).

La coloration des composés humiques purifiés est en étroite relation avec le processus d'humification des différents types de sol (KONONOVA, 1966), l'augmentation du degré d'humification, synonyme d'augmentation du degré de condensation et d'aromaticité, provoquant une diminution du rapport E4/6. La validité et la reproductibilité des rapports E4/6 est fonction de la linéarité des variations $\log D.O./\log \lambda$ dans l'intervalle 465-665 nm (DOTY et STEINER, 1950).

2.5.5.1. Méthodologie.

On enregistre les spectres d'absorption en lumière visible à partir de solutions diluées d'AF et d'AH purifiés. La purification des composés humiques extractibles se fait par dialyse en continu contre eau distillée puis par décationisation "H⁺" sur une colonne de résine.

CHEN et al. (1977) recommandent d'amener les solutions à pH 7-8 et pour ce faire de dissoudre le matériel humique à des concentrations de 200-400 ppm dans NaHCO₃ 0.05N.

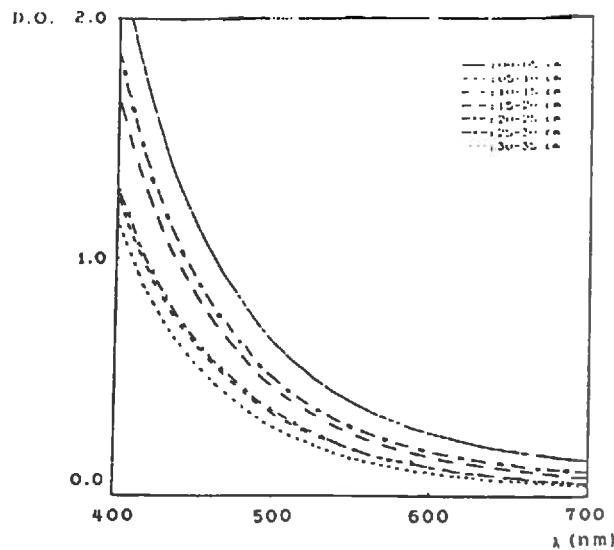
Faute de temps, la purification du matériel humique n'a pas été réalisée. Nous avons donc dilué dans de l'eau distillée les solutions d'AF bruts dans HCl et d'AH bruts dans NaOH pour obtenir des concentrations de 5 mg de Corg pour 10 ml (BARRIUSO, 1982).

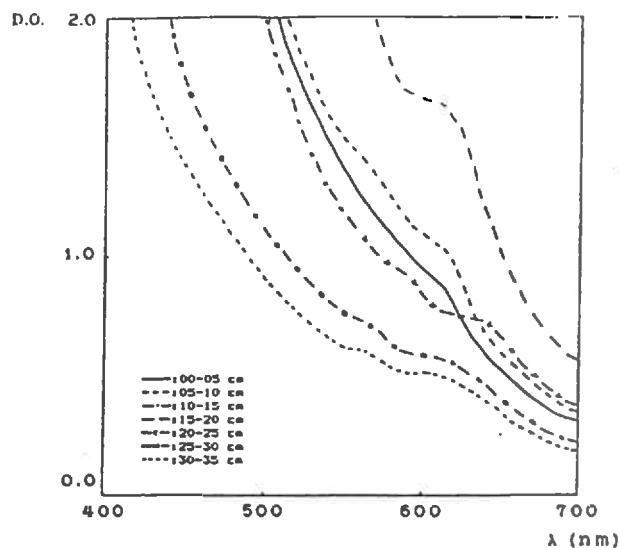
Cette étude n'est donc qu'une comparaison sommaire et qualitative des composés humiques bruts extractibles des 4 sites (Fig.2.10; 2.11).

2.5.5.2. Résultats.

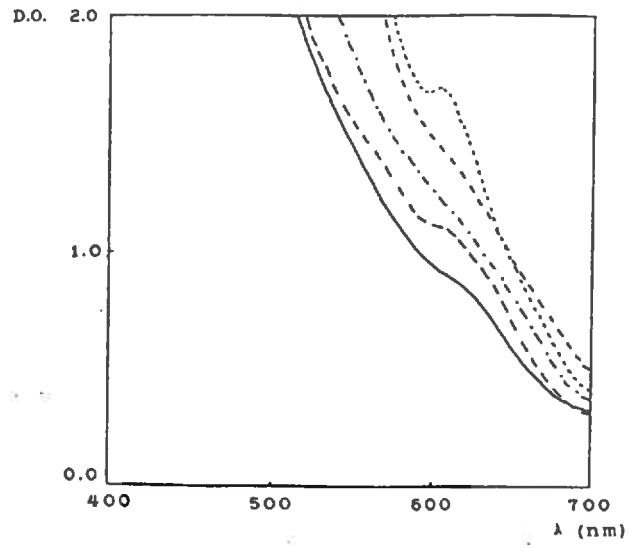
Les variations du rapport E4/6 des AF en fonction de la profondeur ne sont importants que pour le site sous résineux (Tab.2.11; Fig.2.12). Rappelons qu'il s'agit d'un sol ocre-podzolique caractérisé par la migration de la matière organique au sein du profil. Pour les autres sites, on note une légère augmentation du rapport avec la profondeur indiquant du matériel humique moins condensé.

Les rapports E4/6 des acides fulviques des sites sous pelouse et résineux sont dans l'ensemble supérieurs à ceux des sites sous chênaie et hêtraie. Les acides fulviques des sites A.C. et A.H. sont donc dans l'ensemble plus polymérisés, plus condensés que ceux des sites G.F. et S.R..

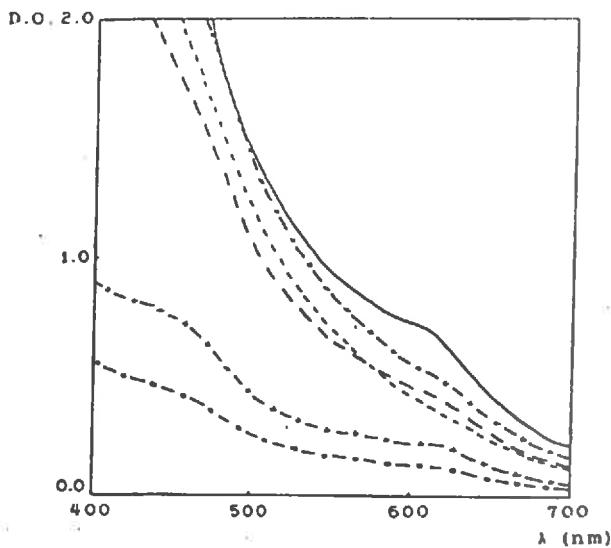




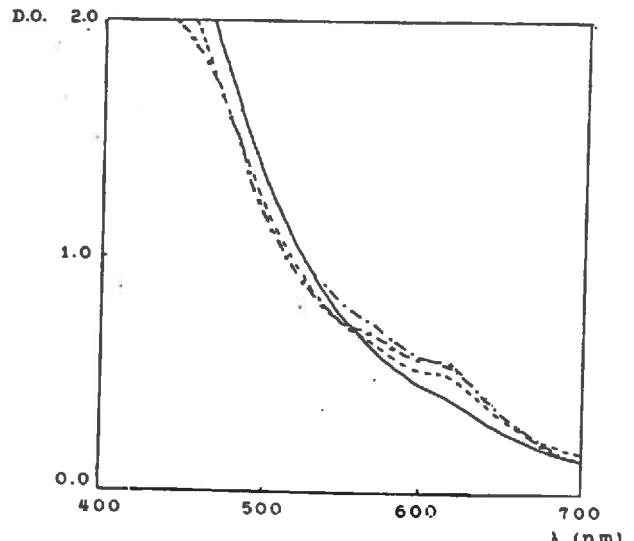
Pelouse



Résineux



Chênaie



Hêtre

Fig.2.11 : Spectres d'absorption en lumière visible des acides humiques en NaOH N/10.

SITE	PROFONDEUR	pH	λ (nm)		E4/6
			465	665	
G.P.	00-05 cm	2,0	0,552	0,088	6,27
	05-10 cm	1,6	0,538	0,072	7,47
	15-20 cm	1,6	0,714	0,103	6,93
	20-25 cm	1,6	0,953	0,171	5,57
	25-30 cm	1,6	0,772	0,122	6,32
	30-35 cm	1,6	0,461	0,058	7,94
S.R.	00-05 cm	1,5	0,399	0,032	12,46
	05-10 cm	1,5	0,600	0,093	6,45
	10-15 cm	1,5	0,604	0,043	14,05
	15-20 cm	1,5	0,965	0,173	5,58
	30-35 cm	1,5	0,758	0,091	8,33
A.C.	00-05 cm	1,6	0,639	0,112	5,71
	05-10 cm	1,5	0,522	0,195	2,67
	10-15 cm	1,5	0,318	0,096	3,31
	15-20 cm	1,6	0,413	0,117	3,53
	20-25 cm	1,5	0,126	0,018	7,00
	25-30 cm	1,6	0,075	0,006	12,50
A.H.	00-05 cm	1,5	0,408	0,177	2,30
	05-10 cm	1,5	0,614	0,188	3,26
	10-15 cm	1,5	0,680	0,250	2,72
	20-25 cm	1,6	0,527	0,152	3,46

Tab. 2.11 : Coefficients d'extinction des A.F.

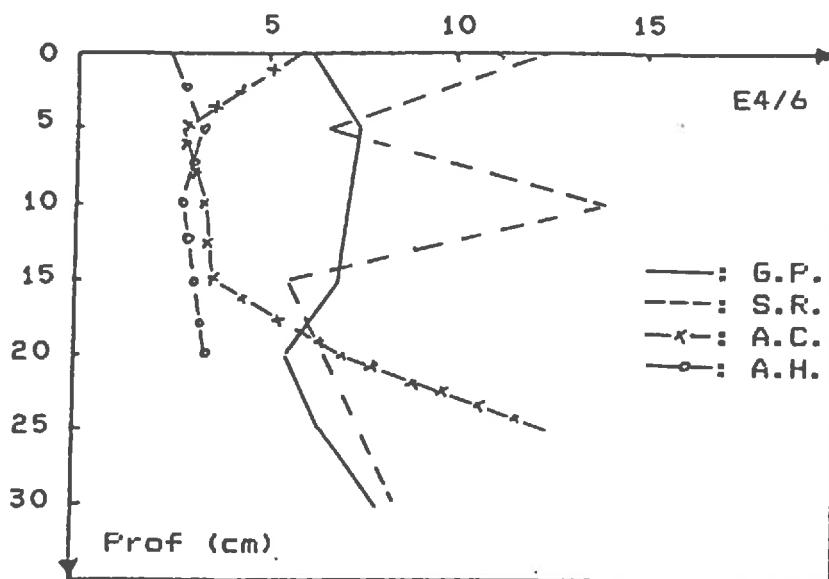


Fig.2.12 : Rapport E4/6 des AF en fonction de la profondeur.

SITE	PROFONDEUR	pH	λ (nm)		E4/6
			465	665	
G.P.	00-05 cm	11,0	3,010	0,500	6,02
	05-10 cm	11,5	3,190	0,550	5,80
	15-20 cm	11,6	3,960	0,840	4,71
	20-25 cm	11,7	2,030	0,360	5,63
	25-30 cm	11,6	1,660	0,301	5,51
	30-35 cm	11,5	1,410	0,243	5,80
S.R.	00-05 cm	11,6	3,240	0,480	6,75
	05-10 cm	11,2	4,010	0,800	5,01
	10-15 cm	11,1	3,850	0,610	6,31
	15-20 cm	11,4	3,480	0,510	6,82
	30-35 cm	11,7	4,030	0,720	5,59
A.C.	00-05 cm	11,6	2,130	0,330	6,45
	05-10 cm	11,4	1,790	0,190	9,04
	10-15 cm	11,3	2,060	0,270	7,60
	15-20 cm	11,7	1,600	0,210	7,40
	20-25 cm	11,4	0,680	0,090	6,90
	25-30 cm	11,3	0,400	0,060	6,40
A.H.	00-05 cm	11,1	2,060	0,220	9,40
	05-10 cm	11,3	1,820	0,260	7,00
	10-15 cm	11,1	2,020	0,260	7,70
	20-25 cm	11,4	1,800	0,260	6,90

Tab. 2.12 : Coefficients d'extinction des A.H.

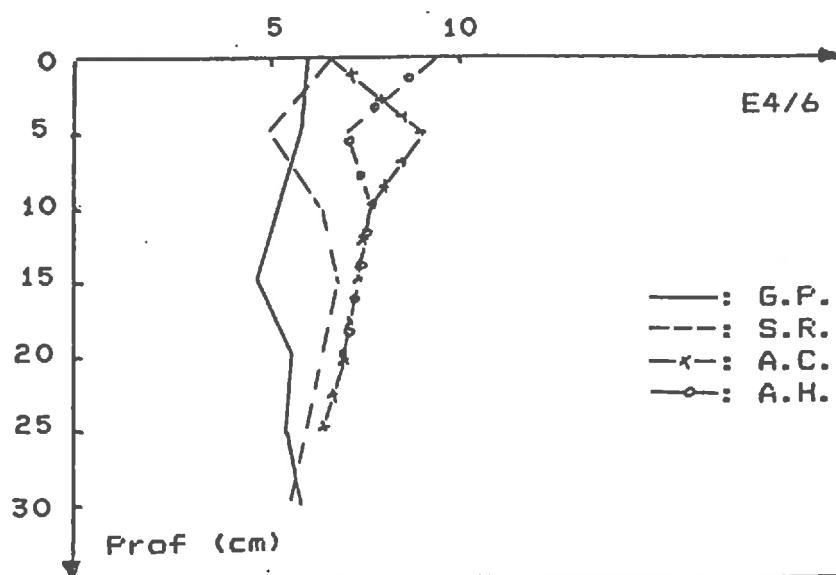


Fig.2.13 : Rapport E4/6 des AH en fonction de la profondeur.

Les variations du rapport E4/6 des acides humiques en fonction de la profondeur sont beaucoup plus faibles que celles des AF (Tab.2.12; Fig.2.13). On note une légère diminution des rapports en profondeur indiquant une condensation plus dense des AH. Là aussi, on peut séparer les sites en deux familles : les acides humiques des sites G.P. et S.R. sont dans l'ensemble plus condensés que ceux des sites A.C. et A.H..

2.5.6. Conclusion.

Cette étude a mis en évidence les particularités organiques tant quantitatives que qualitatives des 4 sites. Ces différences sont résumées dans le tableau suivant :

	Résineux	Pelouse	Chênaie	Hêtraie
Teneur en M.O.	Décroît avec la distance à la crête			
M.O. grossière	Importante dans les 5 premiers cm du profil		-	
M.O. figurée	Prépondérante dans les 5 premiers cm du profil		-	
M.O. humifiée	Plus stable dans les 5 premiers cm du profil qu'en profondeur			
Polymérisation des AF	Faible Décroît en profondeur		Forte Décroît en profondeur	
Polymérisation des AH	Forte Croît en profondeur		Faible Croît en profondeur	

Tab. 2.13 : Caractéristiques organiques des sites étudiés.

La suite de ce travail consistera à mettre en relation ces caractéristiques organiques avec la rétention hydrique par le biais de l'étude de la mouillabilité des sols.

RESULTATS

3.1. LA MOUILLABILITE.

3.1.1. Tension superficielle de la solution du sol.

3.1.1.1. Obtention et mesure.

La mesure de la tension superficielle se fait sur des solutions de sol obtenues par :

- macération : chaque échantillon de sol passé au préalable à l'étuve à 105°C est amené successivement à des tensions de 2.5, 0 et -1cm dans un récipient en polyéthylène. On laisse macérer une semaine à chaque pF. La solution de sol est filtrée à l'aide d'un filtre papier Wathmann 42 lent.

- extraction : l'échantillon de sol est ensuite placé dans une cellule (Annexe 1) et porté à des tensions croissantes de -10 à -500cm afin d'extraire l'eau gravitaire. On recueille les solutions extraites dans des piluliers de 80 cm³ dont l'ouverture est protégée par un film de paraffine pour prévenir toute contamination par les poussières. On estime que l'équilibre, à une tension donnée, est atteint lorsque le poids du volume écoulé reste constant durant 24 heures.

On mesure la tension superficielle avec un tensiomètre Lauda (Annexe 2) dans une enceinte thermostatée à 20°C . La mesure se fait en mode automatique toutes les heures. En général, la solution atteint son équilibre au bout de 5 heures. A l'exception du site sous résineux (Tab.3.1), les quantités d'eau extraites aux tensions supérieures à -31.7 cm sont trop faibles pour que l'on puisse mesurer la tension superficielle avec ce type d'appareil (effets de bord).

3.1.1.2. Résultats.

Sur la figure 3.1, on a représenté les tensions superficielles calculées de chaque site et pour toutes les profondeurs.

- La première observation qui s'impose est que toutes les tensions superficielles des solutions du sol sont inférieures à la tension superficielle de l'eau pure qui est de 72 dynes/cm à 20°C .

- Si l'on observe l'évolution de la tension superficielle au cours du temps, on constate que les tensions les plus faibles apparaissent, tous sites

SITE	PROFONDEUR	$\Psi = 2,5\text{cm}$	$\Psi = 0\text{cm}$	$\Psi = -1\text{cm}$	$\Psi = -10\text{cm}$	$\Psi = -31,7\text{cm}$	$\Psi = -100\text{cm}$	$\Psi = -200\text{cm}$
G.P.	00-05 cm	56,09	59,00	68,79	-	68,79	-	-
	05-10 cm	63,17	62,24	69,50	-	59,20	-	-
	10-15 cm	62,24	68,79	70,74	-	59,66	-	-
	15-20 cm	64,56	70,04	70,04	-	64,56	-	-
	20-25 cm	67,24	62,24	65,77	62,71	58,97	-	-
	25-30 cm	65,31	67,24	66,24	61,31	58,97	-	-
	30-35 cm	64,10	66,24	67,95	64,56	62,71	-	-
S.R.	00-05 cm	62,71	64,10	68,79	58,09	60,81	64,10	-
	05-10 cm	65,31	70,00	62,71	-	67,71	60,81	68,18
	10-15 cm	67,48	67,71	63,17	-	68,79	67,71	64,10
	15-20 cm	61,28	65,77	61,05	-	62,94	59,43	57,90
	20-25 cm	66,47	60,82	58,97	-	70,20	64,10	68,18
A.C.	00-05 cm	60,12	65,54	57,62	66,47	66,01	-	-
	05-10 cm	54,74	59,66	57,16	58,09	69,26	-	-
	10-15 cm	59,00	65,77	57,62	59,43	60,12	-	-
	15-20 cm	60,58	67,24	59,00	68,79	65,77	-	-
	20-25 cm	59,00	61,05	63,17	66,71	68,41	-	-
	25-30 cm	51,30	59,00	65,07	-	59,66	-	-
A.H.	00-05 cm	53,54	59,00	62,01	59,89	58,97	-	-
	05-10 cm	53,13	55,78	60,12	58,50	57,39	-	-
	10-15 cm	53,54	49,81	60,59	65,54	68,79	-	-
	20-25 cm	57,62	49,58	64,10	60,81	64,56	-	-

Tab.3.1 : Tensions superficielles de la solution du sol à 7 tensions hydriques imposées.

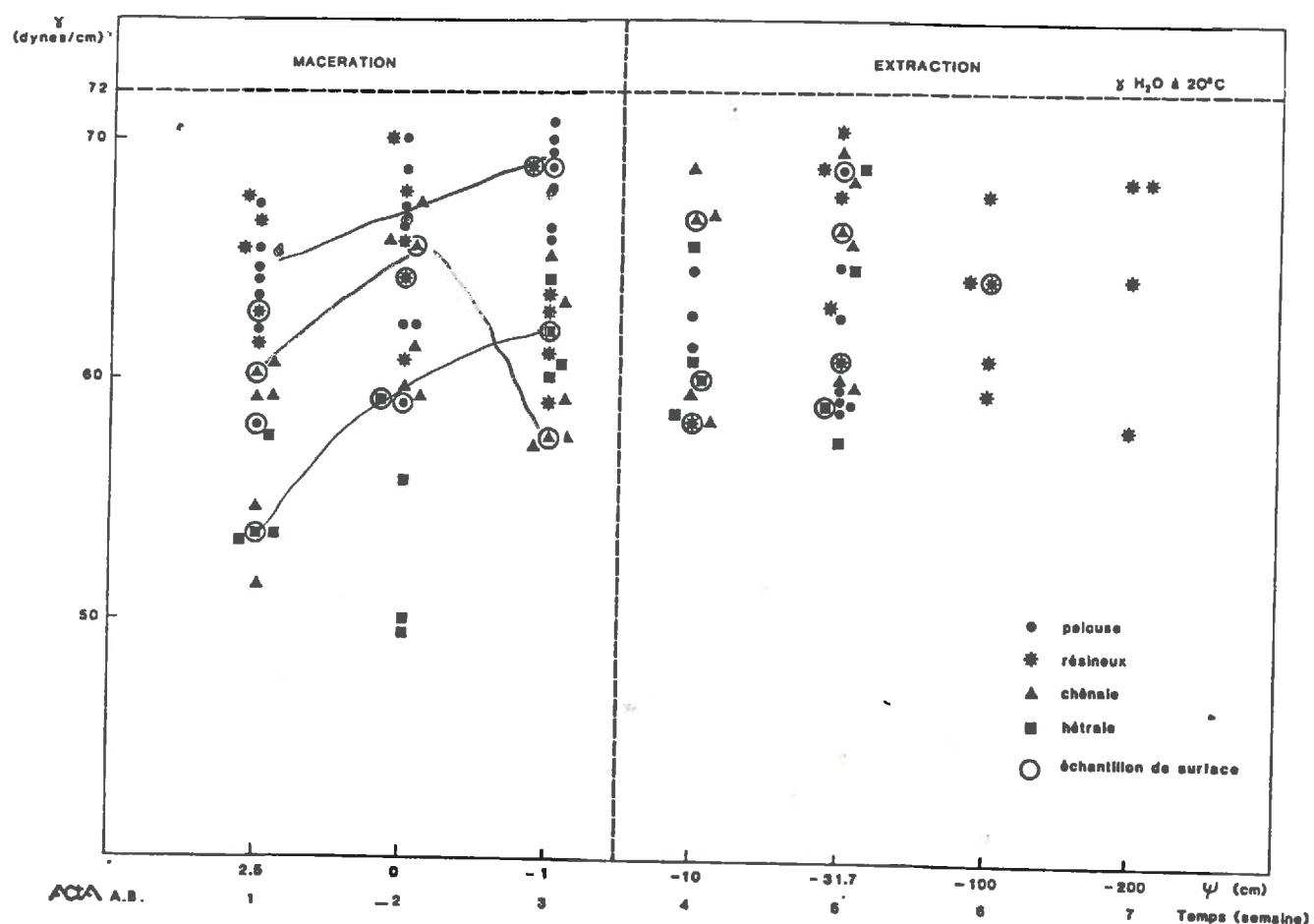
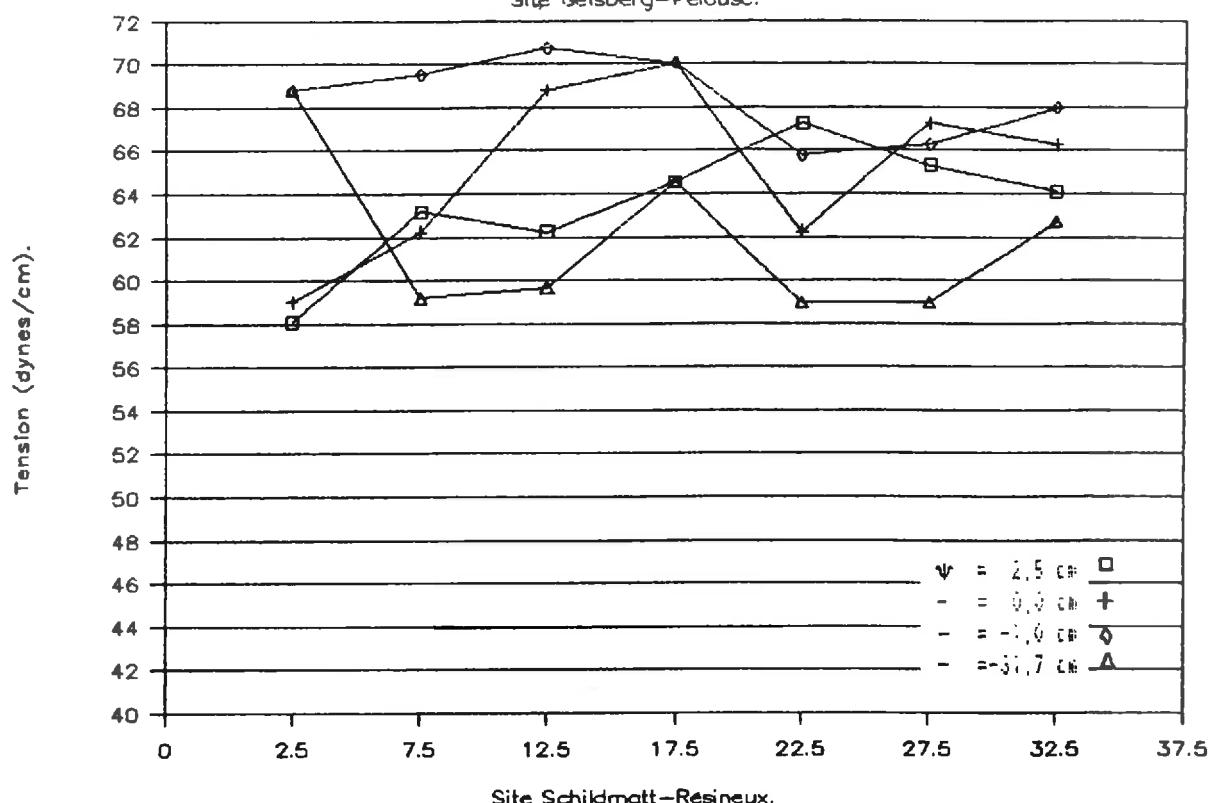


Fig.3.1 : Evolution de la tension superficielle de la solution du sol en fonction du temps et de la tension matricielle.

Tension sup. de la solution du sol.

Site Geisberg-Pelouse.



Site Schildmatt-Resineux.

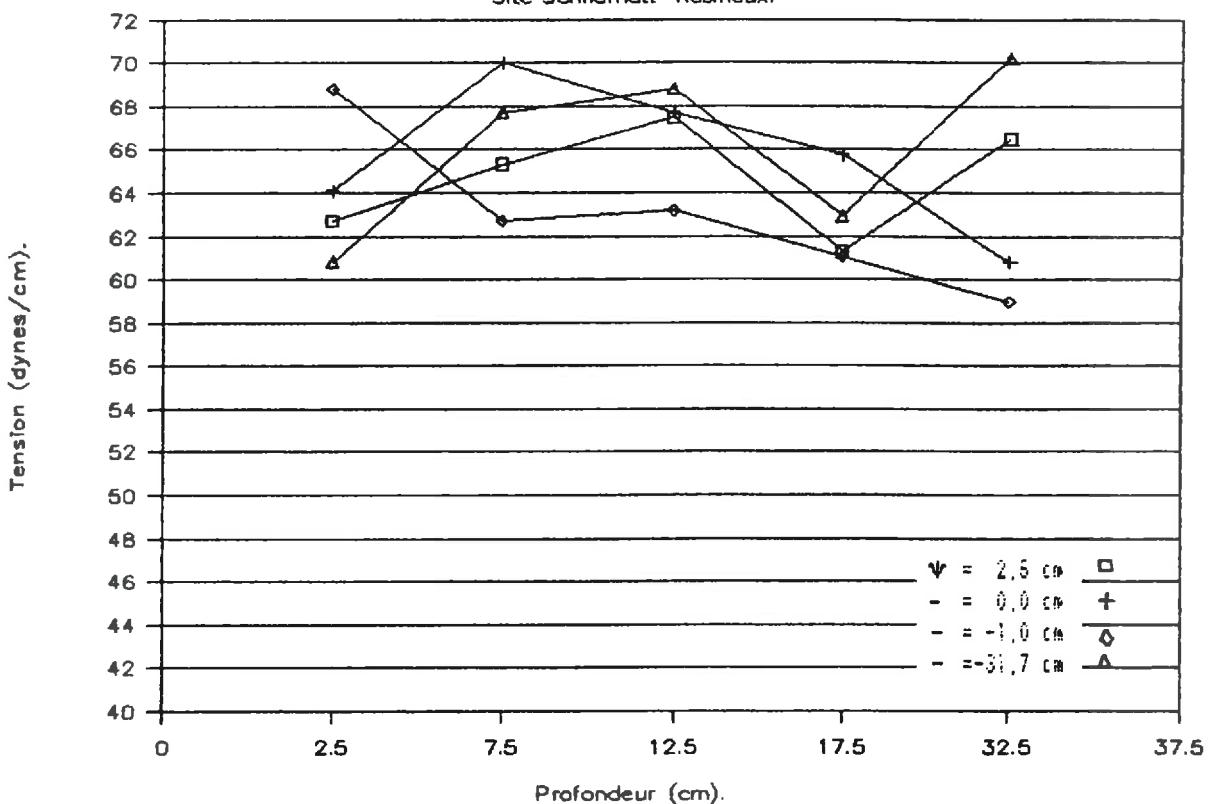
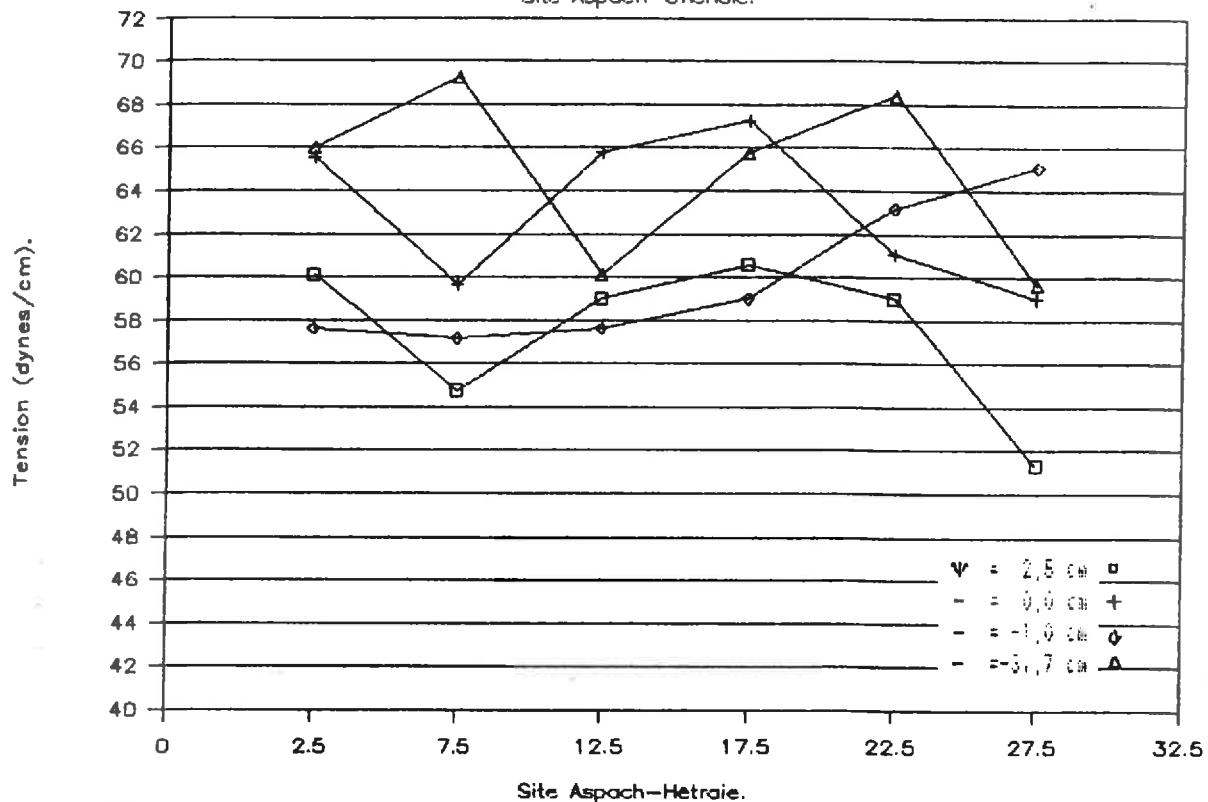


Fig.3.2 : Tensions superficielles en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées.

Tension sup. de la solution du sol.

Site Aspach-Chenое.



Site Aspach-Hetraie.

