

COMITÉ TECHNIQUE DE PEDOLOGIE

**BULLETIN DU GROUPE DE TRAVAIL
SUR LA DYNAMIQUE ACTUELLE
DES SOLS**

Numéro 1

Juillet 1972

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE
OUTRE-MER

COMITE TECHNIQUE DE PEDOLOGIE

BULLETIN DU GROUPE DE TRAVAIL
SUR LA DYNAMIQUE ACTUELLE
DES SOLS

Numéro 1
Juillet 1972

S O M M A I R E

ESSAI SUR LES ETUDES DE DYNAMIQUE ACTUELLE DES SOLS

Définition - Méthodologie - Techniques - Limitations actuelles

Quelques voies de recherches possibles

P.AUDRY - A.COLBEAU - F.X.HUMBEL - E.ROOSE - J.F.VIZIER

ESSAI SUR LES ETUDES DE DYNAMIQUE ACTUELLE DES SOLS

Définition - Méthodologie - Techniques - Limitations actuelles

Quelques voies de recherches possibles

(1) (2) (3) (4) (1)
P.AUDRY - A.COMBEAU - F.X.HUMBEL - E.ROOSE - J.F.VIZIER

I N T R O D U C T I O N

Le terme de dynamique actuelle des sols, si on n'y apportait aucune restriction, recouvrirait tous les aspects de l'évolution actuelle des sols et ainsi l'étude de tous les phénomènes actifs de la pédogenèse(*).

Tel n'est pas l'objet de ce document dont les prétentions sont beaucoup plus réduites : l'acception du terme est ici limitée aux problèmes des transformations directement en rapport avec l'évolution de l'humidité dans les sols et tout spécialement le problème des migrations en rapport avec la circulation de l'eau.

Cette limitation peut paraître arbitraire ; elle est en fait motivée par un libre asservissement à un ensemble de problèmes actuels et prioritaires de la pédologie de terrain ; cette conception est contenue dans la définition des thèmes prioritaires de recherche et adaptée à des questions concrètes que font surgir les travaux entrepris dans ce cadre.

La définition des études de dynamique actuelle des sols peut ainsi être formulée de la façon suivante :

"Etude de la circulation de l'eau sur et dans les sols et les systèmes de sols ;
"recherche du déterminisme de cette circulation en fonction des facteurs la
"conditionnant, spécialement la différenciation pédologique existante ; recherche
"des effets de cette dynamique de l'eau, considérée comme un facteur essentiel de
"la pédogenèse actuelle".

(1) ORSTOM B. P. N° 65 - FORT-LAMY, Tchad.