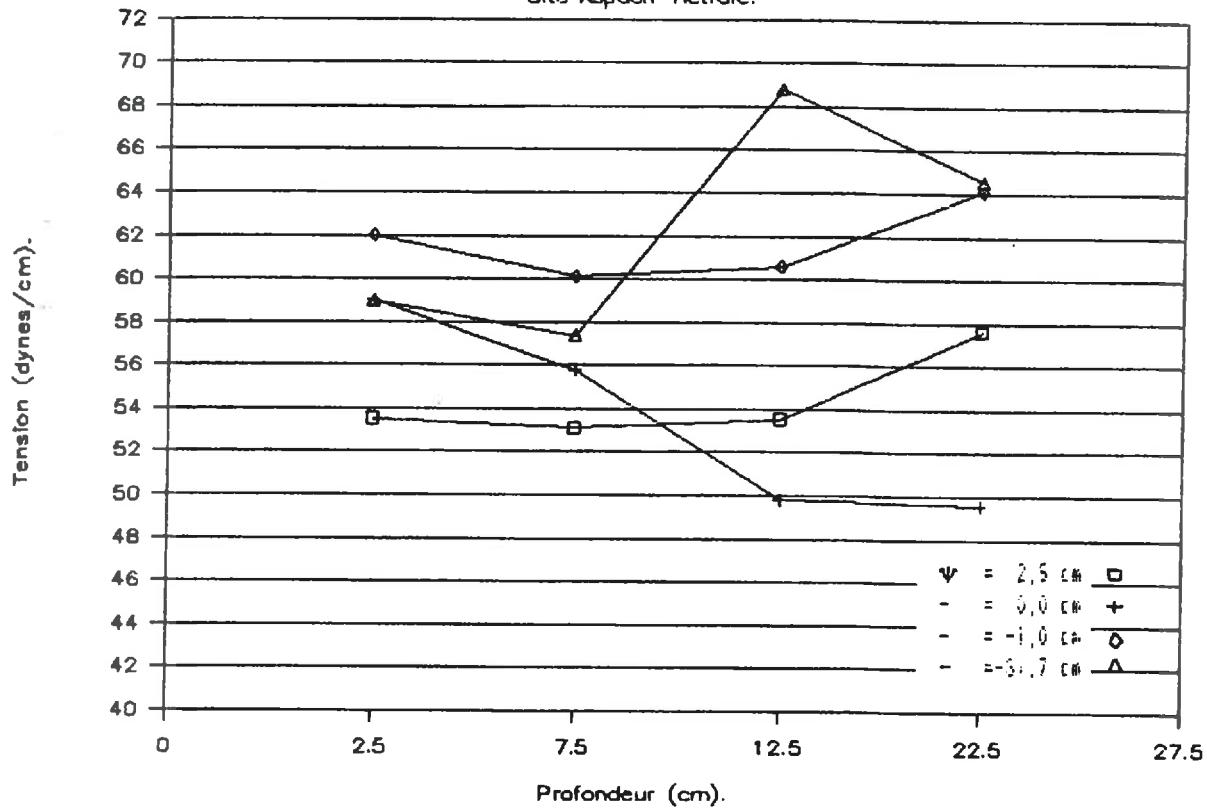


Fig.3.3 : Tensions superficielles en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées.

confondus, au bout de la première semaine, à saturation. Au fur et à mesure que le temps s'écoule, les tensions s'accroissent pour garder, au bout de la troisième semaine, une valeur sensiblement constante entre 60 et 70 dynes/cm.

- On peut classer les sites en fonction des baisses de tension observées (Fig.3.2, 3.3). Les baisses les plus fortes qui peuvent atteindre 30% s'observent sous hêtraie et sous chênaie; les plus faibles, de l'ordre de 3%, sous pelouse et résineux.

- A saturation ($\psi = 2.5\text{cm}$), l'échantillon de surface, qui est le plus organique, donne les tensions les plus basses sauf pour le site sous chênaie pour lequel la chute de tension est maximale en profondeur. Par la suite, cet échantillon fournit des solutions dont la tension superficielle ne se différencie guère de celle des échantillons de profondeur.

3.1.1.3. Recherche des différents composés organiques présents dans la

solution du sol.

Cette étude a pour but de déterminer quelles sont les causes de la baisse de tension superficielle.

3.1.1.3.1. Etude de la densité optique.

Les teneurs en C organique dissous sont d'ordinaire déterminées au "TCM". Pour des raisons d'économie, nous avons du nous rabattre sur une méthode moins onéreuse. Nous avons vu dans la partie bibliographique que de nombreux auteurs préconisent la mesure de la densité optique des solutions à 254 nm. L'absorbance est corrélée positivement à la teneur en C organique total dissous, les paramètres de l'équation variant avec le type de milieu. Hanrion (1972, 1975) qui a travaillé sur des lessivats de litières de hêtre dans les Vosges, obtient une bonne corrélation entre D.O. à 280 nm et teneur en C dissous exprimée en ppm. Travaillant sur des milieux identiques, nous avons choisi cette longueur d'onde pour mener notre étude sur les composés organiques dissous.

* Méthode.

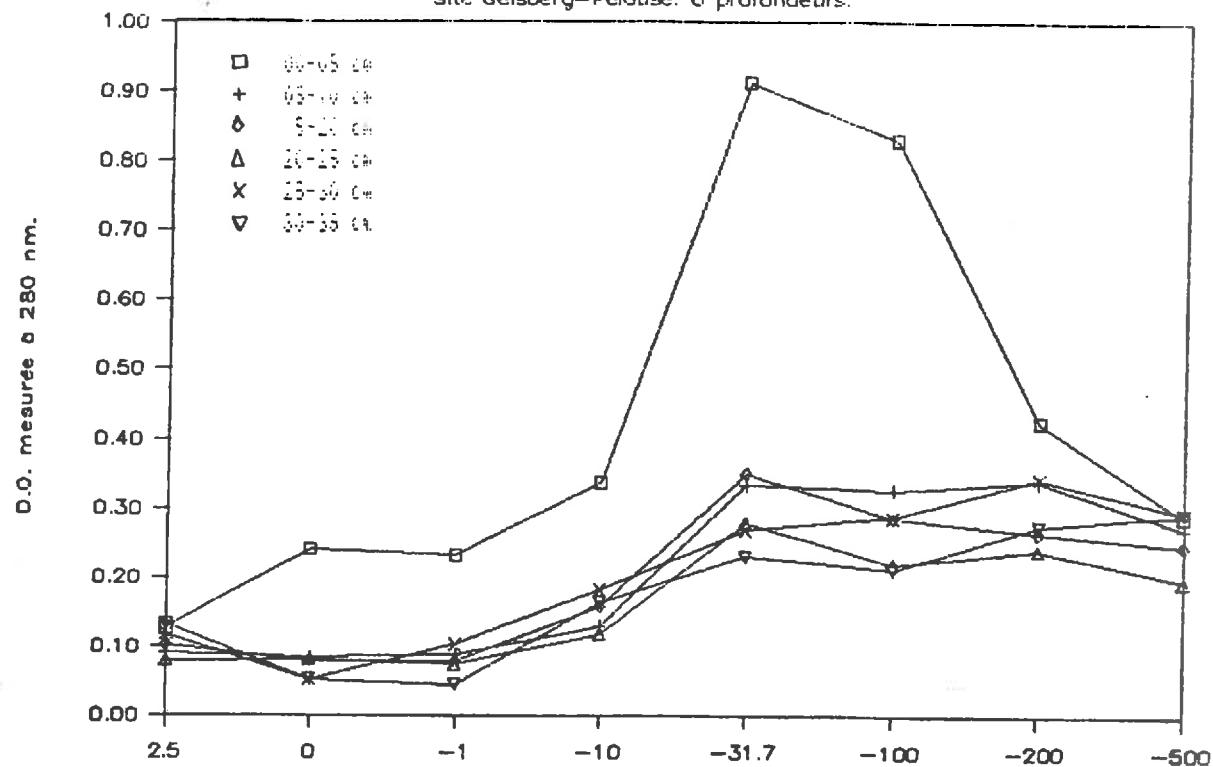
Les solutions sont diluées dans 200 cm³ d'eau distillée. L'absorbance à 280 nm est mesuré à l'aide d'un spectrophotomètre "Shimatzu UV 240". On utilise des cuves en quartz de 1 cm d'épaisseur. Avant chaque série de mesures, on réalise une ligne de base avec une cuve contenant de l'eau distillée.

* Résultats : la teneur en composés hydrosolubles (Fig.3.4, 3.5).

- En première approximation, on observe une augmentation des teneurs en carbone dissous avec l'accroissement des tensions hydriques imposées sauf pour le site sous résineux sur lequel nous reviendrons.

D.O. des solutions extraites.

Site Geisberg-Pelouse. 6 profondeurs.



Site Schildmatt-Résineux. 5 profondeurs.

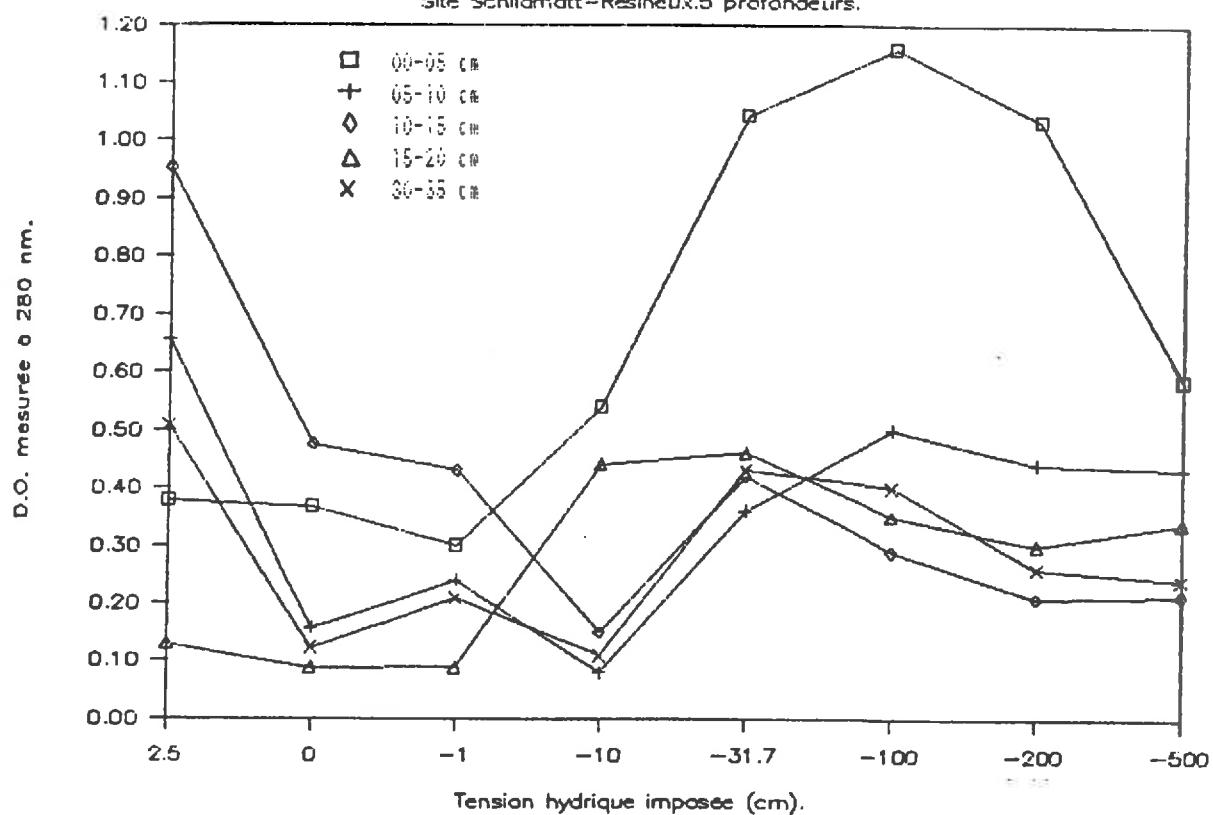
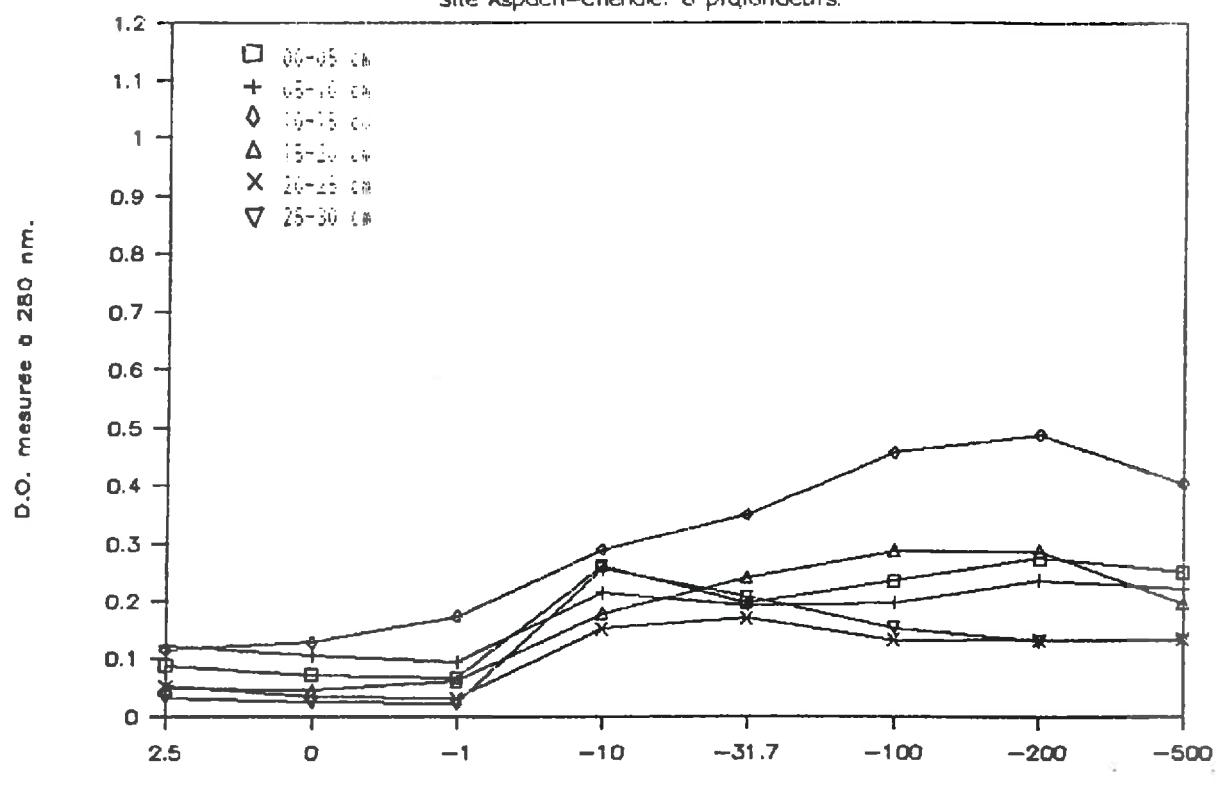


Fig.3.4 : Densités optiques des solutions du sol mesurées à 280 nm.

D.O. des solutions extraites.

Site Aspach-Chênaie. 6 profondeurs.



Site Aspach-Hêtre. 4 profondeurs.

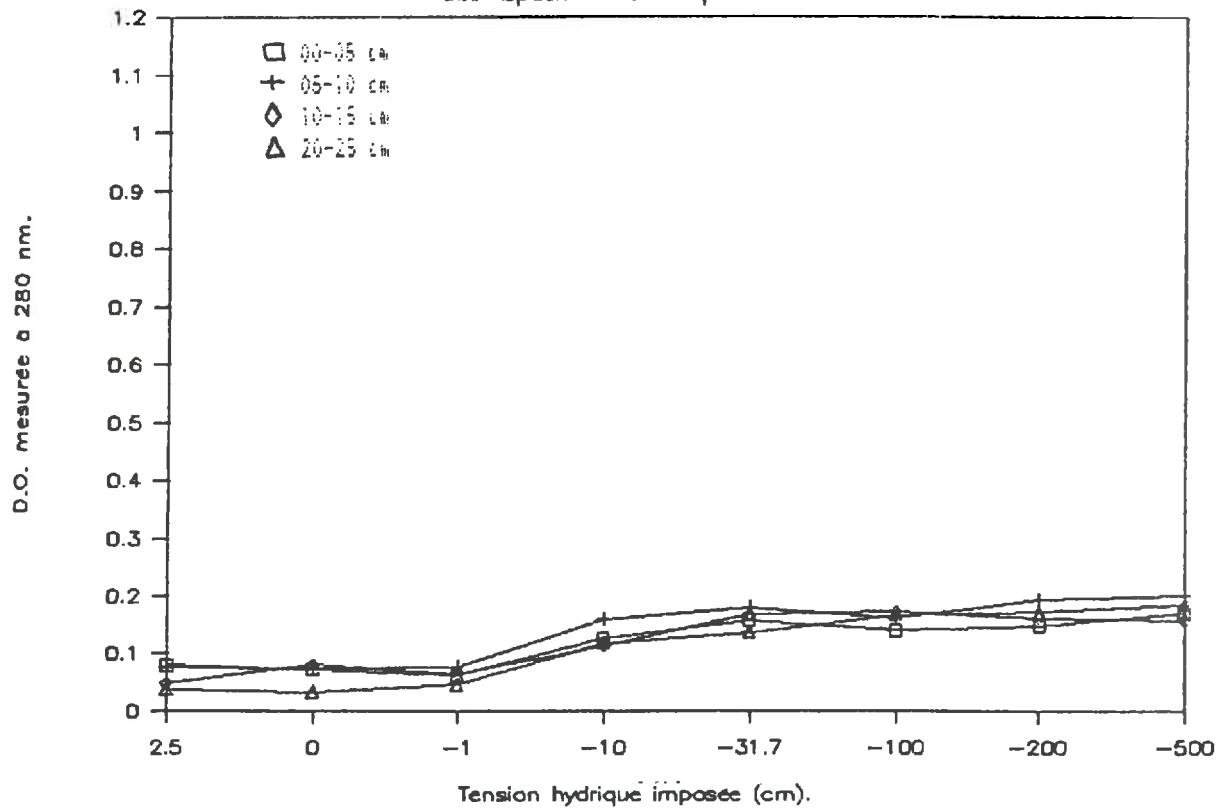


Fig.3.5 : Densités optiques des solutions du sol mesurées à 280 nm.

- On peut classer les sites par quantité de carbone dissous présent dans la solution. Le site sous hêtre libère peu de carbone, le site sous chênaie un peu plus, le site sous pelouse davantage. Le site sous résineux libère en solution des quantités de carbone importantes.

- Les échantillons très organiques sous pelouse et résineux ne présentent des teneurs en carbone élevées qu'à partir d'une tension hydrique imposée de - 10 cm.

- Le site sous résineux se comporte différemment des autres. Dès le début de l'humectation, les échantillons de profondeur laissent passer en solution des quantités importantes de carbone.

- Les échantillons de surface des sites sous chênaie et hêtre ne se démarquent pas des échantillons de profondeur.

Cette étude de la teneur en composés hydrosolubles des solutions nous renseigne sur la dynamique de passage en solution des composés organiques et par là-même sur la stabilité de ces composés vis à vis de l'eau dans le sol :

- les échantillons de surface très organiques ont un comportement particulier. Ce n'est qu'à partir d'une certaine énergie qu'ils laissent passer en solutions leurs composés organiques. Ce retard dans le largage des composés indique leur plus grande résistance, leur plus grande stabilité à l'eau.

- les fortes concentrations en profondeur du site sous résineux dès la saturation indiquent au contraire la présence dans le sol de composés organiques peu stables à l'eau et susceptibles de migrer dans le profil.

De la comparaison de ces figures avec la figure 3.1, on peut déjà remarquer, confirmant ainsi les résultats de CHEN et SCHNITZER (1978), que ce n'est pas la teneur en carbone hydrosoluble qui induit les tensions superficielles les plus faibles puisque :

- d'une part, pour des teneurs en carbone croissantes en fonction de tensions hydriques croissantes, les tensions superficielles restent constantes.

- et d'autre part, le site sous hêtre présente les tensions superficielles les plus basses pour les concentrations les plus faibles.

Cette remarque nous a donc amené à nous intéresser à la nature des composés organiques présents dans la solution du sol.

3.1.1.3.2. Tension superficielle et rapport E4/6.

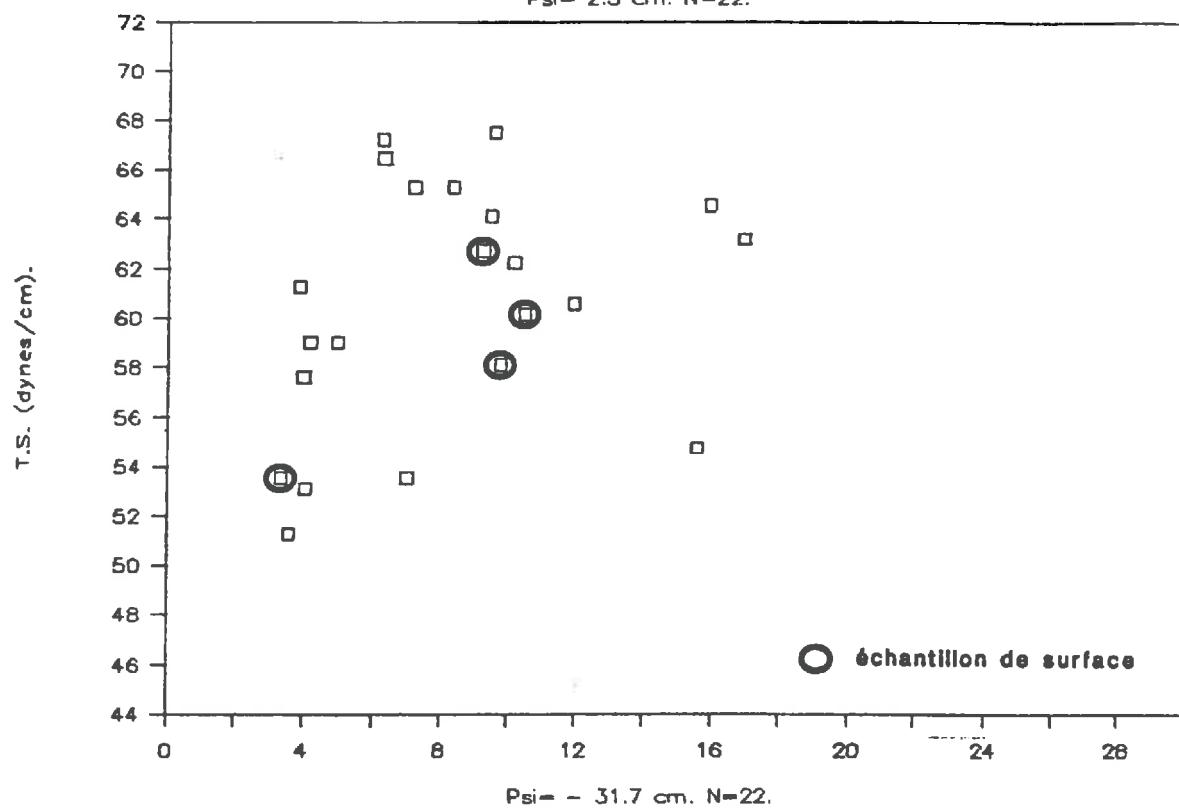
L'étude du rapport des extinctions à 465 et 665 nm permet de se faire une idée sur le caractère plus ou moins aliphatique des composés organiques dissous. Un rapport faible est l'indice d'un degré de condensation élevé du matériel.

* Résultats.

De la comparaison des figures 3.6, on observe qu'au début de l'humectation, après une semaine à saturation, les composés hydrosolubles sont

Tension superficielle et rapport, E4/6.

Psi = 2.5 cm. N=22.



Psi = 31.7 cm. N=22.

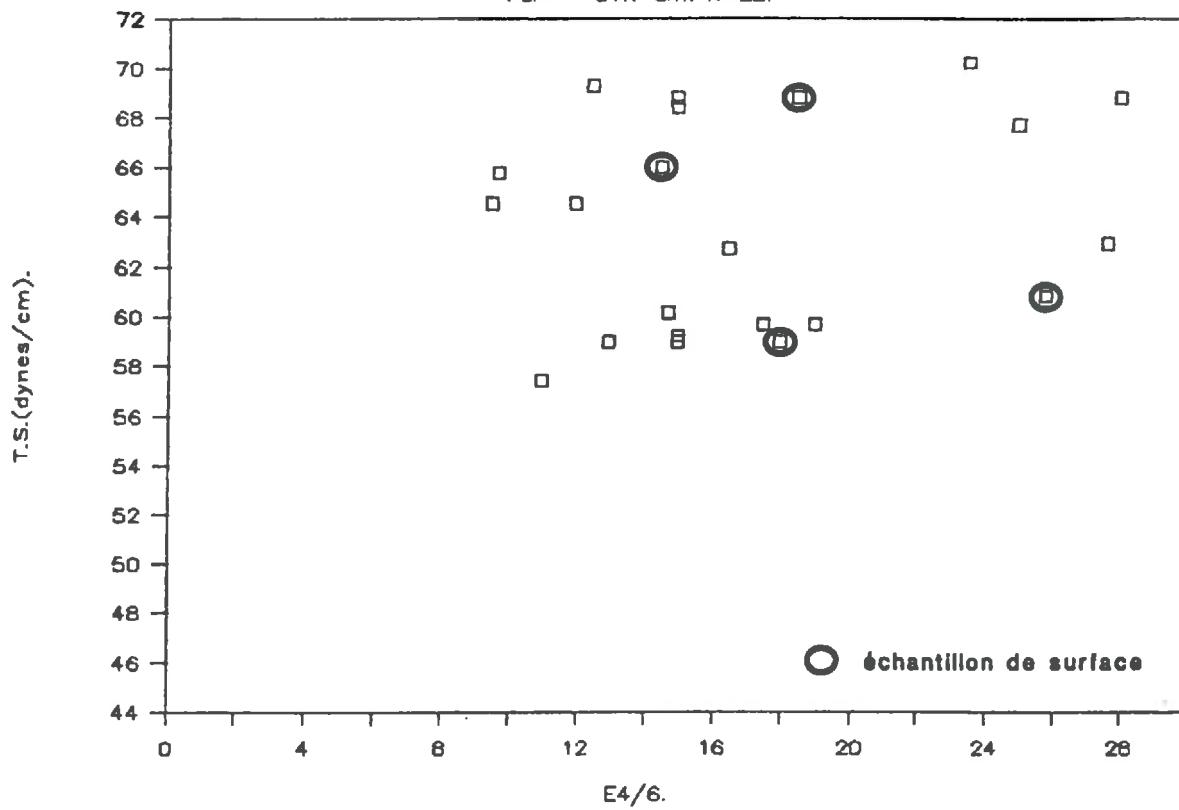
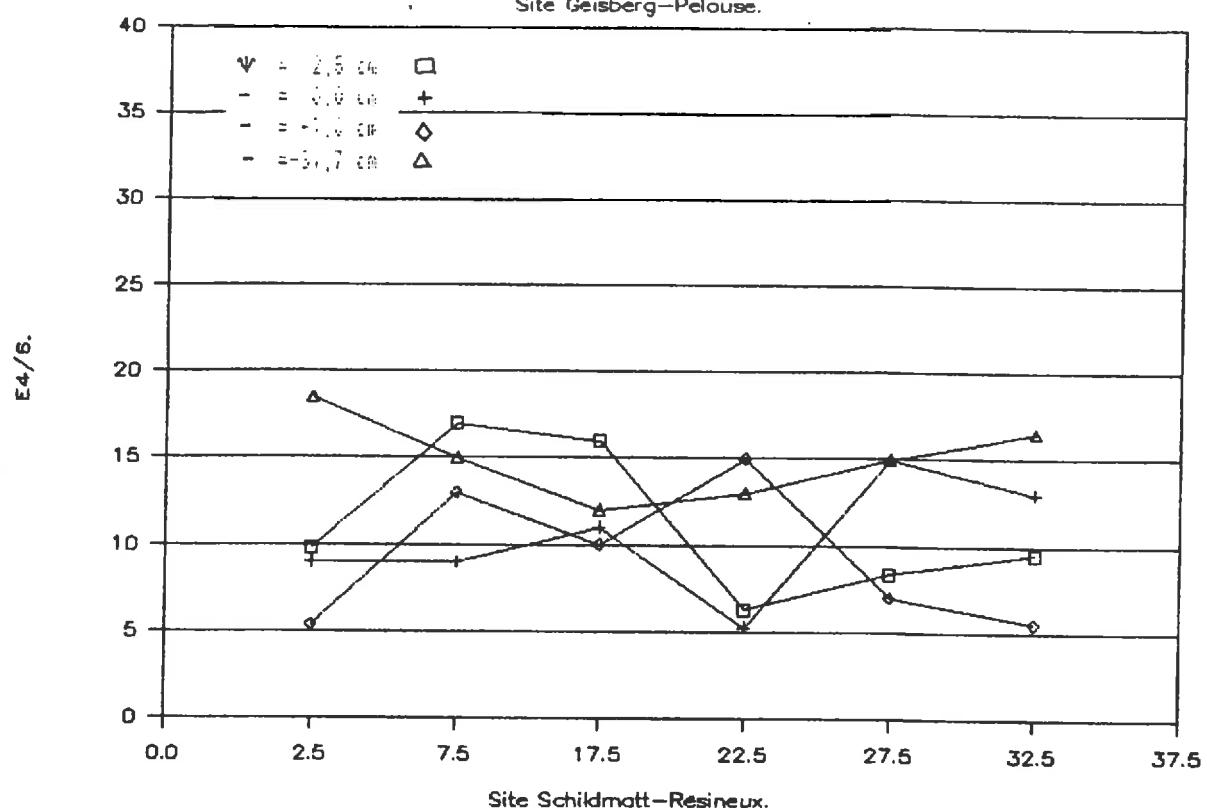


Fig.3.6 : Tensions superficielles et rapport E4/6 pour 2 tensions hydriques imposées.

Rapport E4/6 des solutions du sol.

Site Geisberg-Pelouse.



Site Schildmatt-Resineux.

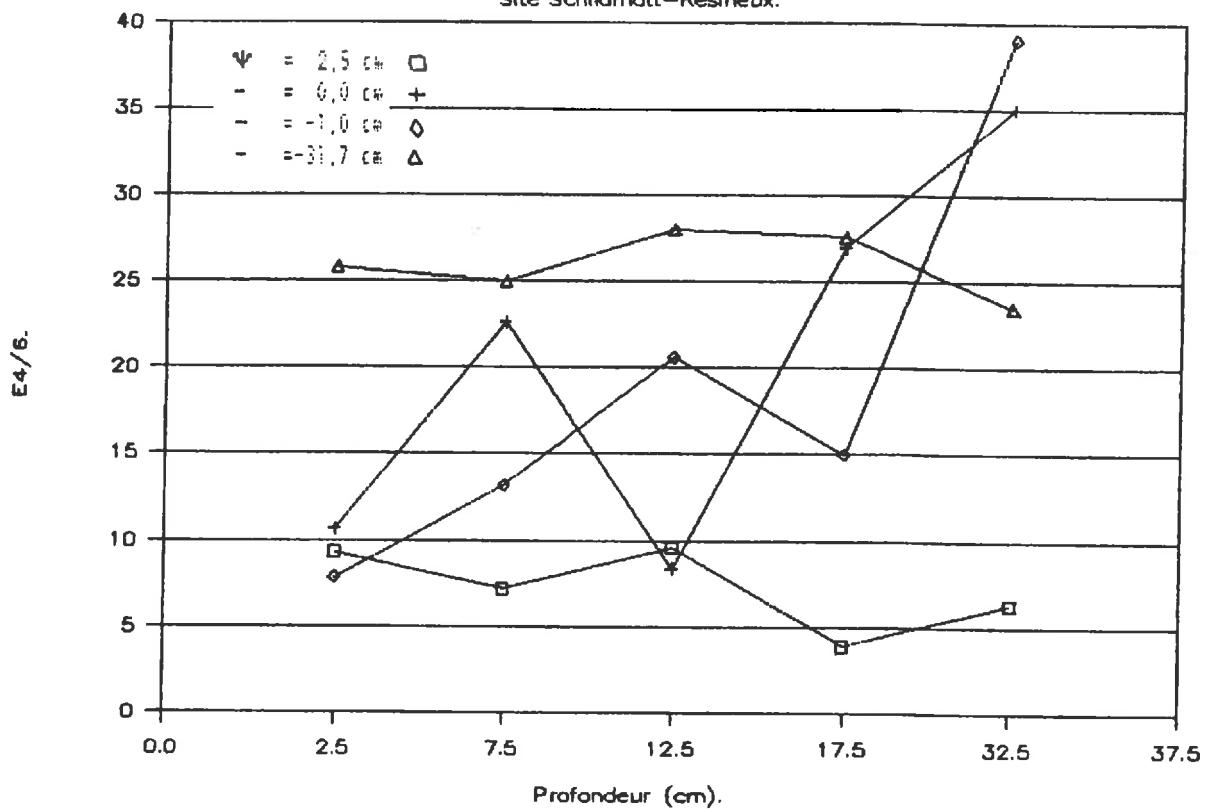
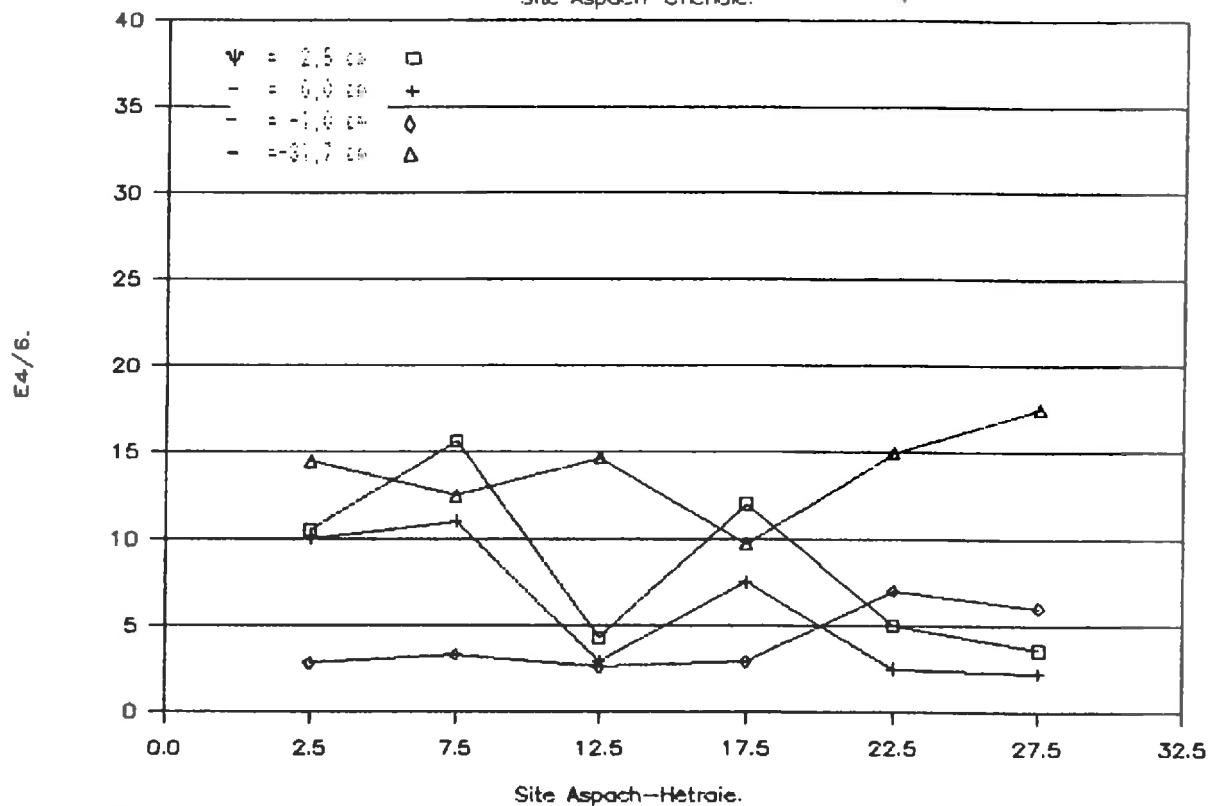


Fig.3.7 : Rapports E4/6 des solutions du sol en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées.

Rapport E4/6 des solutions du sol.

Site Aspach-Chenais.



Site Aspach-Hétraire.

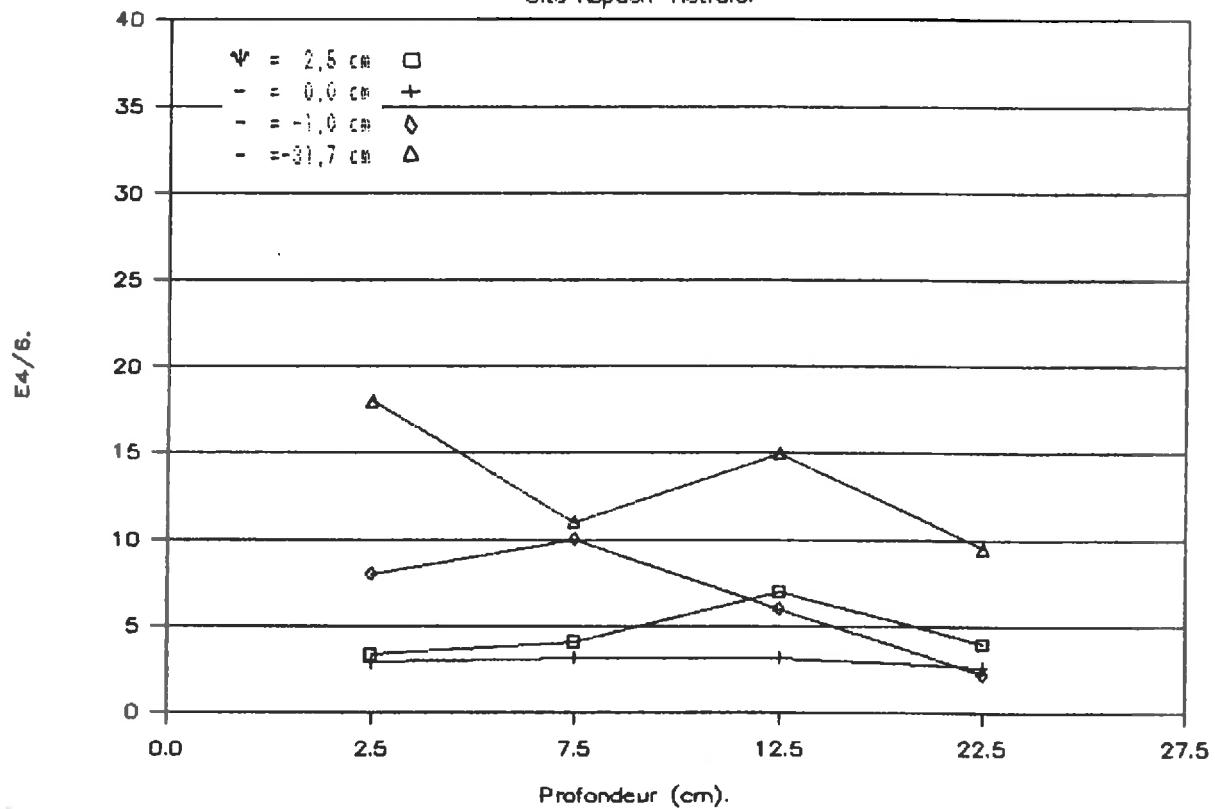


Fig.3.8 : Rapports E4/6 des solutions du sol en fonction de la profondeur à 4 tensions hydriques imposées.

rapport E 4/6 + fautes

plus condensés que les composés présents en solution après 5 semaines d'expérience.

Les échantillons de surface très organiques ne se distinguent pas par la nature des composés solubilisés des échantillons de profondeur.

On peut classer les sites d'après le degré de condensation des produits solubilisés (Fig.3.7, 3.8). Les sites sous hétraie et chênaie libèrent dans la solution du sol des produits plus condensés que les sites sous pelouse et résineux.

Conclusion particulière et très générale

pas
les
neuf.

* Conclusions.

Les composés organiques hydrosolubles présents dans la solution du sol sont de plus en plus aliphatiques à mesure que le temps s'écoule.

Les échantillons de surface caractérisés par leur richesse en matière organique non-humifiée ne se distinguent pas par la nature des produits dissous, autrement dit, la matière organique libre ne semble pas intervenir dans la solubilisation des composés organiques.

Si l'on met en parallèle les observations sur les teneurs en hydrosolubles organiques et la nature de ces hydrosolubles avec la tension superficielle, on s'aperçoit alors que les teneurs les plus faibles en produits condensés provoquent des baisses de tension superficielle importantes alors que des teneurs plus élevées en produits aliphatiques sont à l'origine de baisses de tension moins fortes.

On s'oriente donc comme explication de la baisse de tension superficielle non pas vers les teneurs en carbone dissous mais plutôt vers la nature de ce carbone dissous.

Du comportement des échantillons de surface, on peut supposer que le carbone présent en solution provient de la fraction humifiée de la matière organique, hypothèse que nous allons essayer de vérifier.

3.1.1.4. Relation entre la tension superficielle et les caractéristiques

organiques du sol.

Les variables prises en compte dans les matrices de corrélations sont les suivantes :

TS2,5 :

TS 0 : Tensions superficielles de la solution du sol à des tensions hydriques

TS -1 : imposées de $\psi=2,5 \text{ cm}$, $\psi=0 \text{ cm}$, $\psi=-1 \text{ cm}$, $\psi=-317 \text{ cm}$,

TS317 :

MATRICE DE CORRELATIONS TOTALES

	TS2.5	TS 0	TS -1	TS317	DD2.5	DD 0	DD -1	DD317	E2.5	E 0	E -1	E317	C tot	C 100	TH %	C lab	E tot	AF	AH	AF/AH	E46AF	E46AH	g ₂	g ₃	T Angle																		
TS -1	0.328	0.146	1.000																																								
TS317	0.122	-0.032	-0.281	1.000																																							
TS2.5	0.556	0.381	-0.030	0.382	1.000																																						
DD 0	0.357	0.259	0.165	0.274	0.764	1.000																																					
E -1	0.479	0.321	0.093	0.319	0.888	0.947	1.000																																				
E317	0.260	0.200	0.418	0.086	0.344	0.695	0.658	1.000																																			
E2.5	0.308	0.361	0.287	0.234	0.029	0.156	0.096	0.113	1.000																																		
E 0	0.545	0.405	-0.087	0.327	0.440	0.118	0.288	0.268	0.087	1.000																																	
E -1	0.527	0.149	-0.030	0.225	0.610	0.266	0.446	0.161	-0.076	0.692	1.000																																
E317	0.374	0.345	0.081	0.215	0.742	0.676	0.709	0.579	-0.184	0.582	0.553	1.000																															
tot	0.205	0.237	0.234	0.083	0.440	0.692	0.648	0.848	0.126	0.236	0.078	0.592	1.000																														
100	0.077	0.081	0.311	-0.012	0.231	0.618	0.511	0.847	0.120	0.043	-0.082	0.410	0.950	1.000																													
TH %	0.341	0.361	-0.041	-0.063	0.075	-0.322	-0.191	-0.415	-0.116	0.261	0.314	0.020	-0.580	-0.684	1.000																												
lié	0.397	0.411	0.113	0.202	0.691	0.696	0.755	0.724	0.075	0.483	0.343	0.775	0.880	0.697	-0.273	1.000																											
tot	0.410	0.259	0.283	-0.239	0.050	-0.253	-0.156	-0.270	-0.102	0.271	0.254	0.096	-0.427	-0.472	0.731	-0.274	1.000																										
AF	0.450	0.406	-0.154	0.411	0.738	0.493	0.667	0.420	-0.002	0.728	0.643	0.771	0.457	0.196	0.053	0.787	-0.058	1.000																									
AH	0.355	0.327	0.361	0.009	0.584	0.684	0.685	0.750	0.085	0.296	0.167	0.690	0.920	0.806	-0.381	0.925	-0.191	0.551	1.000																								
FIAH	-0.199	-0.016	0.617	0.403	-0.185	-0.235	-0.213	-0.296	0.148	-0.029	-0.101	-0.349	-0.321	-0.310	0.241	-0.260	-0.253	-0.077	-0.482	1.000																							
46AF	0.410	0.357	0.468	0.041	0.571	0.601	0.555	0.488	0.091	0.181	0.371	0.607	0.433	0.376	0.160	0.471	0.143	0.288	0.505	-0.351	1.000																						
46AH	0.699	-0.455	-0.564	-0.019	-0.289	-0.076	-0.212	-0.229	-0.206	-0.410	-0.381	-0.189	-0.111	-0.017	-0.302	-0.256	-0.337	-0.263	-0.273	0.465	-0.490	1.000																					
H5	0.365	0.410	0.059	0.210	0.661	0.689	0.737	0.724	0.084	0.456	0.309	0.741	0.888	0.714	-0.286	0.894	-0.321	0.759	0.915	-0.193	0.450	-0.312	1.000																				
PH	0.525	-0.467	-0.009	0.415	-0.535	-0.557	-0.613	-0.527	-0.192	-0.453	-0.232	-0.598	-0.548	-0.395	-0.054	-0.711	-0.160	-0.599	-0.534	-0.595	-0.552	-0.712	-0.726	1.000																			
Ca	0.497	0.462	0.098	0.281	0.592	0.659	0.725	0.689	0.381	0.505	0.298	0.613	0.741	0.567	-0.321	0.841	-0.266	0.756	0.710	-0.193	0.348	-0.290	0.822	-0.759	1.000																		
Na	-0.053	-0.153	-0.112	0.183	-0.051	-0.094	0.004	0.052	-0.075	0.058	-0.047	-0.163	-0.163	-0.197	-0.239	-0.071	-0.066	0.017	-0.149	0.477	-0.238	0.055	-0.355	-0.283	0.066	1.000																	

Tab.3.2 : Matrice des corrélations entre les caractéristiques physico-chimiques de la solution du sol et les caractéristiques organiques du sol.

MATRICE DE CORRELATIONS TOTALES

	TS2.5	TS 0	TS -1	TS3.7	DO2.5	DO 0	DO -1	DO3.7	E2.5	E 0	E -1	E3.7	C tot	C 100	TH Z	C liè	E tot	AF	AH	AF/AH	E46AF	E46AH	HS	pH	Log T	Angle
TS 5	1.000																									
TS 0	0.754	1.000																								
TS -1	0.321	0.369	1.000																							
TS3.7	0.162	-0.036	-0.231	1.000																						
DO 5	0.539	0.449	-0.228	0.511	1.000																					
DO 0	0.263	0.299	0.121	0.381	0.768	1.000																				
DO -1	0.426	0.358	0.011	0.498	0.894	0.949	1.000																			
DO3.7	0.190	0.232	0.389	0.224	0.283	0.678	0.628	1.000																		
E2.5	0.419	0.437	0.763	0.047	0.030	0.181	0.137	0.214	1.000																	
E 0	0.523	0.479	-0.254	0.381	0.384	0.029	0.220	0.222	-0.036	1.000																
E -1	0.500	0.248	-0.442	0.366	0.570	0.198	0.408	0.052	-0.029	0.696	1.000															
E3.7	0.375	0.461	-0.224	0.407	0.742	0.689	0.739	0.552	-0.093	0.603	0.478	1.000														
tot	0.127	0.249	0.259	0.112	0.414	0.699	0.663	0.883	0.116	0.165	0.013	0.608	1.000													
100	-0.013	0.078	-0.366	-0.008	0.192	0.622	0.516	0.881	0.117	-0.038	-0.164	0.403	0.247	1.000												
TH Z	0.570	0.457	-0.161	-0.008	0.162	-0.308	-0.152	-0.480	0.029	0.467	0.426	0.066	-0.547	-0.685	1.000											
liè	0.323	0.431	0.034	0.283	0.678	0.695	0.767	0.721	0.080	0.445	0.295	0.808	0.880	0.683	-0.239	1.000										
tot	0.461	0.399	0.059	-0.176	-0.049	-0.379	-0.290	-0.428	0.003	0.252	0.117	-0.064	-0.512	-0.554	0.868	-0.361	1.000									
AF	0.398	0.426	-0.292	0.514	0.725	0.459	0.649	0.388	-0.038	0.720	0.654	0.811	0.433	0.149	0.158	0.774	-0.086	1.000								
AH	0.274	0.403	0.247	0.093	0.538	0.676	0.681	0.741	0.143	0.294	0.012	0.456	0.940	0.815	-0.367	0.936	-0.359	0.522	1.000							
F/AH	-0.099	-0.353	<u>-0.651</u>	0.489	0.036	-0.257	-0.129	-0.283	-0.258	0.439	0.643	0.023	-0.379	-0.407	0.220	-0.244	0.006	0.179	-0.493	1.000						
46AF	<u>0.459</u>	<u>0.587</u>	0.339	0.249	0.726	0.817	0.815	0.586	0.446	0.285	0.373	0.625	0.554	0.469	0.111	0.595	0.025	0.409	0.579	-0.224	1.000					
46AH	<u>0.773</u>	<u>0.595</u>	-0.433	-0.220	-0.248	-0.036	-0.193	-0.152	-0.567	-0.443	-0.269	-0.012	-0.027	0.082	-0.443	-0.182	-0.276	-0.240	-0.141	0.088	-0.415	1.000				
HS	<u>0.304</u>	<u>0.406</u>	0.030	0.275	0.664	0.703	0.765	0.735	0.078	0.432	0.291	0.799	0.894	0.708	-0.268	0.998	-0.399	0.751	0.936	-0.235	0.593	-0.169	1.000			
pH	<u>-0.638</u>	<u>0.457</u>	-0.142	-0.474	-0.659	-0.610	-0.687	-0.589	-0.231	-0.541	-0.331	-0.734	-0.611	-0.441	-0.051	-0.779	0.124	-0.647	-0.705	-0.118	-0.715	0.470	-0.776	1.000		
log T	0.516	0.526	0.248	0.331	0.605	0.660	0.740	0.751	0.332	0.465	0.336	0.719	0.747	0.559	-0.149	0.890	-0.304	0.789	0.801	-0.260	0.645	-0.428	0.951	-0.353	1.000	
angle	0.135	-0.195	-0.094	0.450	-0.032	-0.174	-0.035	0.066	-0.194	0.246	0.025	-0.099	-0.043	-0.078	-0.035	0.046	-0.185	0.198	-0.027	0.198	-0.205	-0.411	0.045	-0.349	0.185	1.000

Table 3.3 : Matrice des corrélations entre les caractéristiques physico-chimiques de la solution du sol et les caractéristiques organiques du sol sans site sous chênaie.

DD2,5 :

DD 0 : Densités optique à 280 nm de la solution du sol à des tensions hydriques imposées de $\psi=2,5$ cm, $\psi=0$ cm, $\psi=-1$ cm, $\psi=-31,7$ cm,
DD317 :

E2,5 :

E 0 : Rapport E4/6 de la solution du sol à des tensions hydriques imposées de $\psi=2,5$ cm, $\psi=0$ cm, $\psi=-1$ cm, $\psi=-31,7$ cm,
E317 :

C tot : Carbone organique total du sol (g Corg / 100 g F<2mm).

TH % : Taux d'humification (% Corg F<100μm / % Corg total).

C lié : Carbone lié (mg Corg / 100 g F<2mm).

E tot : Extrait total (% C lié).

AF : Acides fulviques (mg Corg / g F<2mm).

AH : Acides humiques (mg Corg / g F<2mm).

AF/AH : Taux de polymérisation,

E46AF : Rapport E4/6 des acides fulviques.

E46AH : Rapport E4/6 des acides humiques.

HG : Humine globale (mg C / 100g F<2mm).

pH : pH du sol.

Log T : Logarithme décimal du temps de pénétration d'une goutte d'eau.

Angle : Angle de contact liquide-solide déterminé par ascension capillaire.

L'examen de la matrice de corrélations (Tab.3.2) entre l'ensemble des caractéristiques organiques des sites et les tensions superficielles mesurées à 4 tensions hydriques imposées montre que :

- Ce ne sont pas les teneurs en carbone organique total du sol ni en matière organique libre et humifiée qui contrôlent la tension superficielle. Ces résultats sont en accord avec ceux de TSCHAPEK et al. (1978).

- Après 3 semaines de drainage, le rapport AF/AH est corrélé négativement (-0.617) avec la tension superficielle.

- Le rapport E4/6 des AH présente une corrélation négative avec la tension superficielle, corrélation qui se dégrade avec le temps (-0.699 ---> -0.019).

Si l'on enlève de la matrice les données provenant du site sous chênaie (Tab.3.3), on constate alors que :

- Le taux d'humification est corrélé positivement avec la tension. Cette relation se dégrade au cours du temps (0.570 ---> -0.008).

- Le rapport AF/AH après 3 semaines de drainage montre une corrélation négative de -0.651 avec la tension.

- Le rapport E4/6 des AF est corrélé négativement avec la tension et cette corrélation se dégrade au cours du temps (0.699 ---> 0.249).

- Le rapport E4/6 des AH est corrélé négativement et cette relation se dégrade au cours du temps (-0.773 ---> -0.211).

L'élimination des valeurs du site sous chênaie (Tab. 3.4) améliore considérablement les corrélations entre fractions organiques et tension superficielle. De plus certains indicateurs tels que le taux d'humification et le degré de polymérisation des AF viennent s'ajouter au taux de polymérisation et au degré de polymérisation des AH comme éléments explicatifs de la baisse de tension superficielle.

	Sans les données de la chênaie				Avec les données de la chênaie			
	TS 2,5	TS 0	TS -1	TS -31,7	TS 2,5	TS 0	TS -1	TS -31,7
TH	0,570	0,457	-0,161	-0,008	0,341	0,361	-0,041	-0,063
AF/AH	-0,099	-0,363	-0,651	0,489	-0,199	-0,016	-0,617	0,403
E4/6 AF	0,699	0,597	0,339	0,249	0,410	0,357	0,468	0,041
E4/6 AH	-0,773	-0,595	-0,433	-0,220	-0,699	-0,451	-0,564	-0,019

Tab. 3.4 : Corrélations entre tension superficielle à 4 tensions hydriques imposées et caractéristiques de la M.O. humifiée avec et sans les données de la chênaie.

Conclusion.

Ce n'est pas tant la teneur que la configuration moléculaire des AF et AH qui provoque une baisse de tension superficielle. On s'aperçoit que le degré de polymérisation du matériel humique a une importance primordiale, confirmation des résultats acquis par l'étude des solutions du sol. Les tensions superficielles les plus basses sont provoquées par les acides fulviques les plus polymérisés et par les acides humiques les moins polymérisés c'est à dire par des AF qui ne sont pas encore des AH et des AH de "fraîche date" qui, il y a peu encore, étaient des AF.

Le site sous chênaie.

On peut se demander pourquoi l'introduction des caractéristiques organiques de ce site masque certains facteurs explicatifs de la baisse de tension superficielle.

Le site sous chênaie possède des taux d'humification allant de 43% à 84% comparables à ceux des autres sites. Il se distingue par les taux d'extraction les plus bas (20 à 35%), c'est à dire par des taux d'humine globale les plus élevés (65 à 80%). Les taux d'AH sont les plus faibles (2 à 15%) et les rapports AF/AH les plus élevés, de 1 à 7. Les AH présents sont les moins polymérisés des 4 sites et les AF voient leur degré de condensation varier avec la profondeur : polymérisés entre 5 et 15 cm, plus aliphatiques en surface et en dessous de 15 cm.

De 65 à 80% de la matière organique humifiée se situent dans l'humine globale non-extractible. Les teneurs en AF et AH sont donc relativement plus

faibles que celles des autres sites. De plus, les teneurs en AF sont nettement supérieures à celles des AH puisque le rapport varie de 1 à 7. Les AF qui ont un degré de condensation proche de celui des AF des autres sites, n'ont pas l'activité tensio-active à laquelle on pourrait s'attendre.

La présence au sein du profil de forts taux d'humine donne un élément d'explication au blocage de l'activité tensio-active des AF. Rappelons que ce sol s'est développé sur des grauwackes de faciès Culm très riches en chlorite ferrifère facilement dégradable. L'abondance du fer explique l'accumulation de cette humine d'insolubilisation et pourrait expliquer aussi le blocage de l'activité tensio-active des AF. Les AH bien qu'en faibles teneurs conservent leur activité tensio-active, faibles teneurs compensées par un degré de polymérisation peu élevé par rapport à ceux des 3 autres sites.

Conclusion.

L'étude du site sous chênaie est intéressante parce qu'elle montre à contrario l'importance de la configuration moléculaire des AF et AH dans la baisse de tension superficielle et qu'elle met en lumière le rôle des facteurs écologiques sur cette même tension.

3.1.2.4.1. Influence des facteurs écologiques sur la tension superficielle.

Dans un article datant de 1978, CHEN et SCHNITZER passent en revue l'action des différents constituants du sol sur la tension superficielle. Ils montrent que les AF et AH purifiés en solution aqueuse abaissent la tension superficielle. Cette baisse est maximale aux pH élevés, la tension atteignant alors 44 dynes/cm au lieu de 72 dynes/cm pour l'eau pure. Des solutions d'extraits de feuilles, faiblement concentrées en carbone organique dissous, abaissent fortement la tension superficielle de l'eau. Par contre, les baisses de tension sur des extraits de sol saturés n'atteignent que 6 à 10%.

SCHNITZER et DESJARDINS (1969) pensent que la diminution de tension de la solution du sol est provoquée par la solubilisation des AF. Ils expliquent leur faible activité tensio-active dans le milieu naturel par la complexation de leurs groupes fonctionnels par des ions métalliques qui empêcheraient leur dissociation et par là-même leur réactivité.

Nos résultats confirment les données de la bibliographie. L'étude des matrices de corrélations (Tab.3.2, 3.3) montre qu'il existe en début d'humectation, une corrélation négative entre la tension superficielle et le pH du sol (-0.638). Il faut rappeler ici que l'on distingue les AF des AH par leur solubilité dans l'acide, les uns étant acido-solubles, les autres acido-insolubles. On conçoit donc que le pH du sol, traduction de la nature pétrographique de la roche-mère mais aussi de la végétation (par exemple la végétation améliorante du site sous hêtraie), agisse sur la solubilisation du matériel humique.

De même, des espèces végétales différentes produisent des pluvio-lessivats de nature différentes. Les modifications de tension superficielle que la végétation induit sont susceptibles d'améliorer la mouillabilité du sol. Des

travaux menés au C.E.R.E.G. par MERCIER et TREMOLIERES sont en cours sur ce sujet.

3.1.1.5. Conclusion.

La mouillabilité du sol, c'est à dire son aptitude à s'imbiber d'eau, a été évaluée par l'étude de la tension superficielle de la solution du sol. Pour se faire une idée du phénomène, on peut faire l'analogie avec le problème du lavage des textiles synthétiques : pour que l'eau pénètre dans le tissu, il est indispensable d'abaisser la tension superficielle de l'eau à l'aide d'une poudre à laver. On dira donc qu'un sol est plus ou moins mouillable suivant la baisse de tension superficielle de la solution du sol qu'il est capable de produire. Plus cette baisse est importante, plus le sol est mouillable.

Les 4 sites forestiers étudiés n'ont pas la même mouillabilité : les sites sous hêtraie et sous chênaie se mouillent plus facilement que les sites sous pelouse et résineux.

L'étude des composés organiques présents dans la solution et l'observation de la matrice des corrélations totales entre fractions organiques et tension superficielle montrent que les baisses de tension observées sont provoquées par les composés humiques extractibles présents dans la fraction du sol inférieure à 2 mm.

Ce sont moins les teneurs que le degré de transformation du matériel humique qui entrent en jeu. Les AF les plus polymérisés et les AH les moins polymérisés provoquent les baisses de tension superficielle les plus fortes.

L'étude de la dynamique de la mouillabilité montre, dans les conditions expérimentales données, que la baisse de tension est maximale en début d'humectation, favorisant ainsi le mouillage du matériel.

L'humification n'est pas la seule composante écologique à contrôler les variations de tension : nature de la roche-mère et végétation, pH interviennent dans l'activité tensio-active du matériel humique. Dans un milieu acide, seuls les AF passent en solution où leur activité tensio-active reste faible du fait de leur complexation par des ions métalliques en particulier l'ion ferrique Fe^{3+} . En milieu neutre ou faiblement basique, la solubilisation des AH est alors possible et sera d'autant plus facile que le matériel sera moins polymérisé.

3.1.2. Hydrophobie du sol.

3.1.2.1. Méthodes de mesure.

Deux méthodes permettent d'appréhender la plus ou moins grande facilité qu'à un sol à se mouiller : le temps de pénétration d'une goutte d'eau et l'ascension capillaire.

* Temps de pénétration d'une goutte d'eau: TPGE.

On place l'échantillon à l'étuve à 105°C pendant 48 heures. Après une journée consacrée au refroidissement à la température de la pièce, on dépose à sa surface 5 gouttelettes de 0.1 ml et on calcule la moyenne des temps de pénétration. Puisque la goutte d'eau finit par pénétrer dans le sol, cela signifie que la valeur de l'angle de contact liquide-solide décroît avec le temps. Dans ces conditions, le temps de pénétration est plus un indice de la stabilité de l'hydrophobie qu'une mesure quantitative de l'angle de contact et les estimations de l'angle par ROBERTS et CARBON (1971) reprises par GIOVANNINI et al. (1983) sont à prendre avec précaution. De plus cette méthode dépend aussi de la rugosité des particules du sol.

* Ascension capillaire.

Elle requiert deux conditions :

- l'échantillon doit être parfaitement mouillable.
- les deux tubes doivent contenir des échantillons de même porosité.

bonnes 300°

- mouillabilité : le problème est résolu en chauffant l'échantillon. DeBANO (1969) a testé la longueur et l'intensité du chauffage sur l'hydrophobie. Il en conclut que le sol devient parfaitement mouillable après 15 mn de traitement à 500°C. CORRY et MORRIS (1969) constatent qu'une température supérieure à 600°C pendant 1 heure est nécessaire pour enlever toute hydrophobie sur des sols granitiques. SAVAGE (1974) trouve que cette température doit être supérieure à 250°C. NAKAYA (1977), refaisant l'expérience de DeBANO sur des sols sableux, estime qu'une température de 250°C est suffisante pour détruire l'hydrophobie des sols.

- porosité : il faut prendre soin d'obtenir approximativement la même densité apparente dans les deux tubes. On verse une quantité connue de sable sec en plusieurs fois. La densité apparente de l'échantillon est calculée à partir du poids initial de sol et de sa hauteur dans le tube. La densité étant connue, la porosité peut être déterminée. Le diamètre des tubes n'a pas d'influence. Par contre, la nature des tubes joue un rôle lors de la montée capillaire.

Après la mesure du TPGE, l'échantillon de sol est tamisé à 500 . Une partie de poids connu est versée en plusieurs fois dans un tube de nature hydrophobe (Exacanal) d'un diamètre de 8 mm, fermé à la base par un nylon hydrophile. L'autre partie est passée au four à 500°C pendant 15 mn, refroidie puis versée à son tour dans le deuxième tube. Après tassement, pour obtenir

SITE	PROFONDEUR	T.P.G.E. moy	Log T.P.G.E. moy
G.P.	00-05 cm	1524 s	3,18
	05-10 cm	262 s	2,41
	10-15 cm	68 s	1,83
	15-20 cm	10 s	1,00
	20-25 cm	15 s	1,17
	25-30 cm	6 s	0,77
S.R.	30-35 cm	< 1s	-0,3
	00-05 cm	2285 s	3,35
	05-10 cm	3179 s	3,50
	10-15 cm	521 s	2,71
	15-20 cm	247 s	2,39
A.C.	20-25 cm	74 s	1,86
	00-05 cm	153 s	2,18
	05-10 cm	95 s	1,97
	10-15 cm	32 s	1,50
	15-20 cm	4 s	0,60
	20-25 cm	< 1s	-0,3
A.H.	25-30 cm	< 1s	-0,3
	00-05 cm	< 1s	-0,3
	05-10 cm	< 1s	-0,3
	10-15 cm	< 1s	-0,3
	20-25 cm	< 1s	-0,3

Tab.3.5 : Temps de pénétration d'une goutte d'eau.

Temps de Pénétration d'1 Goutte d'Eau.

4 sites forestiers.

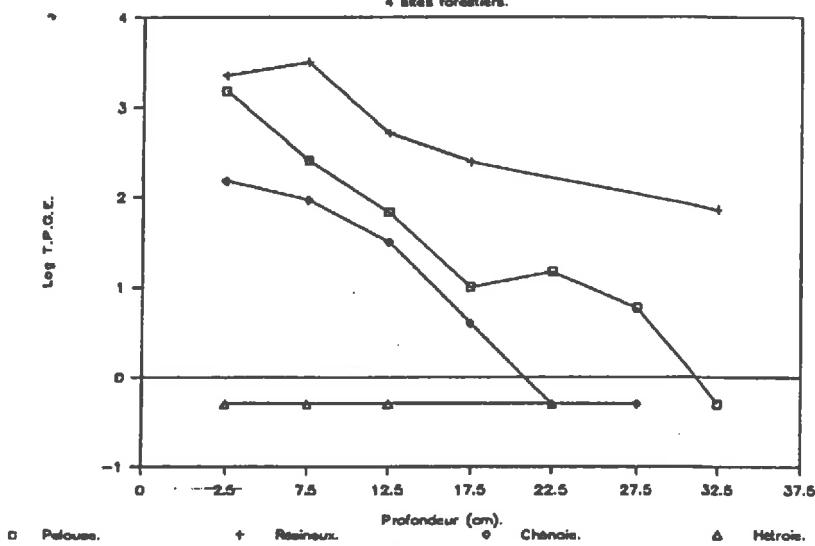


Fig.3.9 : Temps de pénétration d'une goutte d'eau en fonction de la profondeur.

sensiblement la même densité apparente, les 2 tubes sont plongés dans une cuve contenant 30 cm de hauteur d'eau.

3.1.2.2. Résultats.

* Temps de pénétration d'une goutte d'eau.

Tous les sites, à l'exception de la hétraie, montrent une résistance au mouillage qui décroît avec la profondeur (Tab.3.5, Fig.3.9). Les échantillons de surface sont les plus durablement hydrophobes. Le site sous résineux présente l'hydrophobie la plus marquée suivi de celui sous pelouse et enfin de celui sous chênaie.

Cette influence de la végétation est attestée par la bibliographie. JAMISON, DeBANO, HOLZHEY (1969) avaient déjà noté que les résineux provoquaient une hydrophobie importante des horizons superficiels des sols.

L'observation des matrices de corrélations (Tab. 3.2, 3.3) montre que le log du temps de pénétration est corrélé positivement avec le carbone total (0.74) et le carbone lié (0.84) tous sites confondus; sans le site sous chênaie la corrélation avec le carbone lié passe à 0.89.

Le log du temps de pénétration est corrélé négativement avec le pH du sol:

$$r = -0.74 \text{ tous sites confondus.}$$

$$r = -0.83 \text{ sans le site sous chênaie.}$$

relation TPE = f $\frac{No}{A}$

Le temps de pénétration est corrélé positivement (0.56) avec la fraction argileuse de la matrice minérale. Il n'existe aucune autre corrélation avec les fractions granulométriques restantes.

Interprétation.

VAN'T WOUDT (1959) le premier parle de revêtements hydrophobes sans insister sur leur nature. ROBERTS et CARBON (1972), NAKAYA (1982) montrent que ces revêtements sont composés d'acides humiques fortement adsorbés aux particules du sol. TSCHAPEK (1984) montre que toutes les particules inorganiques du sol sont hydrophiles à cause de leurs charges ioniques et de leurs groupes polaires (-OH hydroxyle). L'hydrophobie des sols est causée principalement par les acides humiques amphiphiles dont la structure moléculaire est composée de groupes hydrophiles (-OH, -COO, -NH₂) et de groupes hydrophobes (-CH₃, =CH₂, =CH).

Nos résultats sont en accord avec les données de la bibliographie. La fraction humifiée de la matière organique du sol, en particulier les acides humiques et fulviques, est bien la cause de l'hydrophobie observée. Comme pour la tension superficielle, la manifestation de l'hydrophobie est contrôlée par le degré d'humification et le pH du sol.

* Mesure de l'angle de contact par ascension capillaire.

Résultats.

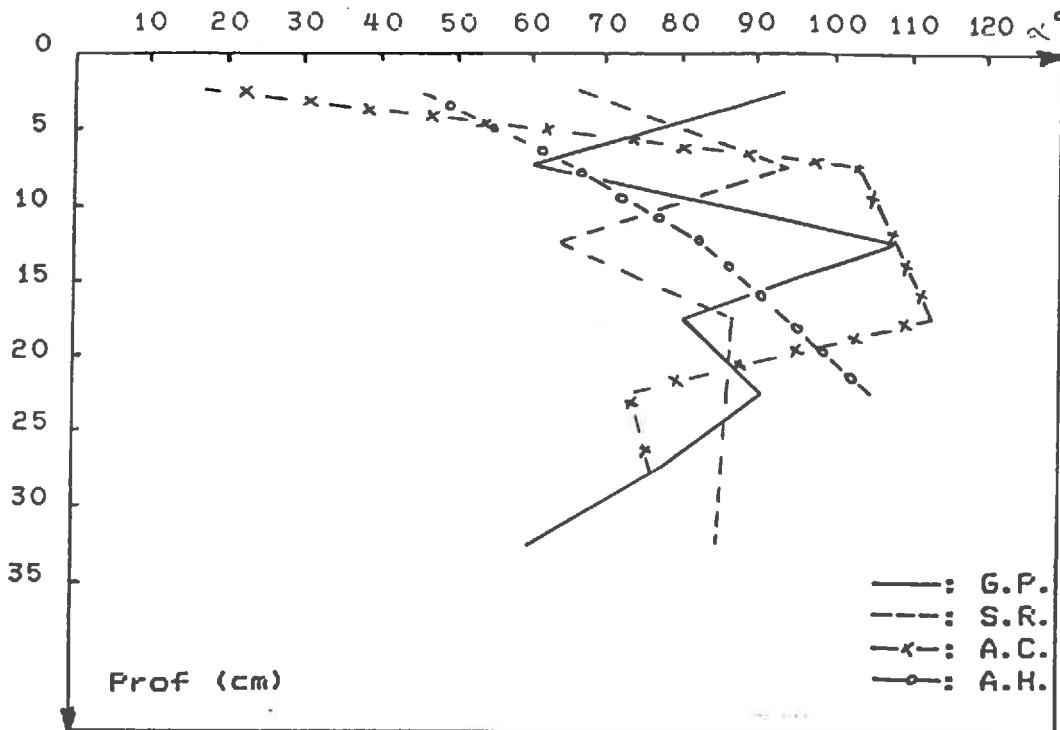


Fig.3.10 : Angle liquide-solide d'avancée apparent calculé par la méthode de l'ascension capillaire.

- Les valeurs les plus faibles s'observent en surface exception faite du site sous pelouse (Fig.3.10).
- Les angles calculés sur les échantillons de profondeur sont pour la plupart compris entre 60° et 90°. Quelques uns atteignent 100°, indice d'un matériel particulièrement hydrophobe.
- En profondeur, les sites ne se distinguent pas les uns des autres.
- On n'observe pas de corrélation entre l'angle de contact et les différentes fractions granulométriques et organiques (Tab.3.2, 3.3).

Interprétation.

Critique de la méthode.

La hauteur d'ascension capillaire maximale est calculée en milieu saturé d'après la loi de Darcy. On se situe donc à saturation, à des tensions hydriques faibles. Or à saturation, nous avons constaté des baisses importantes de la tension superficielle de la solution du sol. Si on sélectionne les échantillons dont les tensions superficielles, à des états proches de la saturation, sont inférieures ou égales à 60 dynes/cm, on observe alors une

MATRICE DE CORRELATIONS TOTALES

	TS2.5	DD2.5	E 2.5	C tot	C>100	TH %	C lié	E tot	AF	AH	AF/AH	E46AF	E46AH	HG	pH	log T	Angle
TS2.5	1.000																
DD2.5	0.187	1.000															
E 2.5	0.457	0.138	1.000														
C tot	0.324	0.643	0.162	1.000													
C>100	0.285	0.566	0.101	0.980	1.000												
TH %	-0.001	-0.440	0.091	-0.660	-0.734	1.000											
C lié	0.479	0.587	0.323	0.935	0.884	-0.398	1.000										
E tot	-0.573	-0.388	-0.558	-0.630	-0.631	0.570	-0.622	1.000									
AF	0.440	0.751	0.279	0.903	0.837	-0.414	0.945	-0.510	1.000								
AH	0.076	0.473	-0.098	0.922	0.951	-0.670	0.826	-0.408	0.782	1.000							
AF/AH	0.404	0.065	0.711	-0.338	-0.421	0.559	-0.123	-0.069	-0.031	-0.587	1.000						
E46AF	-0.166	-0.320	-0.209	0.105	0.085	0.366	0.153	0.369	0.009	0.211	-0.265	1.000					
E46AH	-0.323	0.210	0.101	-0.332	-0.376	-0.005	-0.372	0.258	-0.110	-0.361	0.351	-0.623	1.000				
HG	0.582	0.524	0.448	0.856	0.786	-0.260	0.977	-0.665	0.894	0.696	0.025	0.156	-0.410	1.000			
pH	-0.637	-0.126	-0.439	-0.102	-0.062	-0.272	-0.217	0.158	-0.213	0.119	-0.515	-0.254	0.340	-0.313	1.000		
log T	0.468	0.810	0.410	0.834	0.775	-0.481	0.801	-0.615	0.841	0.615	0.069	-0.032	-0.182	0.777	-0.488	1.000	
Angle	0.093	0.004	0.294	-0.330	-0.285	0.400	-0.194	0.188	-0.150	-0.318	0.512	-0.085	0.027	-0.144	-0.483	0.028	1.000

MATRICE DE CORRELATIONS TOTALES

	TS-10	DD-10	E -10	C tot	C>100	TH %	C lié	E tot	AF	AH	AF/AH	E46AF	E46AH	pH	HG	log T	Angle
TS-10	1.000																
DD-10	-0.452	1.000															
E -10	-0.065	0.462	1.000														
C tot	-0.419	0.873	0.433	1.000													
C>100	-0.396	0.672	0.418	0.994	1.000												
TH %	0.163	-0.485	-0.078	-0.764	-0.780	1.000											
C lié	-0.348	0.828	0.437	0.983	0.969	-0.725	1.000										
E tot	0.090	-0.545	0.058	-0.637	-0.620	0.780	-0.611	1.000									
AF	-0.274	0.339	0.352	0.513	0.426	-0.345	0.576	-0.341	1.000								
AH	-0.389	0.799	0.486	0.971	0.969	-0.689	0.977	-0.477	0.492	1.000							
AF/AH	-0.182	-0.038	-0.183	-0.255	-0.291	0.093	-0.310	-0.196	0.123	-0.440	1.000						
E46AF	-0.200	0.634	0.713	0.562	0.560	-0.026	0.585	-0.058	0.101	0.643	-0.501	1.000					
E46AH	0.087	-0.028	-0.072	0.011	-0.009	-0.419	-0.077	-0.517	0.238	-0.172	0.605	-0.522	1.000				
pH	0.251	-0.709	-0.502	-0.563	-0.552	0.170	-0.604	0.209	-0.333	-0.545	-0.140	-0.540	0.291	1.000			
HG	-0.415	0.863	0.428	0.983	0.962	-0.688	0.993	-0.627	0.598	0.963	-0.256	0.595	-0.057	-0.603	1.000		
log T	-0.588	0.632	0.382	0.687	0.638	-0.356	0.724	-0.267	0.717	0.577	0.151	0.347	-0.132	-0.787	0.737	1.000	
Angle	0.144	0.039	-0.169	-0.312	-0.287	0.330	-0.327	0.091	-0.396	-0.407	0.595	-0.182	-0.036	-0.437	-0.319	0.019	1.000

Tab. 3.6 : Matrice des corrélations entre les tensions superficielles inférieures

ou égales à 60 dynes/cm et les caractéristiques organiques du sol.

A : T.S. à $\gamma = 2.5$ cm.

B : T.S. à $\gamma = -10$ cm.

tendance à la corrélation positive (0.51 et 0.59) entre l'angle de contact et le rapport AF/AH (Tab.3.6). La tension superficielle intervient donc manifestement lors de l'expérience même si celle-ci, pour éviter toute interaction liquide-solide, est limitée à 10 mn. Comme la tension superficielle diminue, elle facilite le mouillage du matériel rejoignant en cela le concept de tension critique pour laquelle l'angle est nul. Les valeurs des angles de contact sont donc sous-estimées.

D'autre part, le concept d'angle de contact a été développé par des chimistes qui travaillent sur des systèmes homogènes dans lesquels les paramètres expérimentaux sont parfaitement maîtrisés : état de surface, nature du fluide mouillant, pression de gaz. Vouloir transposer cette méthode fine de laboratoire à un milieu aussi hétérogène qu'un sol relève de la gageure. Il me paraît hors de question que l'ascension capillaire puisse fournir des valeurs d'angle précises. Elle apporte tout au plus une information qualitative sur l'hydrophobie instantanée plus ou moins prononcée du sol.

Si on met en parallèle les observations sur le T.P.G.E. et l'angle de contact, on constate que les échantillons de profondeur supérieure à 5 cm sont plus hydrophobes que ceux de surface mais qu'en même temps cette hydrophobie est moins stable. Il semble que ce soit à la fois les teneurs en AF et AH qui déterminent l'hydrophobie du sol. Si les teneurs en AF sont importantes, l'hydrophobie est forte mais peu stable; si les teneurs en AH sont importantes, l'hydrophobie est faible mais plus stable.

On peut opérer un classement des sites suivant l'hydrophobie instantanée de leurs 5 premiers cm. Les sites sous chênaie et hêtre sont moins hydrophobes que les sites sous résineux et pelouse.

3.1.3. Conclusions.

La mouillabilité des échantillons de sol provenant de 4 sites forestiers a été estimée par la prise en compte des propriétés physico-chimiques à la fois de la solution du sol et de la matrice minérale.

Nous avons montré que la solution du sol pouvait avoir une tension superficielle 30% inférieure à celle de l'eau pure. Cette baisse favorise le mouillage de la matrice minérale. Elle dépend de la structure moléculaire des AF et des AH et est contrôlée par des facteurs écologiques tels que la nature de la roche-mère et de la végétation.

L'hydrophobie de la fraction minérale a été évaluée par l'étude du T.P.G.E. et de l'angle de contact liquide-solide. Le T.P.G.E. fournit une indication sur la stabilité de l'hydrophobie. Il dépend des teneurs en carbone lié et du pH du sol.

L'utilisation de la méthode de l'ascension capillaire pour le calcul de l'angle de contact est à déconseiller. Elle n'empêche pas la modification de la tension superficielle de la solution au contact du sol et de ce fait sous-estime les valeurs d'angle. Son utilisation sur un matériau aussi hétérogène que le sol s'avère délicate. Il semble que ce soient les teneurs en AF et AH qui influent sur l'hydrophobie instantanée du sol.

Cette étude de la mouillabilité menée sur des sites forestiers en moyenne montagne tempérée permet d'élargir et de généraliser les observations faites essentiellement en milieu méditerranéen et désertique.

Elle met en lumière l'importance de la fraction humifiée de la matière organique, le rôle primordial de l'organique sur le minéral dans les phénomènes de mouillage.

Elle permet aussi de classer les sites suivant leur plus ou moins grande aptitude à se mouiller. Les résultats sont résumés dans le tableau suivant :

MOUILLABILITE		
T.P.G.E.	Angle de contact	Tension superficielle
Mesure de la stabilité de l'hydrophobie.	Mesure de l'hydrophobie instantanée.	Mesure de la baisse de tension superficielle.
La stabilité décroît avec la profondeur.	L'hydrophobie instantanée croît avec la profondeur.	
Corrélée avec C lié.	Corrélée avec les teneurs en AF et AH.	Corrélée avec la structure moléculaire des AF et AH.
Classement des sites selon la stabilité de leur hydrophobie.	Classement des sites selon l'hydrophobie instantanée des 5 premiers cm de sol.	Classement des sites selon la baisse de tension superficielle.
Hêtraie < Chênaie < Pelouse < Résineux.	Chênaie < Hêtraie < Résineux < Pelouse.	Hêtraie > Chênaie > Résineux > Pelouse.

Tab. 3.7 : Mouillabilité des sites étudiés.

Les sites sous hêtraie et chênaie, toutes conditions égales par ailleurs, sont plus facilement mouillables que les sites sous résineux et pelouse, c'est à dire qu'il leur faudra moins de temps pour se retrouver, à la suite d'un épisode pluvieux par exemple, dans un état hydrique donné.

Cette variable temporelle, négligée par les études sur les relations matière organique, sol et eau, sera l'axe autour duquel s'articulera la dernière partie de ce travail.

3.2. LA RETENTION HYDRIQUE.

La rétention hydrique est mesurée sur des échantillons non-remaniés prélevés sur le terrain dans des cylindres en acier inoxydable de 250 cm³ (diamètre = 8cm, hauteur = 5 cm).

3.2.1. Mesure de la courbe de rétention hydrique.

Cette mesure est effectuée en phase de désorption. Pour les pFs inférieurs ou égaux à 2.7, on utilise la méthode du bac à sable et à kaolin et au-delà la presse à membrane qui s'applique à des échantillons remaniés.

3.2.1.1. Les bacs à sable et à kaolin.

Les échantillons sont d'abord saturés en plongeant progressivement les cylindres dans l'eau jusqu'à leur bord supérieur. Après équilibre, on mesure successivement le poids de l'échantillon pour des niveaux d'eau $h=+2.5$ cm, $h=0$ cm, $h= -1$ cm ($pF= 0$) et $h= -2.5$ cm ($pF= 0.4$), le milieu de l'échantillon étant pris comme référence.

Les cylindres sont ensuite placés dans des bacs à sable et à kaolin mis au point par VIVILLE et AMBROISE (1982) d'après les travaux de STAKMANN et al. (1969) et VARALLYAY (1973).

Chaque bac a une tension imposée qui lui est propre. Pour les 5 bacs, la tension h vaut respectivement -10 cm ($pF= 1$), -31.6 cm ($pF= 1.5$), -100 cm ($pF= 2.0$), -200 cm ($pF= 2.3$) et -500 cm ($pF= 2.7$). On considère que l'échantillon a atteint son équilibre lorsque son poids reste constant pendant 24 heures.

3.2.1.2. La presse à membrane.

La presse à membrane à haute pression de RICHARDS (RICHARDS, 1947) est classiquement utilisée en physique du sol pour la mesure de l'humidité aux pFs élevés. Nous l'avons utilisée pour déterminer les teneurs en eau aux pFs 3.5 et 4.2. Cette méthode d'extraction par pression de l'eau du sol ne s'applique qu'à la fraction fine inférieure à 2 mm. La non-prise en compte des éléments grossiers minéraux supérieurs à 2 mm et le tassement des échantillons à l'intérieur des anneaux entraînent une surestimation des humidités aux pFs 3.5 et 4.2. A l'inverse, l'élimination des grossiers organiques supérieurs à 2 mm sous-estime les teneurs en eau.

Pour corriger les humidités à pF 3.5 et 4.2 et les ramener dans des conditions analogues à celles du reste de la courbe de rétention nous avons employé l'équation utilisée par Viville (1985) et Reutenuer (1987) :

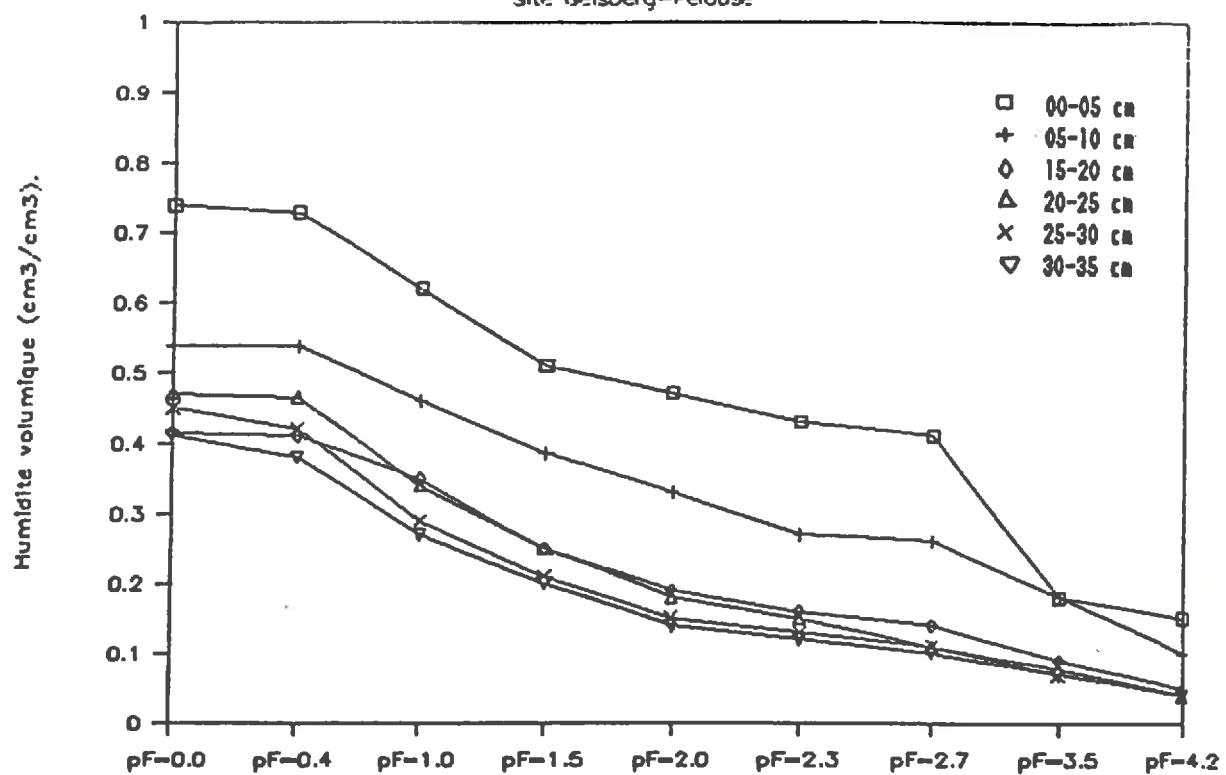
$$\theta_{cor} = \theta_{mes} * Da / Darem * (1 - FPGRO + FPMOG) + Da * FPMOG * F_{p(pF)} MOG.$$

θ_{cor} : teneur en eau volumique corrigée.

θ_{mes} : teneur en eau volumique mesurée.

Courbes de rétention hydrique.

Site Geisberg-Pelouse



Site Schildmatt-Résineux.

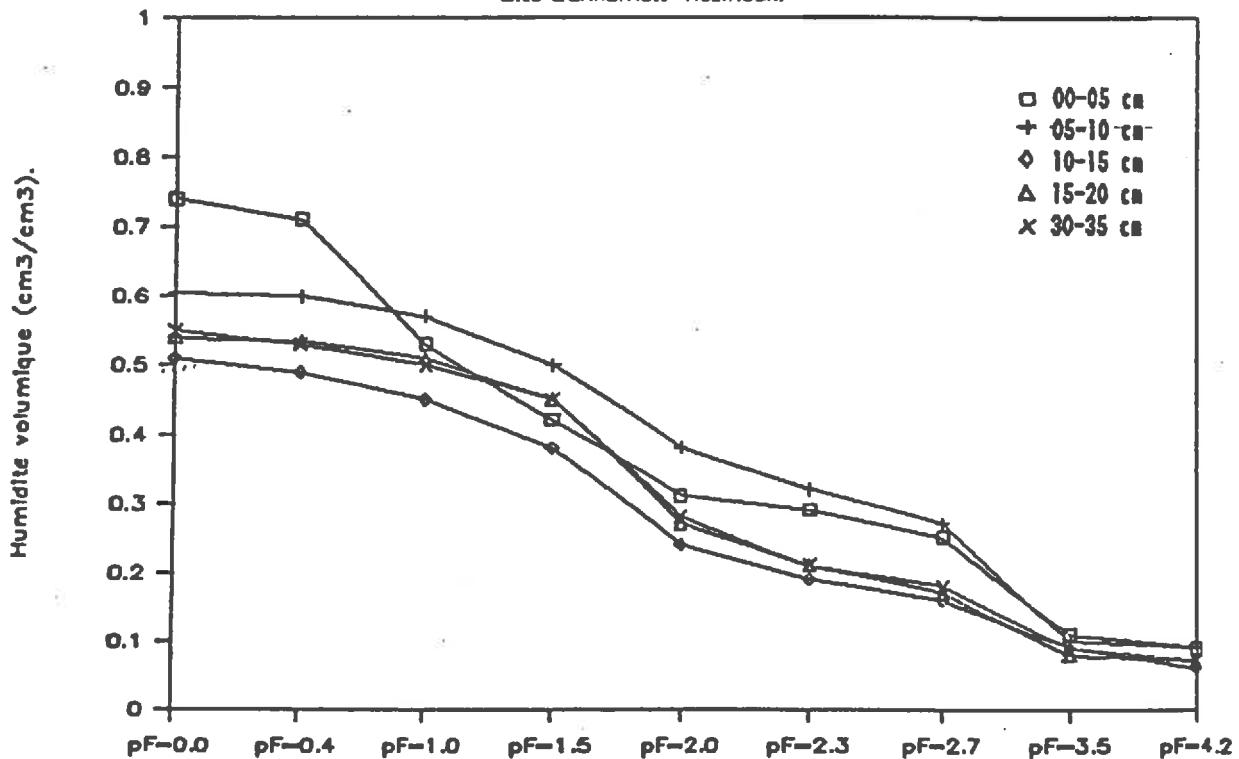
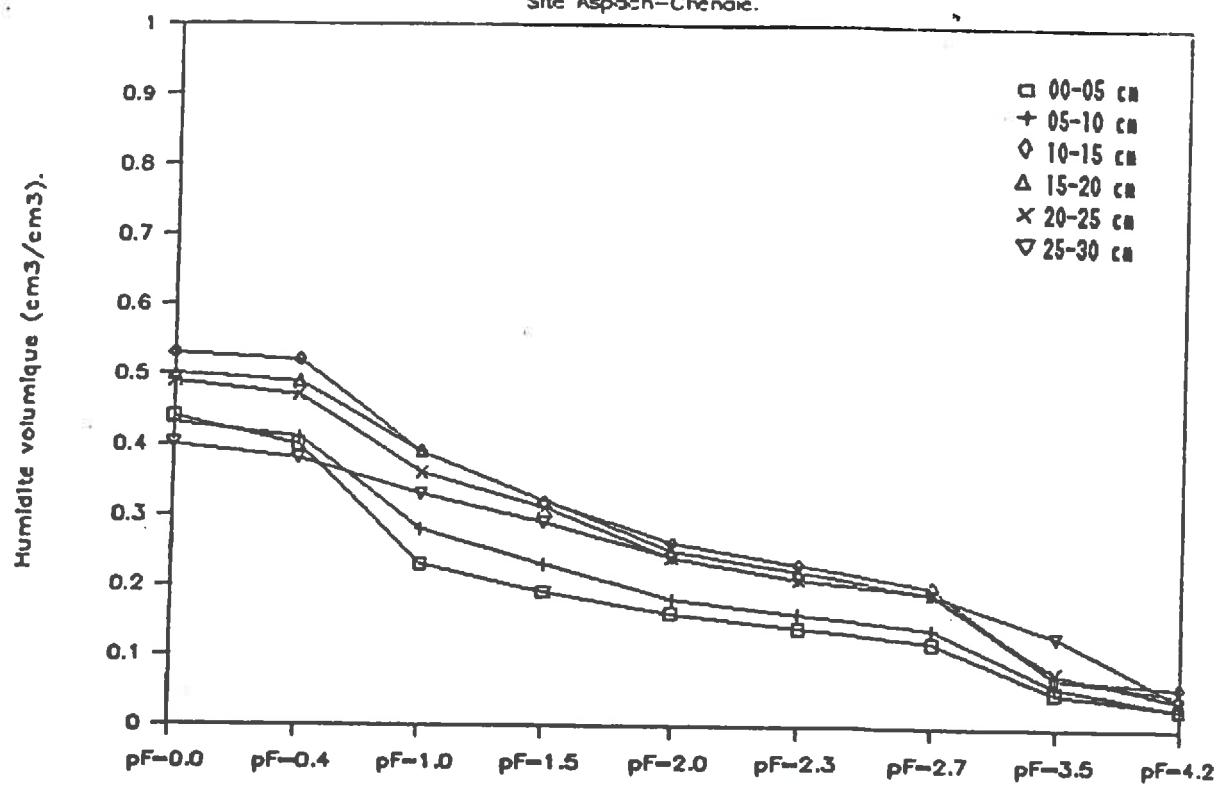


Fig.3.11 : Courbes de rétention hydrique. Sites Pelouse et Résineux.

Courbes de rétention hydrique.

Site Aspach-Chênaie.



Site Aspach-Hêtraie.

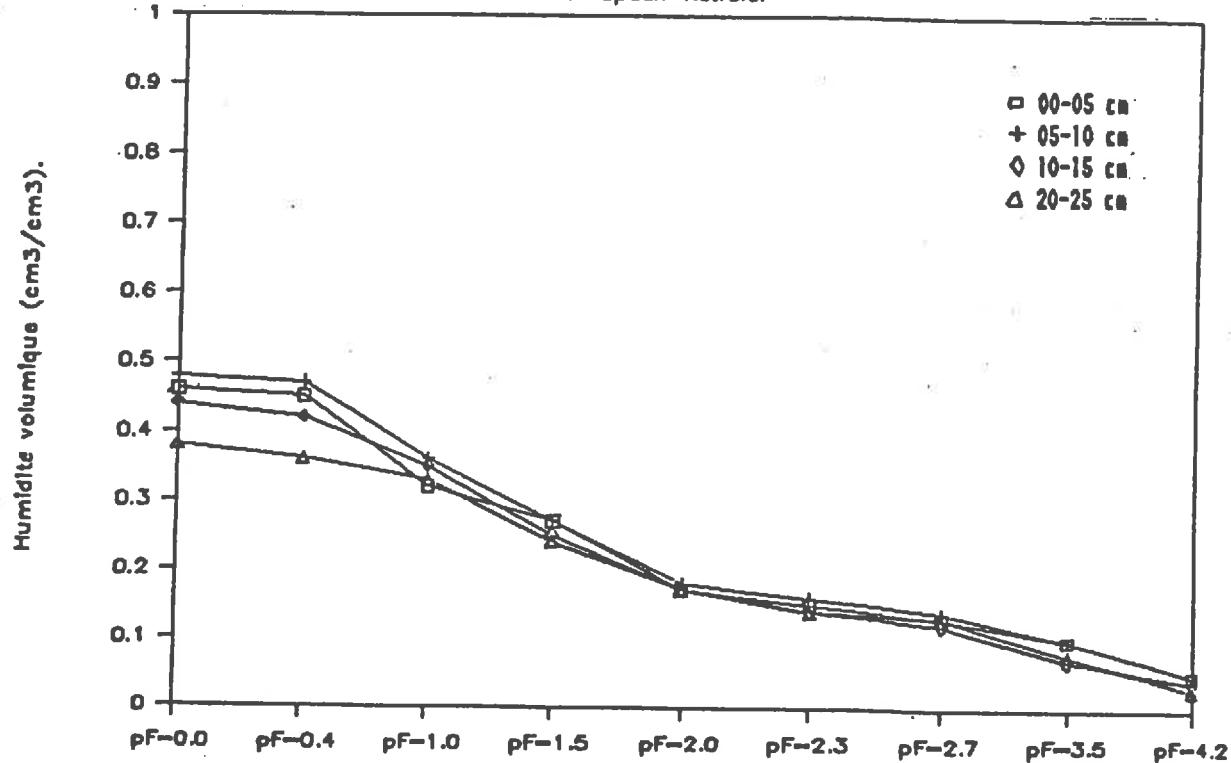


Fig.3.12 : Courbes de rétention hydrique. Sites Chênaie et Hêtraie.

SITE PROFONDEUR	Da	Darea(3,5)	Darea(4,2)	(1-FPM06+FPM06)	$\theta_v(3,5)_u$	$\theta_v(3,5)_c$	$\theta_v(4,2)_u$	$\theta_v(4,2)_c$	FPM06	$\theta_p(3,5)M06$	$\theta_p(4,2)M06$	
6, P.	00-05 cm	0,674	1,005	0,861	0,731	0,29	0,14	0,23	0,13	0,0436	0,18	0,15
	05-10 cm	1,170	1,257	1,298	0,647	0,20	0,18	0,18	0,10	-	-	-
	10-15 cm	1,297	1,305	1,361	0,532	0,17	0,09	0,11	0,05	-	-	-
	15-20 cm	1,289	1,550	1,522	0,523	0,21	0,09	0,11	0,05	-	-	-
	20-25 cm	1,232	1,397	1,690	0,473	0,19	0,08	0,13	0,04	-	-	-
	25-30 cm	1,256	1,470	1,439	0,436	0,20	0,07	0,11	0,04	-	-	-
	30-35 cm	1,274	1,517	1,572	0,430	0,20	0,07	0,11	0,04	-	-	-
7, R.	00-05 cm	0,383	0,690	0,726	0,766	0,22	0,09	0,21	0,08	0,0374	0,11	0,09
	05-10 cm	0,635	1,010	0,996	0,797	0,21	0,10	0,18	0,09	-	-	-
	10-15 cm	0,619	1,268	1,162	0,822	0,17	0,09	0,11	0,06	-	-	-
	15-20 cm	0,822	1,326	1,256	0,740	0,19	0,08	0,15	0,07	-	-	-
	20-25 cm	0,778	1,327	1,318	0,812	0,19	0,09	0,15	0,07	-	-	-
A.C.	00-05 cm	1,078	1,060	1,290	0,238	0,21	0,05	0,17	0,03	-	-	-
	05-10 cm	1,147	1,308	1,419	0,293	0,22	0,06	0,14	0,03	-	-	-
	10-15 cm	1,131	1,299	1,396	0,399	0,22	0,07	0,21	0,06	-	-	-
	15-20 cm	1,161	1,442	1,499	0,461	0,19	0,07	0,15	0,05	-	-	-
	20-25 cm	1,083	1,545	1,655	0,501	0,22	0,08	0,12	0,04	-	-	-
	25-30 cm	1,233	1,617	1,696	0,513	0,22	0,13	0,11	0,04	-	-	-
A.R.	00-05 cm	1,302	1,495	1,537	0,500	0,23	0,10	0,13	0,05	-	-	-
	05-10 cm	1,182	1,591	1,560	0,647	0,19	0,10	0,12	0,06	-	-	-
	10-15 cm	1,140	1,716	1,603	0,695	0,16	0,07	0,09	0,04	-	-	-
	20-25 cm	1,234	1,960	1,893	0,704	0,16	0,08	0,07	0,03	-	-	-

Tab. 3.8 : Correction des teneurs en eau volumique à pF 3.5 et 4.2

Da : densité apparente de l'échantillon non-remanié.
 Darem : densité apparente du matériel remanié dans l'anneau.
 FPGRO : fraction pondérale des grossiers minéraux > 2 mm.
 FPMOG : fraction pondérale des grossiers organiques > 2 mm.
 θ_p MOG : teneur en eau pondérale des racines
 à pF 3.5 θ_p MOG = 1.30
 à pF 4.2 θ_p MOG = 0.82

L'application de ce facteur correctif (Tab.3.8.) permet de supprimer l'artefact expérimental observé entre les points à pF 2.7 (bac à sable et à kaolin) et pF 3.5 (presse à membrane).

3.2.2. Résultats.

Les courbes de rétention hydrique des différents échantillons de nos 4 sites sont représentées par les figures 3.11 et 3.12. Pour les sites sous pelouse et résineux, les 10 premiers cm de sol, riches en M.O., s'individualisent bien du reste des échantillons de profondeur par des teneurs plus élevées en eau volumique et ceci à tous les pFs. Par contre, pour les sites sous chênaie et hêtre, les échantillons de surface, bien que plus riches en M.O. que ceux de profondeur, ne présentent pas des teneurs en eau plus élevées que les horizons minéraux.

Cette observation rejoint celles de REUTENAUER (1987) qui remarque qu'aux étages montagnards moyen et supérieur, l'influence de la M.O. gomme celle de la texture dans les horizons de surface alors qu'à l'étage montagnard inférieur, le contraste entre horizons de surface et de profondeur est moins marqué.

3.2.2.1. Teneurs en eau et tension superficielle.

	TS2.5	TS 0	TS -1	TS317	Psi25	Psi 0	pF=0	pF=04	pF=1	pF=15	pF=2	pF=23	pF=27	pF=35	pF=42	pF35c	pF42c
TS2.5	1.000																
TS 0	0.670	1.000															
TS -1	0.328	0.146	1.000														
TS317	0.122	-0.032	-0.281	1.000													
Psi25	0.197	0.184	0.230	0.132	1.000												
Psi 0	0.188	0.177	0.232	0.126	0.994	1.000											
pF=0	0.240	0.204	0.229	0.137	0.990	0.996	1.000										
pF=04	0.241	0.207	0.242	0.111	0.982	0.987	0.994	1.000									
pF=1	0.285	0.156	0.238	0.253	0.845	0.862	0.871	0.897	1.000								
pF=15	0.266	0.200	0.127	0.294	0.814	0.833	0.835	0.858	0.978	1.000							
pF=2	0.158	0.174	0.250	0.261	0.834	0.862	0.853	0.873	0.915	0.915	1.000						
pF=23	0.082	0.154	0.276	0.217	0.862	0.887	0.873	0.886	0.869	0.857	0.985	1.000					
pF=27	0.021	0.089	0.305	0.214	0.822	0.852	0.834	0.846	0.828	0.811	0.971	0.991	1.000				
pF=35	-0.187	0.187	0.242	0.002	0.559	0.552	0.517	0.513	0.302	0.320	0.549	0.638	0.662	1.000			
pF=42	0.192	0.381	0.049	0.067	0.796	0.813	0.809	0.805	0.608	0.623	0.753	0.782	0.754	0.663	1.000		
pF35c	-0.068	-0.118	0.593	-0.161	0.530	0.561	0.532	0.565	0.602	0.566	0.719	0.721	0.770	0.492	0.407	1.000	
pF42c	0.199	0.151	0.407	0.117	0.848	0.875	0.879	0.900	0.889	0.847	0.928	0.923	0.922	0.569	0.737	0.793	1.000

Tab. 3.9 : Matrice des corrélations entre tension superficielle et teneurs en eau.

PARICE DE CORREATIONS TOTALES

Tab. 3.10 : Matrice des corrélations entre les teneurs en eau volumique et les caractéristiques organiques et granulométriques du sol.

La tension superficielle intervient dans le numérateur de la loi de Jurin. Ψ_s , le potentiel matriciel qui exprime l'état énergétique de l'eau dans le sol, décroît lorsque la tension superficielle diminue.

Nous avons constaté lors de l'étude de la mouillabilité que la baisse de tension superficielle est un phénomène passager, dont l'expression est maximale en début d'humectation, favorisant ainsi le mouillage du matériel. Elle accroît donc les teneurs en eau volumique à saturation.

Mais dans le même temps, en diminuant l'état énergétique de l'eau, elle facilite son mouvement dans le sol et diminue la capacité de rétention du sol lorsqu'on s'éloigne de la saturation. Elle accentue de ce fait la non-linéarité de la fonction $\Theta(\Psi)$. Il n'y a donc pas de relation statistique entre la rétention hydrique à un pF donné et la tension superficielle de la solution du sol (Tab.3.9.).

3.2.2.2. Teneurs en eau et fractions granulométriques.

L'examen de la matrice des corrélations (Tab.3.10.) montre que les teneurs en eau aux pF 1 et 1.5 sont en relation (corrélations négatives, - 0.79 et - 0.74) avec la fraction minérale supérieure à 2 mm, illustration de l'influence des grossiers sur les teneurs en eau mesurées à la pression d'entrée d'air.

Il existe une relation moins forte (corrélations positives, + 0.61) entre le taux d'argile et l'humidité volumique en fin de courbe de drainagé à partir de pF 2.0. La faiblesse de cette relation, bien établie dans la bibliographie, s'explique par les faibles taux d'argile rencontrés dans les sols du bassin versant.

ou faible variabilité ~~et~~

3.2.2.3. Teneurs en eau et fractions organiques.

La matrice montre les relations classiques (corrélations positives) entre les teneurs en eau et le taux de M.O. (+ 0.86 ---> + 0.66) ou le taux de Corg total (+ 0.83 ---> + 0.68). Elle souligne entre autre le rôle important de la fraction humifiée de la matière organique dans les phénomènes de rétention hydrique. Le taux de C lié est fortement corrélé avec les teneurs en eau mesurées entre la saturation et pF 2.3 (+ 0.81 ---> + 0.68), c'est à dire l'eau facilement utilisable des agronomes.

La densité apparente est fortement corrélée (corrélations négatives, - 0.87 ---> - 0.62) avec les variables de rétention hydrique ainsi qu'avec le taux de M.O. (- 0.90), le taux de Corg total (- 0.87) et le taux de C lié (- 0.92).

Toutes ces relations empiriques entre les propriétés physiques et hydriques du matériel sont conformes aux résultats des différents auteurs ayant travaillé sur le bassin versant de la Fecht (AMIET et al., 1982; VIVILLE, 1985; REUTENAUER, 1987) ainsi qu'aux données bibliographiques.

A côté de toutes ces variables physiques classiques, nous avons introduit le temps de pénétration d'une goutte d'eau traduisant la stabilité de l'hydrophobie du sol. Ce temps est corrélé positivement avec l'ensemble des

variables de rétention hydrique par l'intermédiaire de la matière organique et surtout de sa fraction humifiée. On peut résumer l'ensemble des relations tissées entre le temps et les teneurs en eau par la figure suivante :

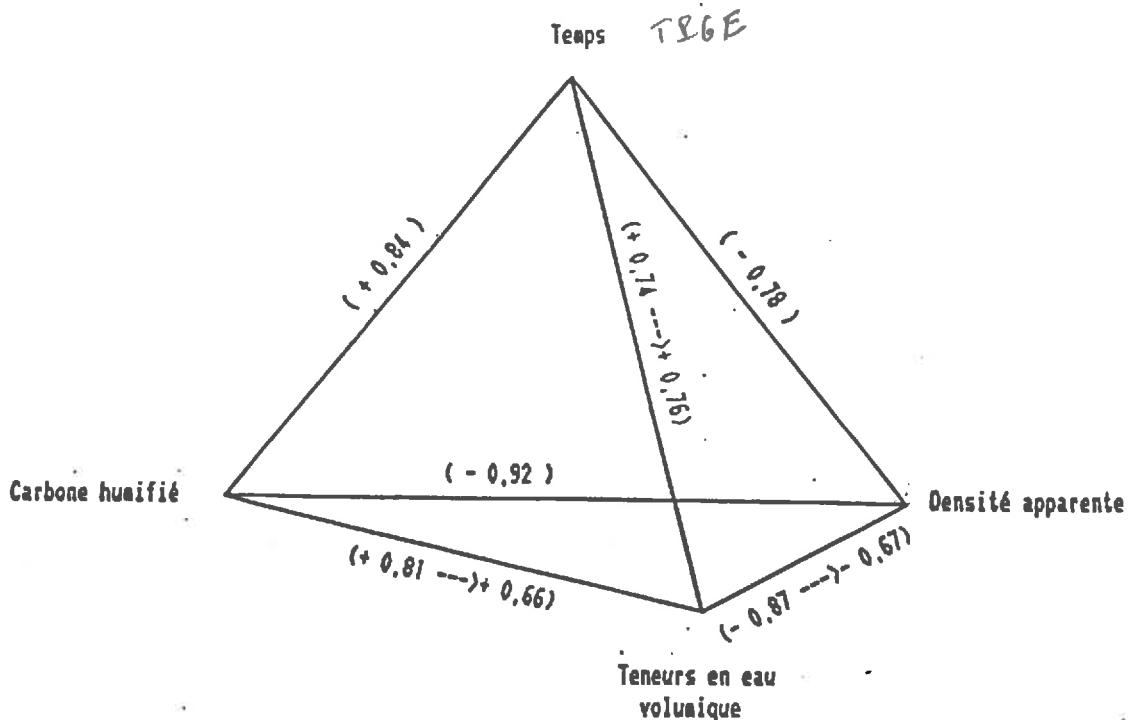


Fig.3.13 : Tétraèdre des corrélations entre le temps et les teneurs en eau volumique.

Le temps apparaît donc comme une variable tout à fait intéressante parce qu'elle synthétise l'information donnée par les variables organiques et granulométriques quant au fonctionnement hydrique du sol.

3.2.3. Conclusions.

La prise en compte de la matière organique dans le fonctionnement hydrologique des sols, aspect abordé surtout en agronomie et plus rarement en hydrologie, montre que la M.O. agit sur les caractéristiques hydrodynamiques des sols par réarrangement de la matrice poreuse. On peut résumer l'ensemble de ces travaux par la figure 3.14.

Nous montrons qu'à côté de cette modification porale, il se produit également des modifications physico-chimiques de cette même matrice et du fluide qui y circule, phénomènes regroupés sous le terme global de mouillabilité. La mouillabilité, variable dans le temps, est susceptible aussi de modifier les caractéristiques hydrodynamiques des sols. C'est ce qu'exprime la figure 3.15.

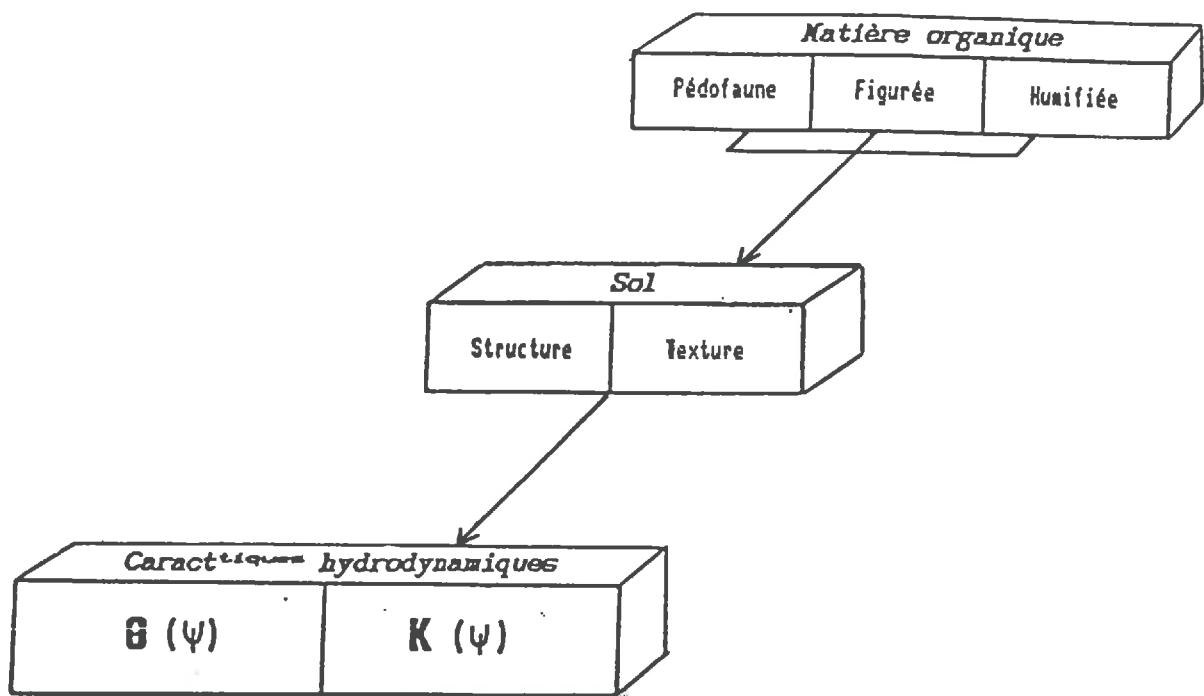


Fig. 3.14 : M.O., sol et caractéristiques hydrodynamiques.

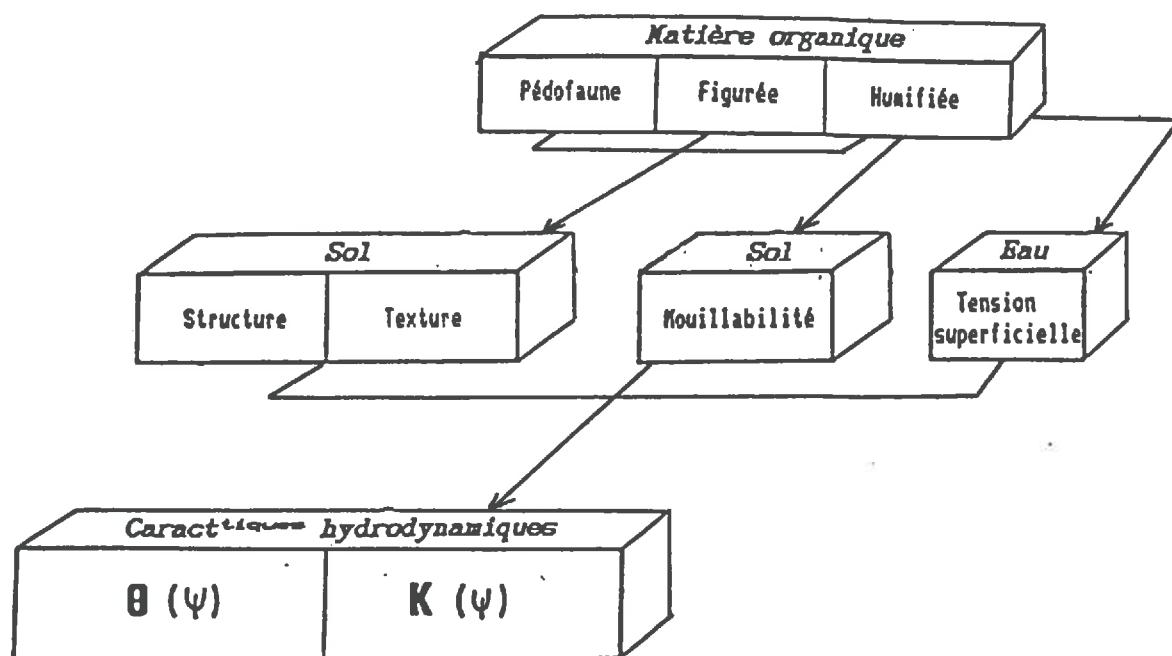


Fig. 3.15 : M.O., sol, mouillabilité et caractéristiques hydrodynamiques.

En conséquence, l'équation de Jurin classiquement utilisée avec un angle de mouillage nul et une tension superficielle de l'eau du sol constante égale à 72 dynes/cm est inadaptée, dans le cas de milieux filtrants très organiques, à la description des états transitoires en milieu insaturé. L'ensemble de la courbe de drainage est affecté (Fig. 3.16), d'abord à proximité de la saturation par une diminution de la tension superficielle, puis au fur et à mesure que l'échantillon s'assèche par l'apparition, à une humidité volumique θ_h , de l'hydrophobie du sol traduite par un accroissement de l'angle de contact liquide-solide.

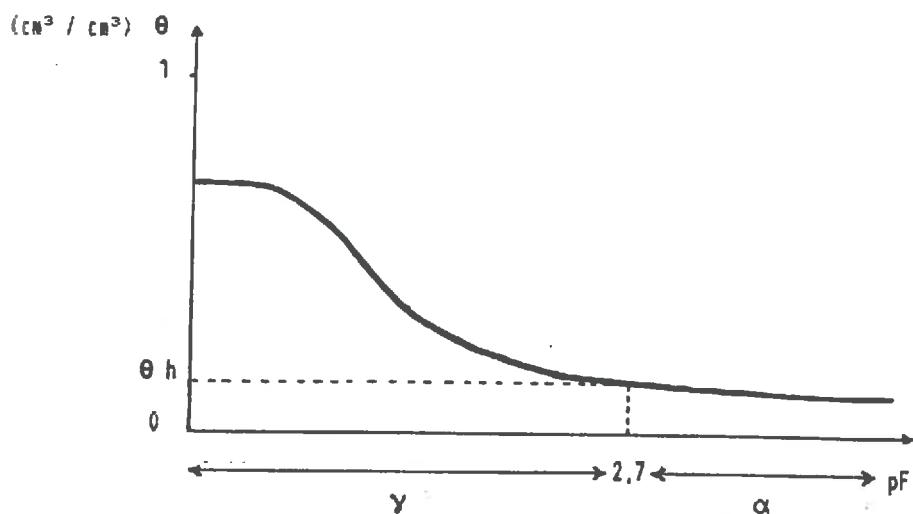


Fig. 3.16 : Rétention hydrique et mouillabilité.

3.3. PROPOSITION D'UN MODÈLE SIMPLE DE FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DES SOLS.

3.3.1. La modélisation du cycle hydrologique (AMBROISE et al., 1982).

Un besoin croissant et un usage plus rationnel des ressources en eau ont provoqué depuis une vingtaine d'années la floraison de nombreuses recherches en hydrologie continentale :

- Simulation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle du bassin versant afin de prévoir l'impact d'aménagements.
- Etudes fines à l'échelle stationnelle afin de préciser les processus hydrologiques et leurs interactions.

Plusieurs approches ont été employées, le plus souvent indépendamment les unes des autres :

- L'approche conceptuelle globale ou spatialisée assimile le bassin versant à un assemblage de réservoirs interconnectés. La discrétisation spatiale permet de prendre en compte l'hétérogénéité hydrologique du bassin.

Cependant, ces modèles restent assez peu réalistes et on peut les améliorer en subdivisant le bassin en unités hydrologiques homogènes à l'aide de critères naturalistes.

- L'approche naturaliste peut simplifier la collecte des données en divisant le bassin en un ensemble d'unités conçues de telle sorte que la variabilité "intra-unité" des paramètres et variables recherchés soit inférieure à leur variabilité "inter-unité". L'analyse du fonctionnement de l'espace géographique passe donc par l'étude des structures édaphiques (sols, formations superficielles), climatiques (variabilité spatiale des précipitations et de l'évapotranspiration) et végétales (associations végétales, phénologie) du bassin versant.

- L'approche hydrodynamique qui pose que tout flux est engendré par des gradients de potentiels énergétiques et contrôlé par des paramètres phénoménologiques caractéristiques de l'eau et du milieu de propagation. La généralisation de la loi de Darcy aux milieux poreux non-saturés permet de relier le flux d'eau dans le sol à seulement trois variables d'état : la teneur en eau du sol et sa conductivité hydraulique, toutes deux fonction de la tension hydrique. Chaque sol, chaque horizon de sol peut ainsi être caractérisé du point de vue hydrodynamique par deux fonctions phénoménologiques : la courbe de rétention hydrique et la courbe de conductivité hydraulique. Cette approche, bien que satisfaisante sur le plan théorique, fournit des modèles très complexes et très lourds à exploiter. De plus, elle ne prend pas en compte la transpiration des plantes, composante importante de tout bilan hydrologique.

- L'approche écophysiologique prend en compte l'évapotranspiration réelle qui constitue l'un des flux principaux sortant dans les écosystèmes tempérés. Deux équations décrivent respectivement le flux de vapeur d'eau fourni par les plantes à l'atmosphère et le flux d'eau liquide extrait du sol par les racines. Cette approche théorique, réalisée le plus souvent à l'échelle stationnelle, fournit également des modèles complexes difficiles à mettre en œuvre. De plus, la plupart du temps, les données pour estimer les paramètres biologiques manquent.

3.3.2. Modèle proposé.

Le modèle proposé ici concilie trois types d'approches :

- Les processus hydrologiques élémentaires sont abordés par l'étude de la mouillabilité, des teneurs en eau et de la rétention hydrique des sols à l'échelle stationnelle.

- On a tenu compte de l'approche naturaliste dans le choix des sites étudiés en faisant varier les paramètres édaphiques, climatiques et végétaux.

- Le réservoir "surface" du modèle SWM IV de Stanford est assimilé à une toile de tente dont la perméabilité varie en fonction essentiellement de paramètres organiques.

D'autre part, le modèle diffère des modèles dynamiques mécanistes classiques trop lourds à manier du fait de la complexité des interactions existant entre les différents processus hydrologiques et les paramètres les gouvernant. Nous avons choisi de considérer le sol comme une boîte noire en privilégiant le temps comme paramètre intégrateur de son fonctionnement. Cette approche globale, fondée sur des processus réels, permet de simplifier les modèles théoriques tout en tenant compte de la structure spatiale du bassin.

L'idée de ce modèle repose à la fois sur des observations de terrain et de laboratoire :

- à la suite de nombreux épisodes pluvieux, nous avons constaté que seuls les 10 à 20 premiers cm du sol étaient humides alors que le reste du profil était parfaitement sec. L'horizon superficiel, à forte rétention hydrique, bloque en quelque sorte l'infiltration en profondeur ou du moins induit un retard dans l'infiltration.

- l'étude de lames minces taillées dans l'horizon Ao du site Schildmatt sous résineux montre un engorgement saisonnier de l'horizon (Auzet, 1985).

- l'obtention des courbes de rétention hydrique soit par la méthode du bac à sable et à kaolin soit par les cellules sous pression, montre que les échantillons organiques de surface mettent davantage de temps que les échantillons de profondeur pour atteindre l'équilibre imposé.

Ce modèle prend en compte la variable temporelle "t" extraite à l'échelle microscopique lors de l'étude de la mouillabilité des sols pour l'intégrer à l'échelle macroscopique dans le fonctionnement hydrique des sols. Il replace l'échantillon dans son continuum temporel fait de phases successives de saturations et de désorptions. On peut schématiser ce fonctionnement de la façon suivante :

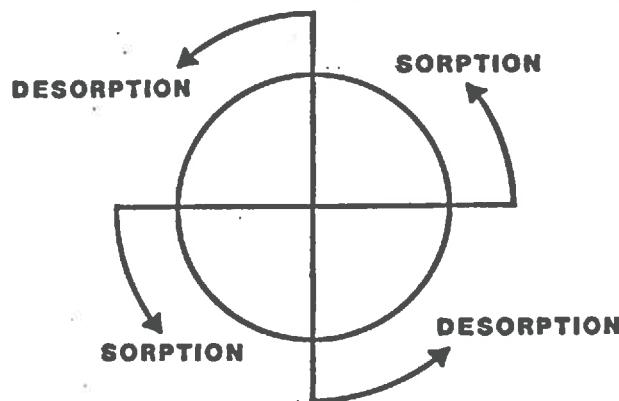


Fig.3.17 : Fonctionnement hydrique et continuum temporel.

Appliquons la relation fondamentale de la dynamique au mouvement rectiligne sinusoïdal. On dira que la teneur en eau volumique varie comme le sinus d'un angle qui est une fonction linéaire du temps. On pose :

$$\theta = \text{Por} \sin (\omega t + \varphi)$$

avec Por : porosité pleine mesurée par la teneur en eau à saturation.

Par convention, à l'instant $t = 0$, $\theta_{sat} = \text{Por}$

$$\text{D'où } \sin (\omega t + \varphi) = 1 \quad \rightarrow \quad \varphi = \pi/2$$

$$\text{Donc } \theta = \text{Por} \sin(\omega t + \pi/2)$$

Il reste à définir la constante ω . Pour cela nous raisonnons par analogie, en utilisant les équations décrivant le mouvement de translation rectiligne sinusoïdal d'un solide suspendu à un ressort.

On pose $\omega = \sqrt{k/m}$ *pourquoi ?*

m est le pourcentage pondéral de la fraction inférieure à 2 mm.

k , coefficient de "rigidité" traduit la réaction de l'échantillon à une sollicitation hydrique donnée. Il dépend du volume des grossiers et du taux de C lié ou humifié de la fraction inférieure à 2 mm :

$$k = VG / C \text{ lié}$$

Le volume des grossiers est calculé d'après l'équation de Brakensiek et al. (1986) :

$$VSSG = 1 - VG / 100$$

avec VSSG : volume du sol sans grossiers.

VG : volume des grossiers supérieurs à 2 mm.

$$VG = ((PG / 2.65)(100) / (100-PG)DaMIN + (PG/2.65))$$

avec PG : pourcentage pondéral des grossiers supérieurs à 2 mm.

DaMIN: densité apparente de la fraction minérale inférieure à 2 mm.

Connaissant la pulsation ω et la teneur en eau volumique au point de flétrissement, on peut calculer le temps qu'il faut à chaque échantillon pour parcourir sa courbe de drainage.

3.3.2.1. Application.

Par définition $\text{Por} = 1 - \frac{Dr}{Da}$ $\text{Por} = 1 - \frac{Da}{Dr}$

La densité réelle des particules du sol est généralement voisine de 2.65 qui est celle de la densité du quartz. D'après l'étude statistique de REUTENAUER (1987) sur les propriétés physiques des sols du bassin de la Fecht :

$$\text{Por} = 1 - 0.397 Da$$

ce qui donne une densité réelle de 2.51 légèrement inférieure à 2.65. Cette valeur s'explique par la prise en compte d'échantillons très organiques et va dans le sens de la correction de Leenher (§.1.3.1.).

La valeur de 2.51 a été utilisée pour calculer le volume des grossiers. La densité apparente de la fraction minérale inférieure à 2 mm a été calculée par Reutenaer (1987) :

$$DaMIN = 1.25$$

Site	Profondeur	P6	V6	C humifié	F < Zm	k	ω	Da	Por	θ pf(4,2)	Temps de drainage
G.P.	00-05 cm	26,9	0,10	4,47	58,77	0,00038	0,019	0,674	0,73	0,15	72 j
	05-10 cm	35,3	0,15	3,45	59,37	0,00073	0,027	1,170	0,54	0,10	51 j
	15-20 cm	47,7	0,23	1,32	50,52	0,00330	0,057	1,289	0,49	0,05	26 j
	20-25 cm	52,7	0,26	1,39	46,09	0,00400	0,063	1,232	0,51	0,04	24 j
	25-30 cm	56,4	0,29	1,19	42,64	0,00570	0,075	1,256	0,50	0,04	20 j
	30-35 cm	57,0	0,30	0,83	42,33	0,00820	0,090	1,274	0,49	0,04	17 j
S.R.	00-05 cm	23,4	0,09	8,22	45,20	0,00024	0,015	0,383	0,85	0,11	96 j
	05-10 cm	20,3	0,08	8,05	64,26	0,00015	0,012	0,635	0,75	0,09	121 j
	10-15 cm	17,8	0,06	5,30	73,22	0,00018	0,013	0,819	0,67	0,06	114 j
	15-20 cm	26,0	0,10	4,46	67,40	0,00033	0,018	0,822	0,67	0,07	81 j
A.C.	30-35 cm	18,8	0,07	4,14	74,54	0,00022	0,015	0,778	0,69	0,07	98 j
	00-05 cm	76,2	0,51	3,20	20,51	0,00760	0,087	1,078	0,57	0,03	17 j
	05-10 cm	70,7	0,43	1,49	22,36	0,01260	0,112	1,147	0,54	0,03	14 j
	10-15 cm	60,1	0,32	2,11	37,90	0,00400	0,063	1,131	0,55	0,06	23 j
	15-20 cm	53,9	0,27	2,49	43,98	0,00237	0,048	1,161	0,54	0,05	31 j
	20-25 cm	49,9	0,24	1,51	48,79	0,00312	0,055	1,083	0,57	0,04	27 j
A.H.	25-30 cm	48,7	0,23	1,46	49,82	0,00316	0,056	1,233	0,51	0,04	27 j
	00-05 cm	50,0	0,24	1,95	46,70	0,00252	0,050	1,302	0,48	0,05	29 j
	05-10 cm	35,3	0,15	1,60	61,91	0,00141	0,037	1,182	0,53	0,06	39 j
	10-15 cm	30,5	0,12	0,62	68,43	0,00282	0,053	1,140	0,55	0,04	26 j
	20-25 cm	29,6	0,12	0,79	69,42	0,00218	0,046	1,234	0,51	0,03	33 j

Tab. 3.11 : Temps de drainage.

	Porosité (cm ³ /cm ³)		Pulsation ω (rd/j)		Temps de drainage t(j)	
	Min	Max	Min	Max	Min	Max
Pelouse	0,49	0,73	0,019	0,090	17	72
Résineux	0,67	0,85	0,012	0,018	81	121
Chênaie	0,51	0,57	0,048	0,112	14	31
Hêtraie	0,48	0,55	0,037	0,050	28	39

Tab. 3.12 : Domaines de variation de la porosité, de la pulsation et du temps de drainage de chaque site.

En injectant ces valeurs dans l'équation de Brakensiek, on calcule le volume des grossiers, la pulsation ω puis le temps de drainage ou de résidence de l'eau pour chaque échantillon de sol (Tab. 3.11). Le fonctionnement hydrique de chaque site est alors décrit par un set d'équations de la forme :

$$\theta = \text{Por} \sin (\omega t + \pi / 2)$$

dans lesquelles, Por, ω , t varient à l'intérieur de limites propres à chaque site (Tab. 3.12).

3.3.2.2. Conséquences.

Les temps de drainage varient considérablement d'un site à l'autre. Le site sous résineux à l'étage montagnard supérieur montre des temps de rétention allant de 3 à 4 mois, le site sous pelouse à l'étage montagnard moyen de 15 jours à 2 mois, les sites sous chênaie et hêtraie à l'étage montagnard inférieur des temps de l'ordre du mois.

Les données bibliographiques sur les temps de résidence sont peu nombreuses. De Backer (1988), reprenant un travail de Taube (1985), cite des temps de drainage compris entre 2 et 50 semaines.

* Conséquences sur l'apparition de l'hydrophobie des sols.

D'après Wessel (1989) qui a étudié la mouillabilité de sols sur dunes sableuses en Hollande, l'hydrophobie ne se manifeste qu'à partir d'un certain seuil, d'une certaine humidité volumique qu'il situe entre 0.1 et 0.3. Pour des humidités légèrement inférieures à celles du seuil, l'hydrophobie, mesurée par le temps de pénétration d'une goutte d'eau, s'accroît alors rapidement. Van Gelder (1989) travaillant sur le même type de matériel situe l'apparition de l'hydrophobie entre les pFs 1.6 et 1.8, ce qui correspond à des teneurs en eau volumique inférieures à 0.1.

Le seuil d'apparition de l'hydrophobie et la densité apparente sont liés par la relation (Wessel, 1989) :

$$\theta_h = -0.19 Da + 0.37 \quad r = 0.74$$

dans laquelle θ_h est la teneur en eau volumique à laquelle apparaît l'hydrophobie.

En introduisant dans cette équation les valeurs de densité apparente des 4 échantillons de surface, on obtient des teneurs en eau volumique d'apparition de l'hydrophobie de 0.3 pour l'échantillon le moins dense sous résineux et de 0.12 pour le plus dense sous hêtraie. Si l'on replace ces teneurs sur la courbe de drainage, le pF d'apparition de l'hydrophobie se situe, pour tous les sites, autour de pF 2.7.

On s'aperçoit alors que :

- les sites les plus hydrophobes sous résineux et pelouse ont peu de chance d'exprimer cette hydrophobie puisque ce sont aussi ceux qui présentent les temps de rétention les plus longs.

- l'hydrophobie a plus de chance de se manifester sous chênaie et hêtraie à temps de rétention plus courts mais ces sites sont aussi les moins hydrophobes (§.3.1.3.).

En conséquence, l'hydrophobie mise en évidence au laboratoire sur des sols secs ne se manifestera dans le bassin versant qu'à la suite d'événements climatiques exceptionnels tels qu'une sécheresse prolongée. Tout se passe comme s'il y avait une adaptation hydrique des sols aux besoins en eau des plantes, adaptation qui se traduit par une "aide" à l'infiltration au dépens du ruissellement.

* *Stockage et redistribution.*

En présence de sols sableux, le ruissellement sur les versants peut se déclencher en cas d'hydrophobie du matériel (DeBANO, 1981; Van GELDER, 1989) ou en cas de saturation hydrique complète, situations exceptionnelles dans notre bassin versant. La plupart du temps, le sol se comporte comme un réservoir.

Or l'eau stockée dans le profil du sol peut atteindre plus de 25% des précipitations annuelles et souvent constituer 2 fois la recharge de la nappe (De BACKER, 1988). Les sites fortement organiques des étages montagnards moyen et supérieur sont susceptibles d'emmagasiner des quantités d'eau importantes alors que pour les sites de l'étage montagnard inférieur, les capacités de rétention sont moindres, l'influence de la M.O. étant contrebalancée par la granulométrie du sol. Les capacités de stockage sont donc différentes d'un site à l'autre, d'un étage climatique à l'autre.

Au stockage de l'eau dans le sol est associé sa redistribution à l'intérieur du profil mesurée par la conductivité hydraulique qui varie en fonction de l'état de saturation du sol. K_s représente la conductivité hydraulique qui est atteinte lorsque le sol est saturé, de telles conditions étant exceptionnelles ou de courte durée dans notre milieu (VIVILLE, 1985).

Aux abords de la saturation, les sols sur granites et grauwackes présentent des conductivités très fortes de l'ordre de plusieurs dizaines de cm/h. Au-delà de pF 2.0, la conductivité diminue très fortement pour les sols sur granites ($K = 10^{-3}$ cm/h) alors qu'elle demeure plus soutenue sur grauwackes ($K = 10^{-2}$ cm/h) (REUTENAUER, 1987).

De ces deux ensembles de données, il résulte que :

- Les écoulements importants ne se produisent qu'à des états proches de la saturation, états qui restent exceptionnels.

- A partir de pF 2.0, les transferts deviennent négligeables, le profil de sol agissant alors comme un réservoir.

- La capacité du réservoir est d'autant plus grande que le sol est riche en M.O., en particulier en carbone humifié, et pauvre en éléments lithiques grossiers.

- Pour un même épisode pluviométrique et pour des sols à états hydriques identiques, la saturation sera atteinte plus rapidement dans les sols à faible capacité de rétention que pour les sols à forte rétention hydrique.

- Il s'ensuit un décalage dans le temps et l'espace de l'infiltration en profondeur, l'infiltration se déclenchant plus rapidement dans les sols à faible rétention hydrique.

- Les horizons supérieurs du sol agissent donc selon leurs caractéristiques organo-minérales comme un tampon ou une toile de tente plus ou moins perméable.

3.3.2.3. Conclusions.

En réponse aux précipitations, les sols réagissent différemment selon leurs caractéristiques hydrodynamiques liées elles-mêmes à la texture, au taux de carbone humifié et à la structure du matériel. Dans le bassin versant de la Fecht, la M.O. joue un rôle essentiel dans la différentiation et la variabilité de la rétention hydrique. Aux étages montagnards supérieur et moyen, les 20 premiers cm de sol, riches en carbone humifié sont capables de stocker des quantités d'eau importantes avant que la redistribution à l'intérieur du profil ne se produise. A l'inverse, les sites de l'étage montagnard inférieur, relativement plus pauvres en carbone humifié réagissent instantanément aux sollicitations hydriques par une redistribution rapide de l'eau à l'intérieur du profil.

On peut donc considérer que les horizons superficiels des sols constituent une véritable "toile de tente" tendue sur l'ensemble du bassin versant. Selon les caractéristiques organo-minérales des horizons, ou pour filer la métaphore, selon la composition de la toile, l'infiltration des précipitations sera plus ou moins différée dans le temps et l'espace.

CONCLUSIONS GENERALES.

Nous avons cherché à approfondir, à l'échelle stationnelle, les rapports qui lient matière organique et rétention hydrique. Pour ce faire, 4 sites sous formations végétales différentes et à teneurs en matière organique très variées, ont été choisis.

La prise en compte d'une problématique très générale, à savoir, comment des phénomènes qui se manifestent à l'échelle microscopique conditionnent-ils le comportement macroscopique du sol, a orienté ce travail dans deux directions :

* A l'échelle microscopique.

- La matière organique du sol a été fractionnée physiquement et chimiquement afin d'obtenir les taux d'acides humiques et fulviques.

- La loi de Jurin, qui décrit l'état énergétique de l'eau dans le sol, a servi de fil conducteur en indiquant les paramètres, conditionnés par la matière organique, à étudier : tension superficielle de la solution du sol et angle de contact liquide-solide.

de la tension du

- La tension superficielle du sol est toujours inférieure à celle de l'eau pure. L'étude de la tension superficielle en fonction du temps montre qu'elle est maximale en début d'humectation favorisant ainsi le mouillage du sol. Elle n'est pas corrélée aux teneurs en acides humiques et fulviques mais dépend de leur configuration moléculaire. Les baisses les plus fortes s'observent dans le cas d'acides fulviques fortement polymérisés et/ou d'acides humiques peu polymérisés. La tension superficielle est contrôlée par d'autres facteurs écologiques tels que la roche-mère et la végétation. Nous avons pu classer les sites suivant l'intensité de cette baisse : les tensions superficielles rencontrées sous hétraie et chênaie sont plus basses que celles sous résineux et pelouse.

Sensibilité d'autre facteurs

- Les angles de contact instantanés liquide-solide sont toujours supérieurs à 0° indiquant que le sol n'est pas parfaitement mouillable. Il convient d'émettre des réserves quant à la méthode de l'ascension capillaire pour la détermination de ces angles. Elle ne tient pas compte des baisses possibles de tension superficielle ce qui revient à sous-estimer la valeur des angles qui semblent liés au degré de polymérisation du matériel humique. La mouillabilité du sol évolue avec le temps. C'est ce que traduit le temps de pénétration d'une goutte d'eau qui est contrôlé par la teneur en carbone humifié.

L'étude microscopique a mis en évidence le rôle prépondérant de la fraction humifiée de la matière organique dans les phénomènes de mouillage du sol. Elle a permis de classer les sites en fonction de leur mouillabilité exprimée à la fois en terme de tension superficielle et d'hydrophobie du sol. Les sites sous hétraie et chênaie sont plus mouillables que les sites sous pelouse et résineux. Elle a aussi permis d'extraire le temps comme variable

dans les phénomènes de mouillage, variable qui nous sert de pont pour passer à l'échelle macroscopique.

* A l'échelle macroscopique.

- La tension superficielle accentue la non-linéarité de la courbe de rétention hydrique d'un échantillon à proximité de la saturation : il n'y a donc pas de relation statistique entre la rétention hydrique à un pF donné et la tension superficielle des solutions du sol.

- L'étude des relations entre teneurs en eau déterminées en phase de désorption et les caractéristiques organiques du sol montre les corrélations classiques avec le carbone organique. Le carbone humifié est fortement corrélé avec les teneurs en eau de la réserve facilement utilisable et le temps de pénétration d'une goutte d'eau est, par l'intermédiaire du carbone humifié, corrélé avec les teneurs en eau.

- Nous proposons donc de l'inclure dans la description du fonctionnement hydrodynamique du sol. Pour ce faire, nous proposons un modèle sinusoïdal dans lequel la variation du stock d'eau est contrôlée par le temps et un coefficient k traduisant la réaction du sol à un stress hydrique donné. Ce coefficient dépend du volume des grossiers minéraux, du taux de carbone humifié et du pourcentage pondéral de la fraction minérale inférieure à 2 mm. On définit un temps de rétention ou de drainage qui est propre aux particularités organo-minérales de chaque site. Cette équation permet alors, pour une porosité donnée, d'évaluer les stocks d'eau présents dans le sol à un moment donné. Cette relation a l'avantage de s'affranchir de la notion d'échelle, elle est aussi bien valable pour des horizons que pour des unités géomorphologiques.

A l'échelle macroscopique, la prise en compte du temps dans le fonctionnement hydrodynamique du sol permet de calculer des temps de résidence propres à chaque site. Elle permet de définir le concept de toile de tente : les 20 premiers cm de sol sont alors considérés comme un tampon plus ou moins efficace selon ses caractéristiques organo-minérales.

Sur le plan fonctionnel, les ordres de grandeur des temps de drainage demandent à être vérifiés par des études de terrain suivies (cases lysimétriques, mesure de l'humidité du sol en continu, etc...).

Sur le plan analytique, cette étude peut être poursuivie afin de lever le voile sur l'influence exacte de la tension superficielle sur la rétention hydrique. Les cellules conçues pour ce travail peuvent se révéler un instrument précieux permettant le contrôle de nombreux paramètres (granulométrie, teneur et type de matière organique).

BIBLIOGRAPHIE

- ADAMS, W.A. (1973): The effect of organic matter on the bulk and true densities of some uncultivated podzolic soils. *Journal of Soil Science*; vol. 24-1; pp 10-17.
- ADAMS, S.; STRAIN, B.R.; ADAMS, M.S. (1969): Water-repellent soils and annual plant cover in a desert scrub community of Southwestern California. In *Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside*, pp 289- 296.
- ALBERT, R.; KOHN, M. (1926): Untersuchungen über den Benetzungswiderstand von Sandböden. *Mitteilungen der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft* 2.; pp 146-153.
- ALEXANDER, E.B. (1980): Bulk densities of California soils in relation to other soil properties. *Soil Sc. Soc. Am. J.*; vol. 44; pp 689-692.
- AMBROISE, B.; GOUNOT, M.; MERCIER, J.L. (1982) : Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. *Rech. Géogr. à Strasbourg*, 19.20.21., pp 5-24
- AMIET, Y. (1980): Méthode d'approche de la spatialisation des caractéristiques hydrodynamiques des formations superficielles. Exemple du haut- bassin de la Petite Fecht (Haut-Rhin). *Thèse 3ème cycle; U.L.P.; Strasbourg*; 112 p.
- AMIET, Y.; AMBROISE, B.; MERCIER, J.L. (1982): Première caractérisation hydrodynamique des formations superficielles et des sols des bassins de la Petite Fecht et du Ringelbach. I. Détermination des courbes de rétention hydrique. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19-20-21; pp 129-138.
- ANDREUX, F. (1979): Mise au point sur les méthodes de fractionnement des composés organiques et des complexes organo-minéraux des sols. *Compte-rendu du séminaire tenu au Centre de Pédologie le 18/12/1979, Nancy*, 14p.
- ANDREUX, F.; CHONE, T. (1979): Relation between biodegradation of a humic-like polymer and aggregation in a mull soil. In *Studies about humus. Transaction of the International Symposium*, pp 215-221.
- AUZET, A.V. (1985): La reptation: Mesure in situ en relation avec les conditions hydriques et thermiques du sol (site forestier dans les Vosges granitiques). *Thèse de Doctorat de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg* 1.
- BANoub, M.W. (1973): Ultra-violet absorption as a measure of organic matter in natural waters in Bodensee. *Arch. Hydrobiol.* 71, pp 159-165.
- BARRIUSO, E. (1981): Contribution à l'étude quantitative et qualitative des méthodes d'isolement des composés humiques des sols. *D.E.S. Pédologie, C.P.B. Nancy*, 56p.

-
- BARRIUSO, E. (1982): Révision de quelques méthodes chimiques et physiques d'analyse des acides humiques et fulviques. D.E.A. de Biologie et de Physiologie Végétale option Pédologie, C.P.B. Nancy, 28p.
 - BARRIUSO, E.; PORTAL, J.M.; FAIVRE, P.; ANDREUX, F. (1984): Séparation des composés humiques et des associations organo-minérales d'un sol ocre humifère à structure microagrégée (umbric dystrochrept) : influence du pH des réactifs d'extraction. Pédologie, XXXIV-3, pp 257-274.
 - BARRIUSO, E.; ANDREUX, F.; PORTAL, J.M. (1985): Quantification des acides humiques et fulviques d'un sol acide de montagne. Discussion méthodologique. Science du Sol n°1, pp 23-35.
 - BECHER, J.R. (1966): Emulsions. Theory and practice; 2d edition; Reinhold Publishing Corp. Chap. 2: Surface activity; pp 5-48.
 - BELLEFLEUR, D. (1986): Le complexe eau-sol-plante. E.N.I.T.R.T.S. Ministère de l'Agriculture. 46 pp.
 - BIGELOW, W.C.; PICKETT, D.L.; ZISMAN, W.A. (1946): Oleophobic monolayers I. Films adsorbed from solution in non polar liquids. J. Colloid Sci. 1.; pp 513-538.
 - BOGGIE, R. (1970): Moisture characteristics of some peat-sand mixtures. Scientific Horticulture, vol. 22, pp 87-91.
 - BOND, R.D.; HARRIS, J.R. (1964): The influence of the microflora on physical properties of soils, I. Effects associated with filamentous algae and fungi. Aust. J. Soil Res. 2.; pp 111-122.
 - BOND, R.D. (1964): The influence of the microflora on the physical properties of the soils. II. Field studies on water repellent sands. Aust. J. Soil Res., 2, pp 123-131.
 - BOND, R.D. (1968): Water repellent soils. Trans. 9th inter. congr. Soil Sci. 1.; pp 339-347.
 - BOND, R.D. (1969): Factors responsible for water repellence of soils. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 259- 264.
 - BOUDOT, J.P. (1976): Ecologie des paysages et processus de pédogénèse sur les grauwackes de la série du Markstein (Hautes Vosges). Thèse 3ème cycle, ULP Strasbourg; 153 p.
 - BOUDOU, J.P. (1977): Etude comparée des constituants organiques de l'eau de gravité de 2 écosystèmes forestiers des basses Vosges gréseuses triasiques. Thèse de docteur de spécialité en Pédologie. Nancy I; 64 p.
 - BOUYOUCOS, G.J. (1939): Effect of organic matter on the water-holding capacity and wilting point of mineral soils. Soil Sci., 47, pp 377-383.
-

- BOZER, K.B.; BRANDT, G.H.; HEMWALL, J.B. (1969): Chemistry of materials that make soils hydrophobic. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 189-204.
- BRAKENSIEK, D.L.; RAWLS, W.J.; STEPHENSON, G.R. (1986): Determining the saturated hydraulic conductivity of soil containing rock fragments. Soil Science Society of America, 50(3), pp 834-835.
- BRANDT, G.H. (1969): Water movement in hydrophobic soils. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 91-116.
- BRUCKERT, S.; ANDREUX, F.; CORREA, A.; AMBOUTA, K.J.M.; SOUCHIER, B.: Fractionnement des agrégats appliquée à l'analyse des complexes organo-minéraux des sols. Note technique C.P.B. n° 22, 14p.
- BRUCKERT, S.; SELINO, D. (1978): Mise en évidence de l'origine biologique ou chimique des structures microagrégées foisonnantes des sols bruns ocreux. Pédologie, XXVII, 1, pp 46-59.
- BUFFLE, J.Ph.; MAILLEVIALLE, J. (1974): Le rôle des matières humiques envisagées comme agent d'accumulation et véhicule des substances toxiques dans les eaux. T.S.M.; l'eau; pp 331-340.
- BUI HUU TRI (1968): Dynamique de la granulation des sols sous prairie. Ann. Agr. 19,4, pp 415-39.
- BUI HUU TRI; MONNIER, G. (1973): Etude quantitative de la granulation des sols sous prairies de graminées.
1. Paramètres définissant la structure granulaire et leur relation avec la porosité du sol. Ann. Agr. 24, 4, pp 401-24.
 2. Les paramètres de granulation en relation avec la constitution physique du sol et le système racinaire. Ann. Agr. 24, 6, pp 651-77.
- BURGHARDT, W. (1985): Bestimmung der Benetzungeigenschaften von Moorbödenlösungen durch Kontaktwinkelmessung. Z. Pflanzenernähr. Bodenkd., 148, pp 66-72.
- CALLOT, G.; CHAMAYOU, H.; MAERTENS, C.; SALSAC, L. (1982): Les interactions sol-racine. Incidence sur la nutrition minérale. I.N.R.A., 320 pp.
- CAMERON, D.R. (1978): Variability of soil water retention curves and predicted hydraulic conductivities on a small plot. Soil Sc.; vol. 126 (6); pp 364-371.
- CARBIENER, R. (1963): Les sols du massif du Hohneck. Leur rapport avec le tapis végétal. Le Hohneck, Livre centenaire de l'Assoc. phil. Als. Lorr.; pp 103-156.
- CHANEY, K.; SWIFT, R.S. (1984): The influence of organic matter on aggregate stability in some British soils. J. of Soil Science, 35, pp 223-230.
- CHASSIN, P.; LE BERRE, B.; NAKAYA, N. (1978): Influence des substances humiques sur les propriétés des argiles.
- IV. Hydratation des associations montmorillonite acides humiques. Clay

Minerals, 13, 1, pp 1-16.

V. Interprétation des propriétés d'hydratation des andosols et des sols sablo-humifères. Clay Minerals, 13, 1, pp 155-166.

- CHASSIN, P.; LE BERRE, B. (1979): Influence des substances humiques sur les propriétés d'hydratation des argiles. V: Déshydratation des acides humiques. Clay Minerals, 14, pp 193-200.
- CHEN, Y.; SCHNITZER, M. (1976): Water adsorption on soil humic substances. Can. J. Soil Sci., 56, pp 521-524.
- CHEN, Y.; SCHNITZER, M. (1978): The surface tension of aqueous solutions of soil humic substances. Soil Science, vol. 125, n°1, pp 7-15.
- CHEN, Y.; SENESE, N.; SCHNITZER, M. (1977): Information provided on humic substances by E4/E6 ratios. Soil Sci. Soc. Am. J., vol. 41., pp 352-358.
- COMBEAU, A. (1960): Quelques facteurs de variation de l'indice d'instabilité structurale dans certains sols ferrallitiques. C. R. Acad. Agri. fr., pp 109-15.
- COMBEAU, A. (1965): Variations saisonnières de la stabilité structurale du sol en région tempérée (comparaison avec la zone tropicale). Cahiers O.R.S.T.O.M., série Pédologie, vol. III, 2, pp 123-135.
- COMBEAU, A; QUANTIN,P. (1962): C.R. Acad. Sci., 254, pp 1855-1857.
- CURTIS, R.O.; POST, B.W. (1964): Estimating bulk density from organic matter. Soil Sc. Soc. Amer. Proc.; vol. 28; pp 285-286.
- DAS, B.; PANDA, D.; BISWAS, T.D. (1966): Effect of fertilizers and manures on some of the physical properties of alluvial calcareous soil. Indian J. Agron., 11, pp 80-83.
- DAS, D.K.; DAS, B. (1972): Characterisation of water repellency in Indian soils. Ind. J. Agric. Sci. 42.; pp 1099-1102.
- De BACKER, L.W. (1988): Background concepts and principles. Nato Advanced Research Workshop (ARW). Unsaturated flow in hydrologic modeling, 21 p, Arles, France.
- DeBANO, L.F. (1969): Observations on water-repellent soils in western United States. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 17-30.
- DeBANO, L.F. (1969): Water movement in water-repellent soils. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 61-90.
- DeBANO, L.F. (1969): The relationship between heat treatment and water repellency in soils. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 265-279.

-
- DeBANO, L.F. (1971): The effect of hydrophobic substances on water movement in soils during infiltration. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, vol. 35, pp 340-343.
 - DeBANO, L.F. (1981): Water repellent soils: a state-of-the-art. (Forest Service General Technical Rept. (Final)). Pacific Southwest Forest and Range Experiment Station, Berkeley, CA., 27 p.
 - De JONG, E. (1983): The effect of a subsurface hydrophobic layer on water and salt movement. *Can. J. Soil Sci.*, 63, pp 57-65.
 - De JONG, R.; CAMPBELL, C.A.; NICHOLAICHUK, W. (1983): Water retention equations and their relationship to soil organic matter and particle size distribution for disturbed samples. *Can. J. Soil Sci.*, 63, pp 291-302.
 - De LEENHEER, L. (1967): *Pédologie*, 17 (2), pp 123-152.
 - DERVICHIAN, D.G.: *Tension superficielle*, pp 720-726.
 - DOMINGO, W.R.; MAURER, J. (1949): Bijdrage tot de kennis van onomkeerbaar (irreversibel) ingedroogde, moeilijk te bevochtigen gronden, Kampen, The Netherlands.
 - DOTY, P.; STEINER, R.F. (1950): Light scattering and spectrophotometry of colloidal solutions. *J. Chem. Phys.*, 38 (9), pp 1211-1220.
 - DUCHAUFOUR, Ph. (1977): *Pédologie*.
I. *Pédogénèse et classification*. Masson Edit. Paris; 477 p.
II. *Constituants et propriétés du sol*. Masson Edit. Paris; 459 p
 - EDLEFSEN, N.E.; ANDERSON, A.B.C. (1943): Thermodynamics of soil moisture, *Hilgardia* Vol. 15, n° 2, pp 31-298.
 - EMERSON, W.W.; BOND, R.D. (1962): The rate of water entry into dry sand and calculation of the advancing contact angle. *Aust. J. Soil Res.*, vol. 1, n° 1, pp 9-16.
 - FEUSTEL, I.C.; BYERS, H.G. (1936): The comparative moisture-absorbing and moisture-retaining capacities of peat and soil mixtures. Technical Bulletin 532, U.S. Dept. of Agriculture, 25 pp.
 - FINK, D.H.; MYERS, L.E. (1969): Synthetic hydrophobic soils for harvesting precipitation. Proc. of the symp. on water repellent soils, Riverside, California, U.S.A.; pp 221-240.
 - FINK, D.H. (1970): Water repellency and infiltration resistance of organic film coated soils. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 34., pp 189-194.
 - FINK, D.H. (1976): Laboratory testing of water repellent soil treatments for waterharvesting. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 40., pp 562-566.
 - FINLAYSON, B. (1986): Determination of dissolved organic matter in streamwater using visible spectrophotometry: a comment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp 457-459.
-

-
- FLUCK, P. (1980): Métamorphisme et magmatisme dans les Vosges moyennes d'Alsace. Contribution à l'étude de la chaîne varisque. *Sci. Géol.*, n°62, 248 p.
 - FORSBERG, C. (1967): Dissolved organic carbon in some lakes in Uppland, Sweden. *Oikos*, 18, pp 210-216.
 - GAGNY, C. (1962): Caractéristiques sédimentologiques et pétrographiques des schistes et grauwackes du Culm dans les Vosges méridionales. *Bull.Serv.Carte Géol.Als.Lorr.*, t 15, fasc. 4, pp 139-160.
 - GELDER van, G. (1989): Water repellency in dune soils. 41 p. Sous presse.
 - GIOVANNINI, G.; SEQUI, P. (1976) : Iron and aluminium as cementing substances of soils aggregates.
 - 1- Acetylacetone in benzene as an extractant of fractions of soil iron and aluminium. *Journal of Soil Science* 27, pp 140-147.
 - 2- Changes in stability of soil aggregates following extraction of iron and aluminium by acetylacetone in a non-polar solvent. *Journal of Soil Science* 27, pp 148-153.
 - GIOVANNINI, G.; LUCCHESI, S.; CERVELLI, S. (1983): Water-repellent substances and aggregate stability in hydrophobic soil. *Soil Science*, vol. 135, n°2, pp 110-113.
 - GOSSELINK, J.G.; HATTON, R.; HOPKINSON, C.S. (1984): Relationship of carbon and mineral content to bulk density in Louisiana marsh soils. *Soil Science*; vol. 137-3; pp 177-180.
 - GRIEVE, I.C. (1985): Determination of dissolved organic matter in streamwater using visible spectrophotometry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 10, pp 75-78.
 - GRIEVE, I.C. (1986): Determination of dissolved organic matter in streamwater using visible spectrophotometry: a comment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11, pp 461-462.
 - GUCKERT, A. (1973): Influence de la matière organique du sol sur la stabilité structurale. *Laboratoire de Pédologie; E.N.S.A.*; pp 58-68.
 - GUCKERT, A. (1974): Origine et devenir des polysaccharides du sol. *Laboratoire de Science du Sol; E.N.S.A.I.A.*; Nancy, pp 116-127.
 - GUPTA, S.C.; DOWDY, R.H.; LARSON, W.E. (1977): Hydraulic and thermal properties of a sandy soil as influenced by incorporation of sewage sludge. *Soil Sc. Soc. Amer. J.*, 41, pp 601-605.
 - HACKET, F.E. (1922): The rate of ascent of liquids through granular media. *Trans. Faraday Soc.* 17, pp 260-271.
 - HALLAIRE, M.; BALDY, Ch. (1963): Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau. *Ann. Agron.*, 14 (4), pp 381-391.

- HAMMOND, L.C.; YUAN, T.L. (1969): Methods of measuring water repellency of soils. Proc. of the symp. on water-repellent soils. Riverside, California, U.S.A., pp 49-60.
- HANRION, M. (1974): Contribution à l'étude de l'évolution des hydrosolubles organiques de hêtre en milieu acide. Thèse de docteur de spécialité en Pédologie. Nancy I.
- HANRION, M.; TOUTAIN, F.; BRUCKERT, S.; JACQUIN, F. (1975): Etude des composés organiques hydrosolubles présents dans un sol brun acide et dans un podzol sous hêtre. I: Evolution comparée. *Oecol. Plant.*, 10(2), pp 169-185.
- HARTMANN, R.; VERPLANCKE, H.; de BOODT, M. (1976): The influence of soil conditioners on the liquid solid contact angles of sands and silt loams. *Soil Sci.* 121., pp 346-352.
- HENIN, S. (1944): Influence des corps microbiens sur la formation d'une structure stable. *C.R. Acad. d'Agric.*
- HENIN, S.; GRAS, R.; MONNIER, G. (1969): Le profil cultural. 2ème Ed. Masson. Paris.
- HENIN, S; MONNIER, G; COMBEAU, A. (1958): Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. *Ann. Agr.* pp 71-90.
- HILLEL, D. (1974): L'eau et le sol. Principes et processus physiques. Vander. Paris.
- HOLZHEY, C.S. (1969): Water-repellent soils in Southern California. In Water-repellent soils. Proc. Symp. Water-repellent soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 31-42.
- HUMBERT, J.; PAUL, P. (1982): La répartition spatiale des précipitations dans les bassins versant de la Petite Fecht à Soultzeren (Hautes Vosges). Premiers résultats. *Rech.Géo.* à Strasbourg 19-20-21; pp 93-104.
- HUSZ, G. (1967): Ermittlung der pF-Kurve aus der Textur mit Hilfe von multiplen Regressionen. *Z. für Pflanz. und Bodenkunde*, 2, 116, pp 115-125.
- JAMISON, V.C. (1942): The slow reversible drying of sandy surface soils beneath citrus trees in Central Florida. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 7., pp 36-41.
- JAMISON, V.C. (1945): The penetration of irrigation and rain water into sandy soils of Central Florida. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 10, pp 25-29.
- JAMISON, V.C. (1946): Resistance to wetting in the surface of sandy soils and citrus trees in central Florida and its effect upon penetration and the efficiency of irrigation. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 11, pp 103-109.
- JAMISON, V.C.; KROTH, E.M. (1958): Available moisture storage capacity in relation to textural composition and organic matter content of several Missouri soils. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, vol. 22, n°3, pp 189-192.

-
- JEFFREY, D.W. (1970): A note on the use of ignition loss as a means for the approximate estimation of soil bulk density. *J. of Ecology*; vol. 58; pp 297-299.
 - JUNCKER, P.H.; MADISON, J.J. (1967): Soil moisture characteristics of sand-peat mixes. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 31, pp 5-8.
 - KLUTE, A.; JACOB, W.C. (1949): Physical properties of sassafras silt loam as affected by long-term organic matter additions. *Soil Sc. Soc. Am. Proc.*; vol. 14; pp 24-28.
 - KONONOVA, M.M. (1966): *Soil organic matter*. Pergamon Press. Oxford. pp 400-404.
 - KUMAR, S.; MALIK, R.S.; DAHIYA, I.S. (1984): Water retention, transmission and contact characteristics of Ludas sand as influenced by farmyard manure. *Aust. J. Soil Res.*, 22, pp 253-259.
 - LAL, R. (1979): Physical properties and moisture retention characteristics of some nigerian soils. *Geoderma*, 21, pp 209-223.
 - LEENHEER, J.R. (1980): Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon River Basin. *Acta Amazonica*, 10(3), pp 513-526.
 - LETEY, J.; OSBORN, J.; PELISHEK, R.E. (1962): The influence of the water solid contact angle on water movement in soil. *Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol.* 7., pp 75-81.
 - LETEY, J.; OSBORN, J.; PELISHEK, R.E. (1962): Measurement of liquid-solid contact angles in soil and sand. *Soil Science*, vol. 93, n°3, pp 149-153.
 - LETEY, J.; WELCH, N.; PELISHEK, R.E.; OSBORN, J. (1962): Effect of wetting agents on irrigation of water repellent soils. *Calif. Agric.* 16., pp 12-13.
 - LETEY, J. (1969): Measurement of contact angle, water drop penetration time, and critical surface tension. In *Water-repellent soils*. Proc. Symp. Water-repellent Soils. Univ. of Calif., Riverside, pp 43-48.
 - LEWIS, W.M.; TYBURCZY, J.A. (1974): Amounts and spectral properties of dissolved organic compounds from some freshwaters of the Southeastern U.S.. *Arch. Hydrobiol.*, 74, 1, pp 8-17.
 - Mc CALLA, T.M. (1943): Influence of biological products on soil structure and infiltration. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* (1942), 7, pp 209-214.
 - Mc GHIE, D.A.; POSNER, A.M. (1980): Water repellence of a heavy-textured western australian surface soil. *Aust. J. Soil Res.*, 18, pp 309-323.
 - MONNIER, G. (1965): Actions des matières organiques sur la stabilité structurale des sols. *Thèse Univ. Paris*, 140 p.
 - NAKAYA, N. (1981): The moisture characteristics of soils in relation to organic matter with special reference to the condition of soil organic matter and water repellency. *Bull. of the Nat. Inst. of Agric. Sc.*, Series B, 74 p.
-

-
- NAKAYA, N. (1982): Water repellency of soils. JARQ, vol. 16, pp 24-28.
 - NAKAYA, N.; MOTOMURA, S.; YOKOI, H. (1977): Some aspects on water repellency of soils. Soil Sci. Plant Nutr., 23(4), pp 409-415.
 - NAKAYA, N.; YOKOI, H.; MOTOMURA, S. (1977): The method for measuring of water repellency of soil. Soil Sci. Plant Nutr., 23(4), pp 417-426.
 - OBI, M.E.; AKAMIGBO, F.O.R. (1981): Water relations of the soils of the Niger-Anambra floodplains of southeastern Nigeria. Catena, vol. 8, pp 285-298.
 - OH, K.S. (1985): Mise en évidence des structures cryogéniques quaternaires dans les formations superficielles de la vallée de la Fecht (Vosges moyennes cristallines). Thèse Doct. d'Univ. ULP Strasbourg; 123 p + ann.
 - PAL, D.; VARADE, S.B. (1971): Measurement of contact angle of water in soil and sand. J. Indian Soc. Soil Sci. 19., pp 339-343.
 - PAUL, P. (1982): Le climat de la vallée de la Fecht : aspects généraux. Rech. Géogr. à Strasbourg 19-20-21; pp 65-78.
 - PETERSEN, G.W.; CUNNINGHAM, R.L.; MATELSKI, R.P. (1968): Moisture characteristics of Pennsylvania soils. II. Soil factors affecting moisture retention within a textural class-silt loam. Soil Sc. Soc. Amer. Proc., vol. 32, pp 866-870.
 - PURI, B.R.; MAHAJAN, O.P. (1961): Effect of adding charcoal on the moisture retention capacity of soil. Soil Science, pp 162-167.
 - RAWLS, W.J. (1983): Estimating soil bulk density from particle size analysis and organic matter content. Soil Science; vol. 135-2; pp 123-125.
 - RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L. (1988): Estimation of soil hydraulic properties. Nato Advanced Research Workshop (ARW): Unsaturated flow in hydrologic modeling, Arles, France, 24 p.
 - RENGER, M. (1971): Die Ermittlung der Porengrößenverteilung aus der Körnung, dem Gehalt an organischer Substanz und der Lagerungsdichte. Z. für Pflanzen- und Bodenkunde; 1; pp 53-67.
 - REUTENAUER, D. (1983): Etude expérimentale de la conductivité hydraulique des formations superficielles; mise au point d'une méthode de mesure au laboratoire et application à quelques formations des Vosges et de la plaine d'Alsace. Mémoire de D.E.A.; U.L.P.; Strasbourg I. 108 pp.
 - REUTENAUER, D. (1987): Variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols et des formations superficielles du bassin versant de la Fecht, en amont de Turckheim (Haut-Rhin, France). Thèse de doctorat de l'U.L.P.; Strasbourg I; 280 p.
 - RICHARDS, L.A. (1947): Pressure membrane apparatus, construction and use. Agri. Eng. (28), pp 451-454.

-
- RIETVELD, J. (1978): Soil non wettability and its relevance as a contributing factor to surface runoff on sandy soils in Mali. Primary Production in the Sahel (P.P.S.), Agric. Univ. of Wageningen, The Netherlands, 179 p.
 - RILEY, H.C.F. (1979): Relationships between soil moisture-holding properties and soil texture, organic matter content and bulk density. Annual progress report on agricultural research experimentation. University of Manitoba, pp 379-398.
 - ROBERTS, F.J.; CARBON, B.A. (1971): Water repellence in sandy soils of south-western Australia. I: Some studies related to field occurrence. Fld Stn Rec. CSIRO Aust. Div. Pl. Ind. 10, pp 11-13.
 - ROBERTS, F.J.; CARBON, B.A. (1972): Water repellence in sandy soils of south-western Australia. II: Some chemical characteristics of the hydrophobic skins. Aust. J. Soil Res., 10, pp 35-42.
 - ROBINSON, D.O.; PAGE, J.B. (1950): Soil aggregate stability. Soil Sci. Soc. Proc., pp 25-29.
 - RUFFRAY, P. de, (1982): Principales unités phytogéologiques du bassin versant de la Petite Fecht, Hautes Vosges (France). Rech.Géogr. à Strasbourg 19-20-21, pp 79-84.
 - SAINI, G.R. (1966): Organic matter as a measure of bulk density of soil. Nature n°210, pp 1295-1296. London.
 - SALTER, P.J.; WILLIAMS, J.B. (1965): The influence of texture on the moisture characteristics of soils.
 - I. A critical comparison of techniques for determining the available-water capacity and moisture characteristic curve of a soil. J. Soil Sci., vol. 16, n°1, pp 1-15.
 - II. Available-water capacity and moisture release characteristics. J. Soil Sci., vol. 16, n°2, pp 310-317.
 - SALTER, P.J.; BERRY, G.; WILLIAMS, J.B. (1966): The influence of texture on the moisture characteristics of soils. III. Quantitative relationships between particle size, composition and available-water storage. J. Soil Sci., vol. 17, n°1, pp 93-98.
 - SANCHEZ-PEREZ, J.M. (1987): Variabilité spatiale de la matière organique en moyenne montagne tempérée: ses relations avec les caractéristiques hydriques des sols. Discréétisation de l'espace en zones homogènes. (Bassin versant de la Fecht, Vosges Moyennes, France). Mémoire de D.E.A.; U.L.P. Strasbourg; 79 p.
 - SAVAGE, S.M. (1974): Mechanism of fire-induced water-repellency in soil. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 38, pp 652-657.
 - SCHEFFER, F.; ULRICH, B. (1960): Humus und Humusdüngung. Band I. III Teil. F. Enke Verlag. Stuttgart.
 - SCHNITZER, M. (1978): Humic substances: chemistry and reactions in Soil organic matter. M. Schnitzer and S.U. Khan Eds. Elsevier. Amsterdam. pp 1-64.
-

-
- SCHNITZER, M.; KHAN, S.U. (1972): Humic substances in the environment. Marcel Dekker. New-York. pp 57-60.
 - SCHOLL, D.G. (1971): Soil wettability in Utah Juniper stands. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol. 35, pp 344-345.
 - SCHWEBEL, L. (1982): Les granites du bassin versant de la Petite Fecht (Vosges, France). Rech. géogr. à Strasbourg, 19-20-21, pp 29-40.
 - SHANTZ, H.L.; PIEMEISEL, R.L. (1917): Fungus fairy rings in eastern Colorado and their effect on vegetation. J. Agric. Res., 11(5), pp 191-245.
 - SHEPPARD, C.R.C. (1977): Problems with the use of ultra-violet absorption for measuring carbon compounds in a river system. Water Research, 11, pp 979-982.
 - SOUCHIER, B. (1971): Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges). Thèse Doct. d'Etat, Univ. Nancy; 134 p.
 - SOUGNEZ, N.; WEISSEN, F. (1977): Evolution de la couverture morte et de la couverture vivante après fumure en vieille forêt d'épicéa commun. Bull. Rech. Agron. Gembloux, 12(3), pp 233-248.
 - SPOSITO, G. (1986): Physics of soil water physics, in Trends and Directions of Hydrology, Water Resour. Res., 22(9), pp 83-88.
 - STAKMAN, W.P.; VALK, G.A.; Van der Harst, G.G. (1969): Determination of soil moisture retention curves. I : Sand boxes apparatus. Range pF0 to pF 2.7. I.C.W., 19 p.
 - STEVENSON, D.S. (1974): Influence of peat moss on soil water retention for plants. Can. J. Soil Sci., 54, pp 109-110.
 - STEWART, V.I.; ADAMS, W.A.; ABDULLA, H.H. (1970): Quantitative pedological studies on soil derived from Silurian Mudstones. II. The relationship between stone content and apparent density of the fine earth. J. Soil Sci.; 21; pp 248-255.
 - TALINEAU, J.C. et al. (1979): Contribution à l'étude d'un agrosystème prairial dans le milieu tropical humide de la Côte d'Ivoire. 1- Analyse de quelques paramètres de l'état physique du sol. Cahiers O.R.S.T.O.M., série Pédologie, vol XVII, n°2, pp 141-157.
 - TAUBE, M. (1985): Evolution of Matter and Energy. Springer-Verlag, N.Y., 289 p.
 - TAUPIN, C. (1989): Les textiles traités. Supplément La Recherche n°208, pp 44-46.
 - TISDALL, J.M.; OADES, J.M. (1982): Organic matter and water-stable aggregates in soil. Journal of Soil Science, 33, pp 141-163.
 - TOUTAIN, F. (1974): Etude écologique de l'humification dans les hêtraies acidiphiles. Thèse Doct. Etat, Univ. Nancy I, 114 p.
-

-
- TSCHAPEK, M. (1984): Criteria for determining the hydrophilicity-hydrophobicity of soils. *Z. Pflanzenernähr. Bodenk.*, 147, 2, pp 137-149.
 - TSCHAPEK, M.; WASOWSKI, C. (1976): Adsorption of aliphatic alcohols by soils minerals as a method of evaluating their hydrophobic sites. *J. of Soil Sc.*, 27, pp 175-182.
 - TSCHAPEK, M.; WASOWSKI, C. (1976): The surface activity of humic acid. *Geochimica Acta*, vol. 40, Pergamon Press, pp 1343-1345.
 - TSCHAPEK, M.; SCOPPA, C.; WASOWSKI, C. (1978): The surface tension of soil water. *J. Soil Sci.*, 29, pp 17-21.
 - TSCHAPEK, M.; BOGGIO, L. (1981): Surfactant and water migration in insaturated sand. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenk.*, 144, pp 30-40.
 - VARALLYAY, G. (1973): A talaj ned verség poten ciálja és új berendezés annak meghatározására as alocsony (atmosféra ulla) tenziotartortomány-ban. *Agrokémia és Talatjan* 22, pp 1-22.
 - VAN'T WOUDT, B.D. (1955): Soil moisture and fertility effects on clover yield, *Soil Sci.*, 80, pp 1-9.
 - VAN'T WOUDT, B.D. (1959): Particles coatings affecting the wettability of soils. *J. Geophys. Res.*, vol. 64, n°2, pp 263-267.
 - VISSER, S.A. (1964): Oxidation-reduction potentials and capillary activities of humic acid. *Nature* 204, p 581.
 - VIVILLE, D.; AMBROISE, B. (1982): Détermination des courbes de rétention hydrique des sols par la méthode des bacs à sable et à kaolin. *Rech. Géog. à Strasbourg*, 19-21, pp 253-256.
 - VIVILLE, D. (1985): Variabilité spatiale des propriétés physiques et hydriques des sols dans le bassin versant du Ringelbach (Vosges granitiques). Thèse de doctorat de l'U.L.P.; Strasbourg I; 158 p.
 - WANDER, I.W. (1949): An interpretation of the cause of water repellent sandy soils found in citrus groves of Central Florida. *Sci.*, 110, pp 299-300.
 - WATSON, C.L.; LETEY, J. (1970): Indices for characterising soil-water repellency based upon contact angle-surface tension relationship. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 34., pp 841-844.
 - WELTE, E. (1956): Zur Konzentrations Messung von Humin Säuren. *Z. Pfl. Ernähr. Düng.*, 74, pp 219-227.
 - WENZEL, R.N. (1936): Ind. Eng. Chem., 28, 988.
 - WESSEL, A.T. (1989): Water repellency of dune sand in relation to the volumetric moisture content and the organic matter content. *Sous presse*, 17 p.
-

-
- WILLIAMS, J.; PREBBLE, R.E.; WILLIAMS, W.T.; HIGNETT, C.T. (1983): The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic. *Aust. J. Soil Res.*, 21, pp 15-32.
 - WOODRUFF, C.M. (1950): Water retention by clays. *Soil Sc. Soc. Amer. Proc.*, 15, pp 54-56.
 - YOUNG, T. (1805): *Phil. Trans. Roy. Soc. (London)*, 95, 65.
 - ZISMAN, W.A. (1964): Relation of the equilibrium contact angle to liquid and solid constitution. *Advances in chemistry series*, 43, pp 1-51., American Chemical Society.
 - ZUNKER, F. (1930): The behavior of water in the soils. *Proc. Second Inter. Congr. Soil Sci., Comm. VI*, pp 89-95.

ANNEXE 1

CELLULE D'EXTRACTION.

Pour obtenir les solutions du sol à différents pF_s et compte tenu du volume des échantillons traités (250 cm³), il a fallu modifier les cellules Tempe modèle 1400A de chez Soilmoisture Equipment Corporation. La plaque poreuse n° 604D04-B1M1 de diamètre 4-1/8ème pouce et d'épaisseur 1/4 pouce peut supporter une pression de 1 bar.

Mode opératoire.

Avant chaque série de mesure, on sature la plaque poreuse durant 24 heures dans un dessicateur à vide contenant de l'eau distillée désaérée. Les échantillons de sol sont saturés individuellement dans de petits cristallisoirs remplis d'eau distillée.

On place l'échantillon saturé, dont la base est maintenue à l'aide d'un nylon hydrophile, sur la plaque et on ajuste les deux autres parties de la cellule. On serre à l'aide des 3 écrous à ailettes. L'ensemble doit être parfaitement étanche.

On applique ensuite une pression d'air pour réaliser l'extraction de l'eau du sol dans des conditions contrôlées. Pour pailler le manque de précision du manomètre aux faibles pressions ($pF = 1.0$ et $pF = 1.5$ ou $h = -10\text{cm}$ et $h = -31.7\text{ cm}$), on a ajouté au dispositif un manomètre à eau qui est coupé du circuit pour les pF_s supérieurs à 1.5.

Dès que la pression d'air à l'intérieur de la cellule est amenée au-delà de la pression atmosphérique, la pression interne oblige l'excès d'eau à passer à travers les pores microscopiques de la plaque de céramique et à sortir par le tube d'évacuation. La pression d'air maximale que la plaque saturée peut supporter avant de laisser passer l'air par les pores est déterminée par le diamètre des pores (dans ce cas 2,1 μm). Plus ceux-ci sont petits, plus la pression d'air doit être forte pour traverser. La pression d'entrée d'air de la plaque utilisée est de 1 bar.

Au cours d'une séquence, à chaque admission d'air sous pression dans la cellule, l'eau du sol s'écoule et passe à travers la plaque de céramique jusqu'à ce que la courbure des pellicules d'eau dans tout le sol soit la même que dans les pores du disque. Quand c'est le cas, un équilibre est atteint et l'écoulement s'arrête. Lorsqu'on augmente la pression d'air dans la cellule, l'écoulement recommence et se poursuit jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint. Au point d'équilibre, il y a une relation exacte entre la pression d'air dans la cellule et la succion du sol dans l'échantillon.

Les solutions s'écoulent par un tube en Exacanal neutre chimiquement dans des piluliers lavés, rincés à l'eau distillée et séchés à 120°C. Les solutions

sont protégées de la poussière par un film de paraffine tendu au sommet du pilulier.

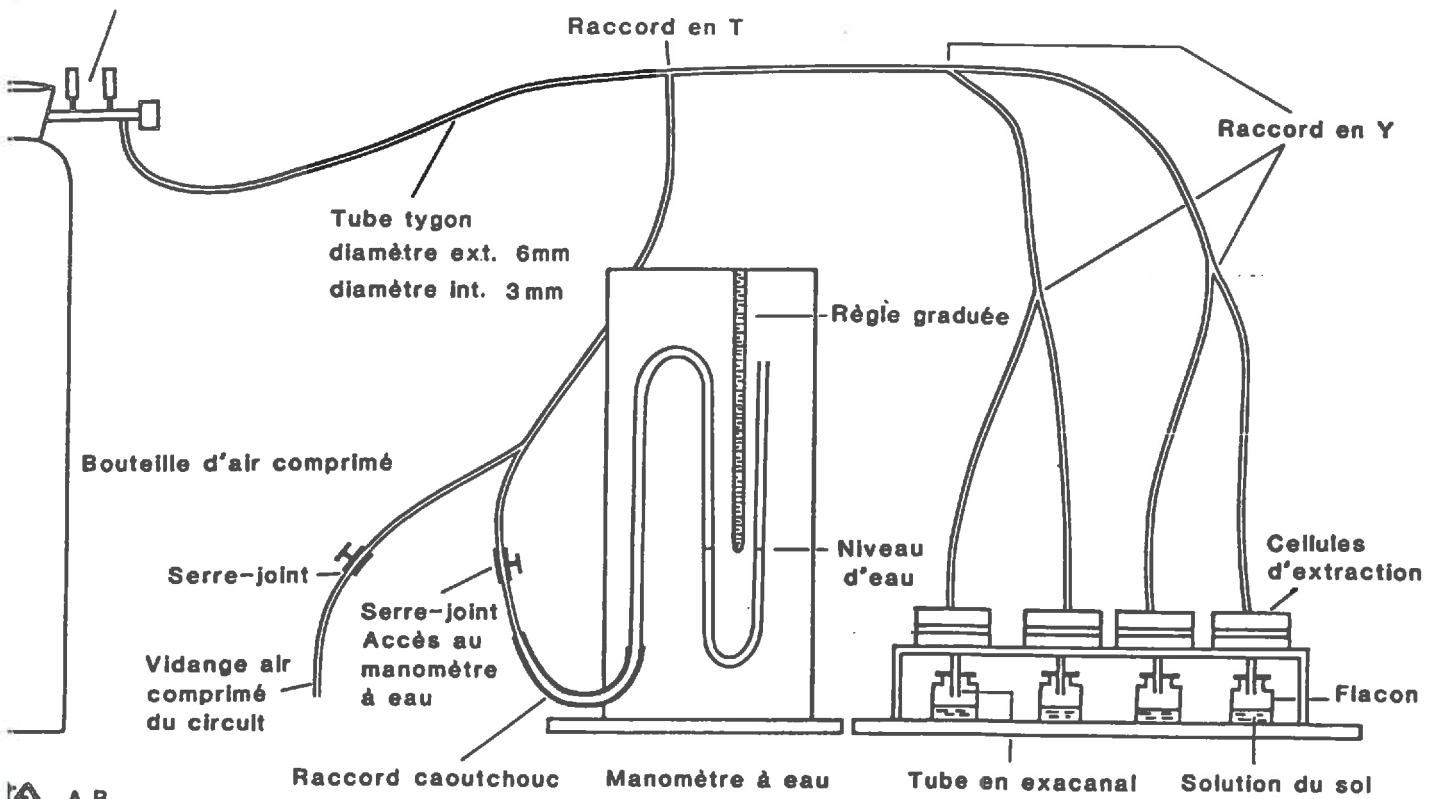
La pression d'entrée d'air de la plaque est de 1 bar ce qui correspond à une pression exercée par une colonne d'eau de 1020 cm de hauteur. On peut donc recueillir les solutions du sol dans une gamme de p_{ES} allant de 1.0 à 3.0 théoriquement, de 1.0 à 2.7 pratiquement en gardant une marge de sécurité.

MONTAGE POUR L'EXTRACTION DES SOLUTIONS DU SOL

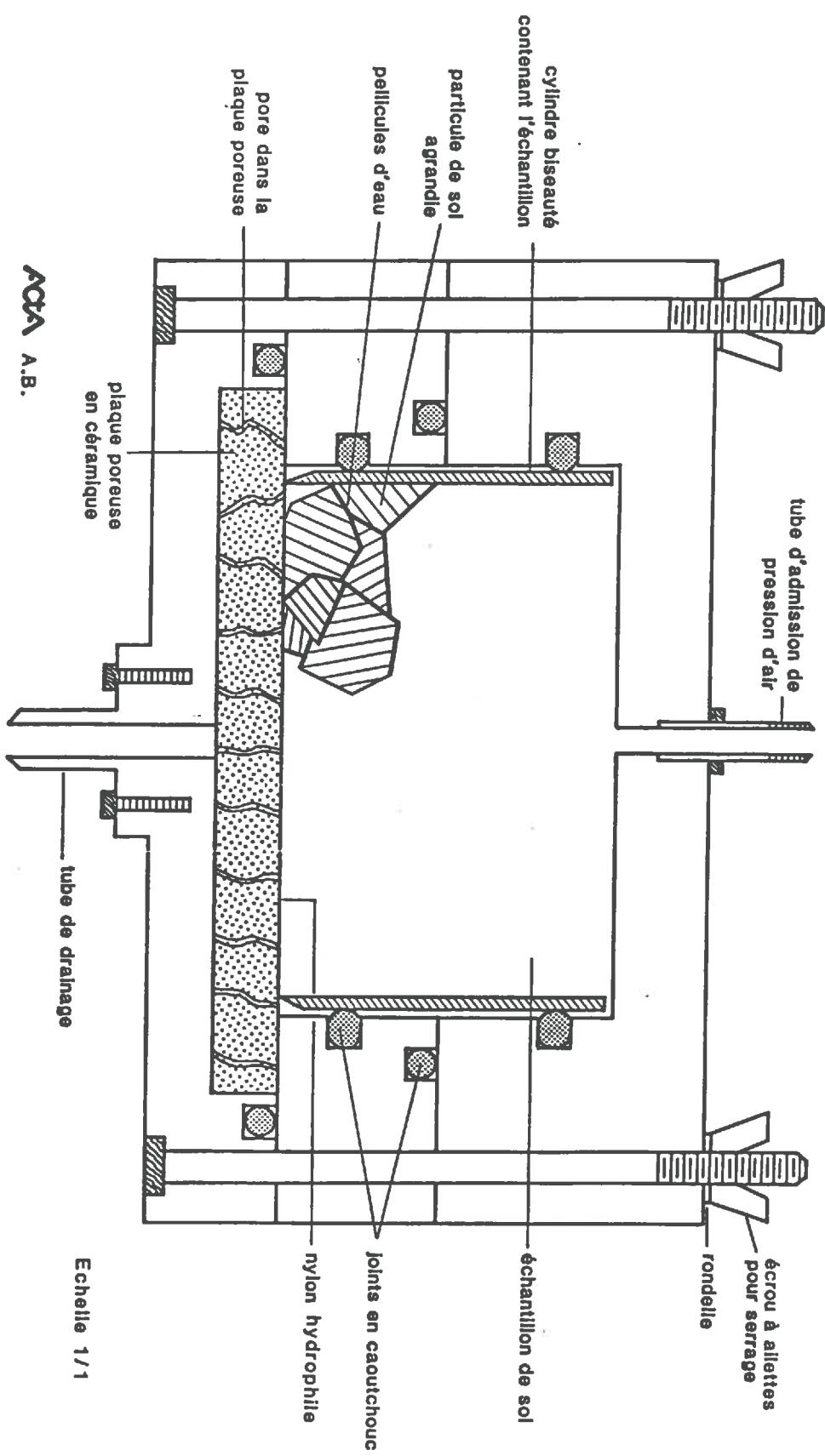
Manomètre double détente Air liquide (HBS 300/1)

pression d'entrée: 200 bars

pression de sortie: 1 bar



COUPE DE LA CELLULE A PRESSION AVEC UN ECHANTILLON DE SOL



Echelle 1/1

ANNEXE 2

LE TENSiomETRE LAUDA.

C'est un appareil permettant la mesure et l'enregistrement automatique de la tension superficielle des liquides ainsi que de la tension interfaciale de deux liquides. Du fait de son automatisation, l'appareil est indiqué pour l'étude des grandeurs de mesure en fonction du temps telles qu'elles se manifestent sous la présence de tensio-actifs. On utilise soit la méthode de l'anneau (Du NOUY), soit la méthode de la plaque (WILHELMY).

1. Mesure.

1.1. Principe de mesure.

On retire l'anneau (alliage de platine-iridium) du liquide et on mesure la force K de la longueur adhérente de la lame 1. On obtient respectivement les diagrammes K / l et γ / l .

* Explications du diagramme γ / l .

De 1 à 5 : le récipient contenant le liquide se déplace vers le haut et l'anneau de mesure pénètre dans le liquide à étudier.

1 : l'anneau de mesure se trouve au-dessus de la surface du liquide (fig.1).

2 : la partie inférieure de l'anneau de mesure touche la surface du liquide (fig.2).

3 : le liquide mouille l'anneau de mesure; le liquide produit une force de traction sur l'anneau de mesure, K_{z1} (fig.3).

4 : l'anneau de mesure "appuie" sur la surface du liquide. La force de traction K_{z1} est éliminée et la force de pression K_d est enclenchée (fig.4).

5 : l'anneau "perce" la surface du liquide. Chute de la force de pression K_d . Manifestation de la force de traction K_{z2} causée par l'imprégnation des fils maintenant l'anneau de mesure. L'anneau de mesure se trouve dans le liquide (fig.5).

De 6 à 11 : on déplace vers le bas le récipient contenant le liquide; l'anneau de mesure est retiré du liquide.

6 : l'anneau de mesure se trouve encore dans le liquide (fig.6).

7 : la partie supérieure de l'anneau de mesure touche la surface du liquide (fig.7).

8 : l'anneau de mesure tire la lamelle liquide hors du liquide. Le liquide produit une force de traction K_z (fig.8). Domaine linéaire de l'évolution de K_z . Changement continu de la forme de la lamelle liquide.

9 : force de traction maximale de la lamelle liquide agissant sur l'anneau de mesure. A partir de K_z on calcule la valeur de la tension superficielle statique du liquide :

$$\gamma = Kz_{\max} / 21$$

avec Kz_{\max} : force maximale en dynes

l: périmètre de l'anneau en cm (fig.9).

10 : la lamelle de liquide se coupe de l'anneau (fig.10).

11 : la force de traction Kz chute par suite de la rupture de la lamelle. La force de traction Kz_{\max} résiduelle provient de la pellicule de liquide qui adhère à l'anneau de mesure. L'anneau de mesure se trouve au-dessus du liquide (fig.11).

1.2. Précautions dans la mesure.

Pour une mesure rigoureuse, il est important que l'anneau ainsi que la coupelle contenant la solution soient totalement propres et dégraissés. Entre chaque mesure, on les rince abondamment à l'eau distillée. L'anneau est porté au rouge sombre au bec Bunsen et les coupelles séchées à l'étuve à 120°C.

A cause de l'influence de la température sur la tension superficielle, le liquide à étudier doit être thermostaté. Les mesures ont été faites à 20°C.

La surface du liquide doit être vierge de toutes poussières qui sont éliminées avant chaque série de mesures à l'aide d'une buse aspirante.

2. Exploitation des résultats.

On calcule la tension superficielle à partir du maximum Kz_{\max} du diagramme comme suit :

$$\gamma = (Kz_{\max} / 21) * F$$

F: facteur de correction de Harkins-Jordan.

l: périmètre de l'anneau (5.995 cm).

F est fonction de R^2 / V , R / r

R: rayon moyen du ménisque (.995cm).

r: rayon du fil de l'anneau (.0185cm).

V: volume de la lame liquide soulevée.

Ici $R / r = 52$

D'autre part,

$$Kz_{\max} = 4\pi R * \gamma_{\max}$$

$$= (4\pi R / 981) * \gamma_{\max} \quad \text{dynes / cm}$$

$$V = Kz_{\max} / \rho = .0122 * (\gamma_{\max} / \rho)$$

avec ρ : poids spécifique du liquide (p/cm^3).

Pour l'eau $\rho = 1 \text{ p/cm}^3$

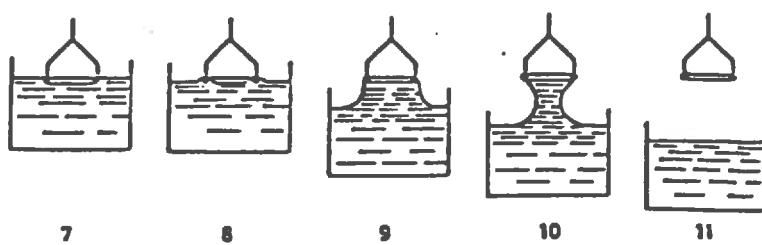
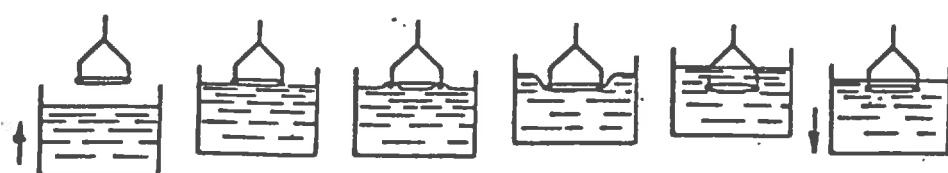
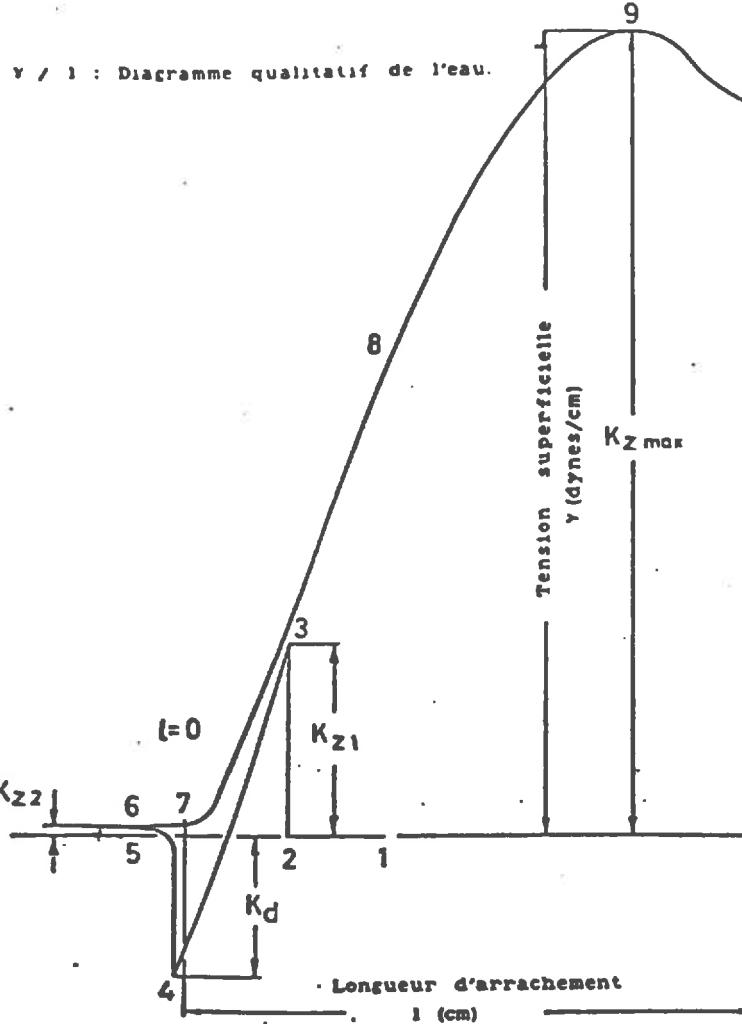
$$\text{D'où : } R^2 / V = ((R^2 + 981) / 4\pi) * (\rho / \gamma_{\text{mes}})$$

$$= 71.2 * (\rho / \gamma_{\text{mes}})$$

Connaissant f et γ_{mes} , on calcule R^2 / V
On utilise les tables de Harkins-Jordan pour trouver F .

Puis $\gamma_{\text{cor}} = \gamma_{\text{mes}} * F$

Facteurs correcteurs (F) pour la méthode de l'anneau														
R3/V	R/r=52	R3/V	R/r=52	R3/V	R/r=52	R3/V	R/r=52	R3/V	R/r=52	R3/V	R/r=52	R3/V	R/r=52	R3/V
0,40	1,016	0,50	0,991	0,60	0,973	0,80	0,949	1,00	0,933	1,50	0,904	2,00	0,884	
0,41	1,013	0,51	0,989	0,62	0,970	0,82	0,947	1,05	0,929	1,55	0,901	2,10	0,881	
0,42	1,010	0,52	0,987	0,64	0,968	0,84	0,946	1,10	0,925	1,60	0,899	2,20	0,879	
0,43	1,007	0,53	0,985	0,66	0,965	0,86	0,944	1,15	0,922	1,65	0,897	2,30	0,876	
0,44	1,005	0,54	0,983	0,68	0,963	0,88	0,942	1,20	0,920	1,70	0,895	2,40	0,873	
0,45	1,002	0,55	0,981	0,70	0,960	0,90	0,940	1,25	0,916	1,75	0,893	2,50	0,870	
0,46	1,000	0,56	0,980	0,72	0,957	0,92	0,939	1,30	0,914	1,80	0,891	2,60	0,868	
0,47	0,998	0,57	0,978	0,74	0,955	0,94	0,937	1,35	0,911	1,85	0,889	2,70	0,865	
0,48	0,995	0,58	0,976	0,76	0,953	0,96	0,936	1,40	0,909	1,90	0,888	2,80	0,862	
0,49	0,993	0,59	0,975	0,78	0,951	0,98	0,934	1,45	0,906	1,95	0,886	2,90	0,860	



ANNEXE 3

Techniques de mesure de l'hydrophobie des sols.

Cette annexe reprend pour l'essentiel une publication de RIETVELD (1978).

1 - TECHNIQUES DE LABORATOIRE.

1.1. Méthode de l'équilibre capillaire (LETEY et al., 1962).

Principe de la méthode : 2 colonnes de sol sont placées dans deux liquides différents. Un de ces liquides est de l'éthanol supposé avoir un angle de contact apparent nul pour toutes surfaces à mouiller. L'autre liquide est la plupart du temps de l'eau. Les liquides s'élèvent dans les colonnes de sol grâce aux forces capillaires. On suppose qu'après 24 heures l'équilibre est atteint. On mesure alors la hauteur d'ascension capillaire. De la hauteur mesurée dans l'éthanol, on peut calculer r avec l'équation :

$$h = 2 \gamma \cos \alpha / \rho g$$

γ : tension superficielle ($N.m^{-1}$)

α : angle de contact apparent

ρ : poids volumique ($kg.m^{-3}$)

g : gravité ($m.s^{-2}$)

r : rayon du pore (m)

h : hauteur d'ascension capillaire (m)

Avec r et la hauteur h mesurée dans l'eau, on trouve l'angle de contact sol - eau.

Dans la pratique, les sols sont séchés à l'air, quelquefois tamisés à 2 mm et versés dans des tubes en verre de 53 cm de hauteur et de 4.8 cm de diamètre par exemple. Ces tubes sont traités à la paraffine dissoute dans du xylène pour les empêcher d'être plus mouillables que le sol. La base des tubes est fermées avec de l'étamine qui retient le sol.

Remarques :

- La géométrie porale est supposée être la même dans les deux colonnes.
- On suppose que l'éthanol mouille parfaitement le sol. Cela semble correct car la vitesse d'infiltration de l'éthanol est indépendante de la mouillabilité du sol. Néanmoins, les valeurs calculées d'angle de contact sont des valeurs relatives (rapportées à l'éthanol) et non absolues.

- On suppose l'équilibre atteint au bout de 24 heures ce qui semble tout à fait arbitraire. HACKETT (1922) montre que l'ascension capillaire après un an représente 2 à 3 fois la première valeur mesurée. On doit admettre dans ce cas que le sol sous le front de mouillage n'est pas complètement saturé. Donc la hauteur d'ascension capillaire dans un milieu poreux devrait être définie en terme d'humidité spécifique.

- Cette méthode est inapplicable pour des angles supérieurs à 90°.

- Etant donné que le remaniement des échantillons lors du tassement dans les tubes décroît la mouillabilité, les valeurs mesurées devraient être plus basses que celles rencontrées sur le terrain.

- C'est une méthode qui prend beaucoup de temps.

1.2. Méthode de la vitesse d'ascension capillaire (EMERSON et BOND, 1962).

La méthode est décrite dans le texte page 31.

Remarques :

- Après carbonisation les propriétés du sol peuvent changer comme par exemple la géométrie des pores, la surface spécifique, la capacité d'échange et bien sûr la teneur en carbone.

- Après carbonisation, on suppose que les angles de contact sont égaux à 0°. YUAN et HAMMOND (1968) ont comparé l'utilisation de la chaleur avec celle de l'éthanol :

$$\cos \alpha = h_{\text{eau}} \cdot \gamma_{\text{éthanol}} \cdot \rho_{\text{eau}} / h_{\text{éthanol}} \cdot \gamma_{\text{eau}} \cdot \rho_{\text{éthanol}}$$

$$\cos \alpha = 0.386 \cdot h_{\text{eau}} / h_{\text{éthanol}}$$

$$h_{\text{carbonisé}} = h_{\text{éthanol}} / 0.386$$

La comparaison des valeurs calculées de $h_{\text{carbonisé}}$ avec les valeurs mesurées montre que les valeurs calculées sont de loin plus grandes que les valeurs mesurées ce qui indique que l'éthanol mouille mieux le sol. La conclusion à en tirer est que les angles de contact du sol carbonisé sont plus grands que 0°.

- Les échantillons de sol sont remaniés.

- La mesure est rapide (10 mn).

- Grâce à la rapidité de la mesure, la valeur de l'angle initial de contact est bonne car le temps durant lequel le liquide et la surface du solide réagissent est relativement court. En fait, on détermine les angles d'avancée au lieu des angles d'équilibre.

- Il est possible de mesurer les angles de contact inférieurs et supérieurs à 90°.

- La hauteur d'ascension capillaire est définie comme la hauteur maximale du front de mouillage sous laquelle l'humidité est constante. Il semble que les valeurs de h obtenues de cette façon sont généralement plus petites que celles obtenues par la méthode de l'équilibre capillaire. Toutefois, les variations n'influencent guère si ce dernier voisine les 90°.

- La rapidité de la méthode, la bonne distinction des sols mouillables et des sols hydrophobes font que cette méthode est préférable à celle de l'équilibre capillaire. Néanmoins, on pourrait l'améliorer en utilisant l'éthanol à la place de la carbonisation.

1.3. Méthode de l'absorption capillaire.

Une colonne de sol est soumise à une infiltration horizontale. Le flux à travers un capillaire est calculé d'après l'équation de Poiseuille :

$$dV/dt = \pi \cdot r^4 \cdot P / 8 \cdot \eta \cdot x$$

Dans ce cas, $P = P_c = 2 \gamma \cdot \cos \alpha / r$, car seules les forces de capillarité sont importantes ($N \cdot m^{-2}$).

V : volume de liquide entrant dans un capillaire (m^3).

η : viscosité du liquide ($kg \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$).

$$dV/dt = \pi r^4 \cdot \gamma \cdot \cos \alpha / 4 \cdot \eta \cdot x$$

$$V = x \cdot \pi r^4 \quad \text{ou} \quad dV/dt = \pi r^4 \cdot dx$$

$$\text{D'où : } V \cdot dV/dt = \pi r^4 \cdot \gamma \cdot \cos \alpha / 4 \cdot \eta$$

$$V = \sqrt{\pi r^4 \cdot t \cdot \cos \alpha / 2 \cdot \eta}$$

$$V' = V \cdot N = V \cdot A \cdot e / \pi r^2$$

Avec N : nombre équivalent de capillaires pleins du sol.

V' : volume de liquide entrant dans la colonne de sol (m^3).

Le flux dans le sol peut être décrit par :

$$V' = A \cdot e \cdot \sqrt{r \cdot \gamma \cdot \cos \alpha \cdot t / 2 \cdot \eta}$$

$$\text{De même : } x \cdot dx/dt = r \cdot \gamma \cdot \cos \alpha / 4 \cdot \eta$$

$$\text{ou : } x = \sqrt{r \cdot \gamma \cdot \cos \alpha \cdot t / 2 \cdot \eta}$$

$$V' \cdot x = A \cdot e \cdot r \cdot \gamma \cdot \cos \alpha \cdot t / 2 \cdot \eta$$

On calcule l'angle de contact en mesurant V et x toutes les minutes. Comme précédemment, on utilise l'eau et l'éthanol.

$$x_{(\text{éthanol})} / t_{(\text{éthanol})}^{1/2} = b_{(\text{éthanol})}$$

$$= \sqrt{r \cdot \gamma_{(\text{éthanol})} \cdot \cos \alpha_{(\text{éthanol})} / 2 \cdot \eta_{(\text{éthanol})}}$$

$$x_{(\text{eau})} / t_{(\text{eau})}^{1/2} = b_{(\text{eau})}$$

$$= \sqrt{r \cdot \gamma_{(\text{eau})} \cdot \cos \alpha_{(\text{eau})} / 2 \cdot \eta_{(\text{eau})}}$$

b : coefficient de régression de la relation linéaire $x - t^{1/2}$.

$$\cos \alpha_{(\text{eau})} = \left[\frac{b_{(\text{eau})}}{b_{(\text{éthanol})}} \right]^2 \cdot \left[\frac{\eta_{(\text{eau})} \cdot \gamma_{(\text{éthanol})}}{\eta_{(\text{éthanol})} \cdot \gamma_{(\text{eau})}} \right]$$

De la même façon :

$$\cos \alpha_{(eau)} = \left[b'_{(eau)} / b'_{(éthanol)} \right]^2 \cdot \left[\eta_{(eau)} \cdot \gamma_{(éthanol)} / \eta_{(éthanol)} \cdot \gamma_{(eau)} \right]$$

b' : coefficient de régression de la relation linéaire $V' - t^{1/2}$.

$$\cos \alpha_{(eau)} = \left[b''_{(eau)} / b''_{(éthanol)} \right]^2 \cdot \left[\eta_{(eau)} \cdot \gamma_{(éthanol)} / \eta_{(éthanol)} \cdot \gamma_{(eau)} \right]$$

b'' : coefficient de régression de la relation linéaire $V'x - t$.

Remarques :

- On suppose que A , e et r restent constants pendant la mesure.
- Dans la pratique, on facilite l'absorption en créant une faible charge hydraulique négative (1 cm pour l'éthanol, 0,8 cm pour l'eau).
- On mesure les angles de contact d'avancée.
- Méthode uniquement valable pour les angles inférieurs à 90° .
- Minimum de temps requis : 1 heure.
- Méthode recommandée si l'on veut mesurer les angles de contact dans du matériel argilo-limoneux (HARTMANN et al., 1976).
- Les équations ne décrivent pas parfaitement ce type d'écoulement, les droites ne passant pas par l'origine. Ces déviations viennent en partie de l'inexactitude des données recueillies au tout début de l'absorption.

1.4. Méthode de l'infiltration verticale (LSTEY et al., 1962).

C'est une variante de la méthode d'absorption capillaire dans laquelle l'eau s'infiltre dans une colonne verticale de sol. On utilise l'équation de Poiseuille mais le mouvement de l'eau est influencé par la gravité et une charge hydraulique H positive.

$$Pg = f g (x + H)$$

$$Q_{(capillaire)} = (T \cdot r^2 \cdot (f g (x + H) r + 2 \gamma \cos \alpha)) / 8 \eta x$$

La vitesse d'infiltration dans l'échantillon est égale au produit de la porosité par la vitesse d'infiltration dans un capillaire :

$$V_{(échantillon)} = e \cdot V_{(capillaire)}$$

$$V_{(échantillon)} = (e \cdot r \cdot (f g (x + H) r + 2 \gamma \cos \alpha)) / 8 \eta x$$

$$= ((e \cdot r^2 \cdot f g (x + H)) / 8 \eta x) + (e \cdot r^2 \cdot \gamma \cos \alpha / 8 \eta x)$$

Q : débit ($m^3 \cdot s^{-1}$).

v : vitesse d'infiltration ($m \cdot s^{-1}$).

On relève en fonction du temps le volume écoulé (V) et la position du front de mouillage (x). Connaissant la section du tube (A), on en déduit la relation $V-x$. On calcule r en utilisant de l'éthanol ce qui permet ensuite de calculer l'angle de contact pour tous liquides.

Remarques :

- On peut faire les même objections que pour les autres méthodes en ce qui concerne la mouillabilité de l'éthanol, l'hydrophobie du sol et la constance de la géométrie porale dans les différentes colonnes de sols.
- Cette méthode n'est pas applicable aux sols sableux car le sable piége de l'air en arrière du front de mouillage (PAL et VARADE, 1971).
- Quand on utilise de l'éthanol, r change en fonction de t comme le montre le calcul à partir de v et x . Si on emploie d'autres liquides, il faut utiliser la valeur de r correspondant à la position du front de mouillage.

1.5. Méthode de la "pression de pénétration" (FINK et MYERS, 1969).

On utilise cette méthode pour mesurer l'extrême hydrophobie des sols. Dans ce cas, il faut appliquer une pression positive pour forcer l'eau à s'infiltrer :

$$h_w = 2 \gamma \cos \alpha / \rho \cdot g \cdot r$$

h_w : "pression de pénétration" ou pression nécessaire pour faire entrer l'eau dans le sol. Cette pression en elle-même est un index pour quantifier l'hydrophobie.

Pour mesurer sa valeur, on a besoin d'un appareillage spécial.

Remarques :

- Cette méthode n'est valable que pour les angles de contact supérieurs à 90°.
- La pression de pénétration ne dépend pas uniquement de l'angle de contact mais aussi du rayon équivalent des pores; elle n'est de ce fait pas un index très précis de l'hydrophobie : h_w croît quand l'angle augmente et le rayon équivalent diminue.

1.6. Méthode de la goutte d'eau.

Dans cette catégorie de méthodes, les angles de contact sont mesurés directement en plaçant une goutte sur le sol à étudier. Les angles peuvent être mesurés de la façon suivante :

- Avec un télescope à goniomètre (BIGELOW et al., 1946). C'est un petit télescope sur lequel on a ajouté 2 axes indépendants en croix et un goniomètre. Un des axes est positionné parallèlement à la surface du sol et l'autre déplacé jusqu'à ce qu'il se confonde avec la tangente à la goutte à la surface du sol. L'angle est lu sur le goniomètre.

- Avec un microscope adapté (ROBINSON et PAGE, 1950; BURGHARDT, 1985). Une suspension argileuse est séchée sur une lame pour former une couche mince. Comme généralement les particules grossières du sol sont recouvertes de matériel colloïdal, on caractérise de cette manière la surface interne du sol.

-
- En photographiant les gouttes et en mesurant les angles ensuite.

Remarques :

- Les angles de contact d'avancée et de retrait ne peuvent être mesurés.
- La mesure doit être faite rapidement car la tension superficielle diminue avec le temps. L'angle mesuré de cette façon représente au mieux l'hydrophobie initiale.
- Dans un milieu poreux à géométrie complexe, il est difficile de visualiser l'angle de contact.
- Les valeurs mesurées varient généralement d'un endroit à l'autre. Ceci est du au fait que la méthode a été conçue pour des surfaces lisses homogènes et non-poreuses et qu'elle ne peut être appliquée sur des surfaces rugueuses hétérogènes. Une méthode améliorée utilisant une goutte plus volumineuse (FINK, 1969, 1970) supprime plus ou moins ce dernier désavantage. On ajoute de l'eau à la goutte jusqu'à ce que l'épaisseur demeurant constante seul le diamètre augmente. On pose :

$$\cos \alpha = 1 - (\rho \cdot g \cdot l^2 / 2 \cdot \gamma) \quad l : \text{épaisseur de la goutte (m)}.$$

Il faut placer la goutte sur une surface plane du sol. Son épaisseur est mesurée à l'aide d'un cathétomètre. L'angle de contact déterminé de cette façon est généralement plus grand que celui déterminé par pression de pénétration car la mesure dans le premier cas prend moins de temps (les sols hydrophobes s'hydratent graduellement au contact de l'eau) et parce que dans le deuxième cas de l'air peut être chassé des pores du sol diminuant ainsi f_a (facteur prenant en compte la présence d'air sous la goutte dans le cas d'un matériel poreux) :

$$\cos \alpha = f_a \cos \alpha' - f_a \quad \alpha : \text{angle de contact apparent.}$$

$\alpha' : \text{angle de contact réel.}$

$f_a : \text{facteur de rugosité.}$

En 1976 FINK améliore la méthode : l'épaisseur de la goutte d'eau n'est mesurée qu'au bout de 10 mn; ceci permet à l'eau de s'infiltrer dans le sol ou pour l'épaisseur de la goutte d'atteindre son équilibre. La valeur numérique de cette épaisseur d'équilibre est normalisée en la divisant par l'épaisseur théorique d'une même goutte d'eau déposée sur une surface lisse non-poreuse parfaitement mouillable. La valeur de cette épaisseur (l_n) est égale à 0.348 cm. Dans la pratique, cela signifie que le ruissellement de surface commence si l/l_n est supérieure ou égal à 1.3.

1.7. Méthode de la diffusivité intrinsèque.

DeBANO (1969) calcule la diffusivité intrinsèque d'un sol lors de l'infiltration d'eau et d'éthanol. Comme les deux diffusivités ont la même valeur, c'est qu'elles ne dépendent que du milieu. On pose :

$$D_i(\theta)_{(\text{ethanol})} = \eta_e \cdot D(\theta)_e / \gamma_e \cdot \cos \alpha_e$$

égale

$$D_i(\theta)_{\text{eau}} = \eta_{\text{eau}} \cdot D(\theta)_{\text{eau}} / \gamma_{\text{eau}} \cdot \cos \alpha_{\text{eau}}$$

comme $\alpha = 0$, il s'ensuit que :

$$\cos \alpha_{\text{eau}} = \eta_{\text{eau}} \cdot \gamma_{\text{eau}} \cdot D(\theta)_{\text{eau}} / \gamma_{\text{eau}} \cdot \eta_{\text{eau}} \cdot D(\theta)_{\text{eau}}$$

θ : humidité volumique ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$).
 $D(\theta)$: diffusivité qui dépend de θ ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$).
 $D_i(\theta)$: diffusivité intrinséque qui dépend de θ (m).

Comme la diffusivité est dépendante de l'humidité, cette méthode a le grand avantage de quantifier une des variables (humidité) qui provoque une variation de θ . Ainsi peut être calculé à différentes humidités pour un même sol.

1.8. Méthodes d'infiltration.

La vitesse d'infiltration de l'eau est utilisée comme mesure de l'hydrophobie. JAMISON (1942, 1945) définit deux paramètres :

- La vitesse relative de mouillage : vitesse d'infiltration moyenne (ml/mn) pendant les 5 premières minutes. Une burette d'eau sous charge constante est reliée à une colonne de sol. On détermine la vitesse d'infiltration en lisant périodiquement la burette. Plus le sol est hydrophobe, plus la vitesse est petite.

- Le temps relatif de mouillage : temps nécessaire pour que 20 cc d'eau s'infiltra dans 100 g de sol. Pour mesurer ce temps, on utilise un bêcher paraffiné de 125 cc rempli de 100 g de sol dans lequel on insère un tube paraffiné de telle façon que l'air piégé en bas du tube puisse s'échapper et on ajoute de l'eau. Plus le temps est grand, plus le sol est hydrophobe.

Remarques :

- Ces méthodes sont très simples.
- On ne peut comparer des sols de textures différentes. Ce n'est pas un problème si on veut comparer les effets de différents tensio-actifs sur un même sol ou les effets de végétation sur un même sol.
- Le temps relatif de mouillage est un assez bon indice pour distinguer la mouillabilité des sols, l'avantage le plus important étant qu'une grande partie du sol est en contact avec l'eau, éliminant ainsi les différences locales (HAMMOND et YUAN, 1968).
- Les valeurs diffèrent grandement d'un jour à l'autre (HAMMOND et YUAN, 1968).

1.8. Méthode par flottaison.

Le matériel à étudier est ajouté à l'eau; on note le temps qu'il met avant de couler ainsi que la nature et la taille des particules. On peut utiliser du matériel séché à l'air ou humide. ALBERT et KOHN (1926) notent pour des grains de quartz de 1.6 mm fois 0.6 mm des temps de flottaison de l'ordre de 250 heures. Généralement le matériel qui flotte a un assez grand diamètre (0.1 - 0.6 mm); il n'est donc pas constitué uniquement de substances organiques. DOMINGO et MAURER (1949), BOND et HARRIS (1964) font de cette manière une distinction claire entre la présence et l'absence d'hydrophobie. C'est une méthode très frustre.

2 - TECHNIQUES DE TERRAIN.

2.1. Méthode de la goutte d'eau.

C'est la méthode la plus utilisée sur le terrain. Une goutte d'eau est placée sur le matériel à étudier et le temps de pénétration est relevé. On définit le temps de pénétration comme le temps nécessaire à la disparition de la goutte d'eau dans le sol. Même dans les sols hydrophobes, la goutte finit par pénétrer. Quelquefois, le sol est tamisé ou séché à l'air. La goutte doit être placée délicatement sur la surface autrement le temps de pénétration est réduit.

VAN'T WOUDT (1959) a observé attentivement la pénétration d'une goutte d'eau. Il divise le temps ou "la période de contact" en 5 parties :

- La goutte est placée à la surface : immédiatement après le contact, on observe des mouvements de fines particules de sol et d'humus à l'interface.
- La surface de la goutte devient terne car petit à petit elle se couvre de minuscule particules.
- La goutte devient opaque; un film de fines particules de sol et d'humus s'élève de tous les côtés vers le centre de la goutte.
- Quand le film a atteint le sommet de la goutte, la forme de celle-ci commence à changer : elle s'aplatit et l'angle de contact décroît.
- Quand l'angle de contact s'approche de zéro, la goutte disparaît soudainement laissant un point mouillé sur le sol.

L'explication de cette "période de contact" est la suivante : la tension superficielle de l'eau est réduite par le film qui se forme par attraction de l'eau sur les sites hydrophiles des particules du sol. Si une goutte tombe d'une certaine hauteur, la première étape est abrégée raccourcissant ainsi le temps de pénétration. La chute de la goutte provoque une diminution momentanée de l'attraction moléculaire ce qui diminue la tension superficielle. Les hautes températures ont le même effet.

Remarques :

- On n'a besoin que d'une petite quantité de sol.
- La méthode prend peu de temps.

- Le temps de pénétration est influencé par l'angle de contact et la distribution des pores.

- On peut classer raisonnablement les sols hydrophobes.

- Le temps de pénétration est un index valable pour déterminer la persistance de l'hydrophobie initiale (WATSON et LETEY, 1970). Cet index montre clairement que l'hydrophobie est dépendante du temps.

- La classification des sols à l'aide de ce paramètre varie d'un auteur à l'autre. BOND et HARRIS (1964) utilisent une goutte de 4 mm et déclarent le sol hydrophobe si le temps de pénétration dépasse 5 s. Pour ADAM (1969) les sols sont faiblement hydrophobes si le temps de pénétration se situe entre 10 et 60 s et fortement hydrophobes si le temps de pénétration dépasse 60 s. Dans ce dernier cas, il utilise des solutions à 15% d'éthanol : l'infiltration croît et les sols peuvent être classés plus précisément.

- Le temps de pénétration varie d'un jour à l'autre, apparemment en réponse à l'humidité relative.

- Les variations dans la détermination sont importantes mais la moyenne d'un certain nombre de déterminations donne une mesure fiable de la relative mouillabilité des sols hydrophobes.

2.2. Méthode de la tension superficielle.

L'eau ($\gamma = 0.0721 \text{ N.m}^{-1}$) et l'éthanol ($\gamma = 0.0219 \text{ N.m}^{-1}$) sont mélangés pour donner une série de liquides de différentes tensions superficielles. Le principe utilisé est que l'angle de contact dépend de la tension superficielle du liquide appliquée et de l'énergie de surface du substrat utilisé. On détermine la tension superficielle du liquide pour lequel l'angle de contact avec ce substrat est nul. Cette tension superficielle caractérise le substrat; c'est ce qu'on appelle "sa tension critique de mouillage". Plus la tension critique d'un substrat est élevée, plus les liquides ont tendance à le mouiller (TAUPIN, 1989). Dans le cas des sols, même si l'angle est plus petit que 90°, la goutte ne pénètre pas immédiatement dans le sol. Donc une durée de 5 s est arbitrairement choisie qui associe la tension superficielle à la valeur de l'angle égale à 90° ($\gamma = \gamma_n$, tension superficielle pour laquelle le liquide pénètre dans le sol). En appliquant des solutions de différentes tensions superficielles, on peut déterminer la tension superficielle à laquelle une goutte restera 5 s sur la surface et ainsi déterminer γ_n . Plus γ_n est faible, plus le sol est hydrophobe.

Remarques :

- C'est en fait une modification de la méthode de la goutte d'eau.

- γ_n est contrairement au temps de pénétration, un index pour l'hydrophobie initiale. La différence entre l'hydrophobie initiale et la persistance de l'hydrophobie a été montrée par WATSON et LETEY (1970) qui ont trouvé un sol avec un γ_n élevé mais aussi un temps de pénétration élevé alors que l'on s'attendait à un temps de pénétration court.

- La méthode de la goutte d'eau, la méthode de la tension superficielle et la méthode de l'ascension capillaire sont toutes les trois considérées comme satisfaisantes pour classer les sols hydrophobes (DAS et DAS, 1972).

2.3. Méthode de l'infiltromètre (BOND, 1964).

L'eau s'infiltre à l'intérieur d'un simple cylindre sous une charge hydraulique constante. Pendant 50 mn on mesure régulièrement les quantités infiltrées. Puis on laisse drainer l'eau restante pendant 5 mn. Si après cette période il reste encore de l'eau à l'intérieur de l'infiltromètre, on l'enlève en évitant de mouiller le sol dans les parages immédiats de l'appareil.

On enlève précautionneusement l'appareil et on creuse une fosse dont une face passe par le centre de la zone d'infiltation. Cette face est saupoudrée d'un mélange sec de Rhodamine B à 1% dans de la kaolinite finement broyée jusqu'à ce que la face soit uniformément recouverte d'une poudre blanche. Après quelques minutes, les zones humides développent une intense couleur rouge alors que les zones sèches restent blanches. L'intensité de la coloration, causée par la mise en solution du colorant, donne une indication sur le contenu en eau. Les modalités d'infiltation peuvent être photographiées.

Remarques :

- Parfois un écoulement latéral, provoquant des vitesses d'infiltation rapides, est considéré comme un désavantage de la méthode. Néanmoins cet écoulement latéral donne une indication sur le degré d'hydrophobie en sub-surface.

- De l'eau peut s'écouler de l'infiltromètre sans mouiller la partie superficielle du sol; c'est particulièrement le cas pour les sols très hydrophobes en surface.

- Dans les conditions de terrain, cette méthode donne une estimation rapide de l'hydrophobie relative des sols.

2.4. Méthode de l'infiltation en bassin (LETEY et al., 1962).

Dans des bassins de 9 m² limités par des digues en terre, on ajoute 40 cm d'eau et on mesure l'infiltation. L'infiltation est relevée régulièrement par la lecture de la hauteur d'eau.

2.5. Observation de la végétation.

L'observation de la végétation peut fournir des indications grossières sur la localisation des sols hydrophobes. ADAM et al. (1969) observent une disposition caractéristique en mosaïque de la végétation. Des observations plus fines montrent que les plantes annuelles ne poussent pas dans les endroits hydrophobes mais seulement sur les sites hydrophiles. De plus, la présence de certains arbustes peut indiquer l'hydrophobie. Ils empêchent les autres plantes de s'installer par la production de litière organique hydrophobe ce qui réduit l'eau nécessaire à la germination.

ANNEXE 4

Site	Profondeur	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	
		F22	F251	F100	H02	A	UF	16	SIF	SF	SM	SS	
S.P.	00-05 cm	26,90	31,44	27,33	14,32	12,12	12,89	16,87	4,63	7,23	32,23	14,02	
	05-10 cm	35,30	30,83	20,52	5,32	7,11	11,17	11,31	4,98	7,35	41,36	13,71	
	15-20 cm	47,70	31,88	18,61	1,77	9,31	14,09	7,86	5,64	8,04	39,78	15,27	
	20-25 cm	52,70	30,02	16,07	1,20	8,01	11,30	8,96	6,58	9,35	36,43	19,35	
	25-30 cm	56,10	30,36	12,28	0,95	6,77	8,53	6,87	6,62	8,91	42,20	20,06	
	30-35 cm	57,00	32,02	10,31	0,66	4,50	6,40	6,40	6,71	9,87	41,93	23,81	
S.R.	00-05 cm	23,10	22,85	22,35	31,40	7,05	11,75	25,35	5,30	8,17	21,61	17,77	
	05-10 cm	20,30	33,42	30,81	11,41	8,77	13,16	19,57	6,49	9,59	23,69	18,71	
	10-15 cm	17,80	45,48	27,74	8,77	6,83	10,38	14,01	6,64	10,07	29,82	22,20	
	15-20 cm	26,00	42,79	24,61	6,60	8,09	9,36	11,79	7,28	10,21	29,96	23,29	
	20-25 cm	18,80	45,52	32,02	6,65	7,35	12,50	15,07	8,04	10,26	27,63	19,12	
	25-30 cm	76,20	6,82	13,69	5,28	8,83	10,92	20,61	10,39	6,43	19,60	7,20	
A.C.	00-05 cm	05-10 cm	70,70	8,67	19,09	1,51	9,03	19,32	28,14	12,28	7,05	16,32	7,93
	10-15 cm	60,10	12,75	25,15	2,00	8,26	19,79	26,28	12,03	7,06	18,64	7,91	
	15-20 cm	53,90	13,17	30,81	2,11	8,83	21,70	25,38	14,12	7,19	14,59	8,17	
	20-25 cm	49,90	12,31	36,45	1,31	8,79	23,62	28,49	13,81	7,22	10,09	7,95	
	25-30 cm	48,70	16,15	33,67	1,47	7,50	21,51	25,11	13,46	7,50	15,91	8,99	
	30-35 cm	50,00	32,98	13,72	3,29	5,52	9,53	9,56	4,78	7,76	46,24	16,60	
A.R.	00-05 cm	05-10 cm	35,30	41,71	20,20	2,78	6,00	11,77	9,47	5,41	8,82	39,41	
	10-15 cm	30,50	46,79	21,64	1,06	5,26	11,78	8,65	5,93	10,05	37,98	20,43	
	20-25 cm	29,10	47,98	21,41	0,97	4,76	12,78	7,11	6,24	10,17	37,10	21,81	

A.3.1 : Données granulométriques.

Site	Profondeur	C tot	C>100	TH %	C lit	E tot	AF	AH	AE/AH	NG	Dens	pH	log I
S.P.	00-05 ca	11.39	7.51	37.00	4470.00	14.30	8.30	8.90	0.90	2719.00	0.67	4.50	3.18
	05-10 ca	4.79	1.55	69.00	3450.00	26.80	6.40	7.00	0.90	2111.00	1.17	4.40	2.41
	15-20 ca	1.98	0.63	68.00	1320.00	24.30	2.80	1.90	1.40	850.00	1.29	4.90	1.00
	20-25 ca	1.48	0.34	80.00	1390.00	37.50	3.20	3.30	1.00	741.00	1.23	4.80	1.17
	25-30 ca	1.27	0.41	74.00	1190.00	37.50	2.80	3.20	0.90	590.00	1.26	4.80	0.77
	30-35 ca	0.90	0.01	100.00	830.00	56.90	2.40	2.30	1.00	359.00	1.27	5.00	-0.30
S.R.	00-05 ca	23.84	17.14	32.00	8220.00	11.00	5.50	22.30	0.30	511.00	0.38	7.00	3.35
	05-10 ca	11.27	2.89	74.00	8050.00	28.40	13.60	17.50	0.80	493.00	0.63	3.30	3.50
	10-15 ca	6.35	1.69	76.00	5030.00	27.10	10.10	8.90	1.10	3128.00	0.82	3.50	2.71
	15-20 ca	5.19	1.05	81.00	4160.00	29.40	10.10	6.10	1.60	2811.00	0.82	3.70	2.39
	20-25 ca	4.77	0.86	83.00	4140.00	30.60	12.20	3.10	3.90	2608.00	0.78	4.10	1.86
H.C.	00-05 ca	8.03	4.26	43.00	3200.00	13.40	5.70	4.30	1.30	2201.00	1.08	4.50	2.18
	05-10 ca	3.08	1.00	60.00	1490.00	20.50	4.30	0.80	6.30	980.00	1.15	4.40	1.97
	10-15 ca	2.92	0.80	73.00	2110.00	21.60	5.10	1.20	4.30	1479.00	1.13	4.00	1.50
	15-20 ca	2.26	0.56	82.00	2190.00	15.70	4.40	0.40	7.70	2009.00	1.16	4.20	0.60
	20-25 ca	1.53	0.34	82.00	1510.00	22.70	3.50	0.70	5.00	1090.00	1.08	4.10	-0.30
	25-30 ca	1.67	0.28	84.00	1160.00	27.60	2.60	2.20	1.20	979.00	1.23	4.70	-0.30
H.N.	30-35 ca	3.83	1.84	52.00	1950.00	23.20	5.00	3.80	1.10	1070.00	1.30	6.30	-0.30
	05-10 ca	2.50	0.98	62.00	1600.00	18.50	2.80	2.00	1.10	1020.00	1.18	6.20	-0.30
	10-15 ca	0.89	0.59	51.00	620.00	18.20	1.60	0.60	2.60	399.00	1.11	5.00	-0.30
	20-25 ca	0.81	0.62	56.00	790.00	22.00	1.80	1.40	479.00	1.23	6.70	-0.30	

A.3.2 : Données organiques.

Site	Profondeur	C100	THI	Clit	Etot	AF	AH	AF/AH	E16AF	E46AH	H6	pH	Log T	Angle
6.P.	00-05 cm	7.51	37.00	4170.00	14.30	8.30	8.90	0.99	6.27	6.02	2749.00	4.50	3.10	93.00
	05-10 cm	1.55	69.00	3450.00	26.90	6.40	7.00	0.99	7.47	5.80	2111.00	4.10	2.41	60.00
	15-20 cm	0.63	68.00	1320.00	24.30	2.80	1.90	1.40	6.93	4.71	850.00	4.90	1.00	80.00
	20-25 cm	0.34	80.00	1390.00	37.50	3.20	3.30	1.00	5.57	5.63	741.00	4.00	1.17	91.00
	25-30 cm	0.41	74.00	1190.00	37.50	2.80	3.20	0.99	6.32	5.51	590.00	4.80	0.77	77.00
	30-35 cm	0.01	100.00	830.00	56.90	2.40	2.30	1.00	7.94	5.80	359.00	5.00	-0.30	60.00
S.R.	00-05 cm	17.14	32.00	8220.00	11.00	5.50	22.30	0.39	12.46	6.75	5441.00	3.20	3.35	67.00
	05-10 cm	2.89	74.00	8050.00	28.40	13.60	17.50	0.80	6.45	5.01	4913.00	3.30	3.50	94.00
	10-15 cm	1.49	76.00	5030.00	27.10	10.10	8.90	1.10	14.05	6.31	3128.00	3.50	2.71	63.00
	15-20 cm	1.05	81.00	4460.00	29.40	10.10	6.10	1.60	5.58	6.82	2881.00	3.70	2.39	87.00
	20-25 cm	0.96	83.00	4140.00	30.60	12.20	3.10	3.90	8.33	5.59	2608.00	4.10	1.86	85.00
A.H.	00-05 cm	1.84	52.00	1950.00	28.20	5.00	3.80	1.30	2.30	9.40	1070.00	6.30	-0.30	45.00
	05-10 cm	0.78	62.90	1600.00	18.50	2.80	2.00	1.10	3.26	7.00	1120.00	6.20	-0.30	66.00
	10-15 cm	0.59	51.00	620.00	18.20	1.60	0.60	2.60	2.72	7.70	399.00	5.00	-0.30	83.00
	20-25 cm	0.62	56.00	790.00	22.00	1.80	1.30	1.40	3.46	6.90	479.00	4.70	-0.30	105.00
A.C.	00-05 cm	4.26	43.00	3200.00	13.40	5.70	4.30	1.30	5.71	6.15	2201.00	4.50	2.18	17.00
	05-10 cm	1.00	60.00	1490.00	20.50	4.30	0.80	4.30	2.67	9.04	980.00	4.40	1.97	103.00
	10-15 cm	0.80	73.00	210.00	21.40	3.10	1.20	4.30	3.31	7.60	1479.00	4.00	1.50	102.00
	15-20 cm	0.56	92.00	2490.00	15.70	4.40	0.40	7.70	3.53	7.40	2009.00	4.20	0.60	112.00
	20-25 cm	0.34	82.00	1510.00	22.70	3.50	0.70	5.00	7.00	6.90	1090.00	4.40	-0.30	73.00
	25-30 cm	0.28	84.00	1460.00	27.60	2.20	1.20	12.50	6.10	979.00	4.70	-0.30	85.00	

A.3.3 : Données organiques et angle de contact.

A.3.4 : Données physico-chimiques des solutions.

Site	Provenance	T52.5	T5.0	T5-1	T5317	D02.5	D0.0	D9-1	D0317	E2.5	E.0	E-1	E317	c tot
G.P.	00-05 ca	58.09	59.00	68.79	68.79	0.13	0.24	0.23	0.91	9.80	9.00	5.37	18.50	11.39
	05-10 ca	63.17	62.24	69.50	59.20	0.09	0.08	0.09	0.33	17.00	9.00	11.00	15.00	4.79
	15-20 ca	64.53	70.04	70.04	64.56	0.08	0.08	0.08	0.28	16.00	11.00	10.00	12.00	1.98
	20-25 ca	67.24	62.24	65.77	58.97	0.12	0.05	0.10	0.27	6.27	5.25	15.00	13.00	1.48
	35-30 ca	55.31	67.24	66.24	58.97	0.13	0.05	0.05	0.23	8.37	15.00	7.00	15.00	1.27
G.R.	30-35 ca	62.10	56.24	67.95	62.71	0.09	0.06	0.07	0.29	9.50	13.00	5.50	16.50	0.90
	30-35 ca	62.71	61.10	68.79	60.81	0.38	0.37	0.30	1.04	9.31	10.66	7.87	25.80	23.84
	65-70 ca	65.31	70.00	62.71	67.71	0.65	0.16	0.24	0.36	7.20	22.60	13.20	25.00	11.27
A.R.	10-15 ca	57.48	67.71	63.17	68.79	0.95	0.47	0.43	0.42	9.60	8.40	20.60	28.00	6.35
	15-20 ca	61.28	65.77	61.05	62.94	0.13	0.09	0.09	0.46	3.90	27.00	15.00	27.60	5.19
	30-35 ca	66.47	60.82	58.97	70.20	0.51	0.12	0.21	0.43	6.30	35.00	39.00	23.50	6.77
	40-45 ca	53.54	59.00	62.01	58.97	0.08	0.07	0.06	0.16	3.37	2.91	8.00	18.00	3.83
	05-10 ca	53.13	55.78	60.12	57.39	0.08	0.07	0.08	0.19	4.10	3.20	10.00	11.00	2.50
	10-15 ca	55.54	49.81	60.58	68.79	0.05	0.08	0.06	0.17	7.00	3.20	6.00	15.00	0.89
	20-25 ca	57.62	49.58	64.10	64.56	0.04	0.03	0.05	0.14	4.00	2.62	2.20	9.50	0.91
	30-35 ca	60.12	65.54	57.62	66.01	0.09	0.07	0.07	0.20	10.50	10.00	2.83	16.50	8.03
	05-10 ca	54.74	59.66	57.16	69.26	0.12	0.11	0.09	0.19	15.66	11.00	3.30	12.50	3.08
	10-15 ca	57.00	65.77	57.62	60.12	0.12	0.13	0.17	0.35	6.27	2.93	2.60	16.70	2.92
	15-20 ca	60.58	67.24	59.00	65.77	0.05	0.05	0.06	0.24	12.00	7.50	2.90	9.70	2.26
	20-25 ca	59.00	61.05	63.17	68.41	0.05	0.06	0.03	0.17	5.00	2.50	2.22	15.00	1.53
	25-30 ca	59.00	65.07	59.66	0.03	0.03	0.02	0.26	3.60	6.00	6.00	17.50	1.67	

FICHIER DE DONNEES : D:EAUGRDR

Site	Profondeur	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	
		PF125	PF10	PF0	PF-01	PF-04	PF-1	PF-15	PF-2	PF-23	PF-27	PF-35	PF-42	PF35C	PF42C
S.P.	00-05 ca	0.75	0.75	0.74	0.73	0.62	0.51	0.47	0.43	0.41	0.29	0.23	0.18	0.15	
	05-10 ca	0.55	0.55	0.54	0.54	0.46	0.39	0.33	0.27	0.26	0.20	0.18	0.18	0.10	
	15-20 ca	0.45	0.42	0.41	0.41	0.35	0.25	0.19	0.16	0.14	0.11	0.11	0.09	0.05	
	20-25 ca	0.51	0.48	0.47	0.47	0.34	0.25	0.18	0.15	0.11	0.19	0.13	0.08	0.04	
	25-30 ca	0.48	0.46	0.45	0.42	0.29	0.21	0.15	0.13	0.11	0.20	0.11	0.07	0.04	
	30-35 ca	0.43	0.42	0.41	0.38	0.27	0.20	0.14	0.12	0.10	0.20	0.11	0.07	0.04	
S.R.	00-05 ca	0.77	0.75	0.74	0.71	0.53	0.42	0.31	0.29	0.25	0.22	0.21	0.11	0.09	
	05-10 ca	0.62	0.61	0.61	0.60	0.57	0.50	0.38	0.32	0.27	0.21	0.18	0.10	0.09	
	10-15 ca	0.53	0.52	0.51	0.49	0.45	0.38	0.24	0.19	0.16	0.17	0.11	0.09	0.06	
	15-20 ca	0.56	0.55	0.54	0.54	0.51	0.45	0.27	0.21	0.17	0.19	0.15	0.08	0.07	
	20-25 ca	0.58	0.56	0.55	0.55	0.53	0.50	0.45	0.28	0.21	0.18	0.19	0.15	0.09	
	30-35 ca	0.47	0.46	0.44	0.40	0.23	0.19	0.16	0.11	0.12	0.21	0.17	0.05	0.03	
A.C.	00-05 ca	0.47	0.46	0.44	0.43	0.41	0.28	0.23	0.18	0.16	0.14	0.22	0.14	0.06	
	05-10 ca	0.49	0.45	0.43	0.41	0.49	0.36	0.31	0.26	0.23	0.20	0.22	0.21	0.07	0.06
	10-15 ca	0.54	0.54	0.53	0.52	0.39	0.32	0.26	0.23	0.20	0.22	0.21	0.07	0.06	
	15-20 ca	0.52	0.51	0.50	0.49	0.39	0.32	0.25	0.22	0.19	0.19	0.15	0.07	0.05	
	20-25 ca	0.53	0.51	0.49	0.47	0.36	0.31	0.24	0.21	0.19	0.22	0.12	0.08	0.04	
	25-30 ca	0.46	0.45	0.40	0.38	0.33	0.29	0.24	0.21	0.19	0.22	0.11	0.13	0.04	
A.H.	00-05 ca	0.50	0.48	0.46	0.45	0.32	0.27	0.17	0.15	0.13	0.23	0.13	0.10	0.05	
	05-10 ca	0.51	0.49	0.48	0.47	0.36	0.27	0.18	0.16	0.14	0.19	0.19	0.10	0.05	
	10-15 ca	0.46	0.45	0.44	0.42	0.35	0.25	0.17	0.14	0.12	0.16	0.09	0.10	0.05	
	20-25 ca	0.41	0.40	0.38	0.36	0.33	0.24	0.17	0.14	0.11	0.16	0.07	0.07	0.04	

A.3.5 : Teneurs en eau volumique.

RESUME

Dans les volumes sédimentaires très filtrants du bassin de la Fecht, la variabilité de la matière organique décrit plus de 80% de la variabilité de la retention hydrique.

L'étude des relations entre le sol, la matière organique et l'eau est abordée à l'échelle stationnelle. La loi de Jurin sert de fil conducteur à l'étude en indiquant les paramètres à appréhender : tension superficielle de la solution du sol et angle de contact liquide-solide.

A l'échelle microscopique, on met en évidence des différences de mouillabilité entre les sites. Les caractéristiques écologiques contrôlent la tension superficielle de la solution du sol et l'hydrophobie de la matrice poreuse. La mouillabilité varie avec le temps.

A l'échelle macroscopique, les variations de mouillabilité accentuent la non-linearité de la courbe de drainage. On propose d'intégrer ces variations dans la description du fonctionnement hydrique du sol qui est alors considéré comme une toile de tente.

mots-clés : matière organique, eau, sol, hydrophobie, mouillabilité, tension superficielle, angle de contact liquide-solide.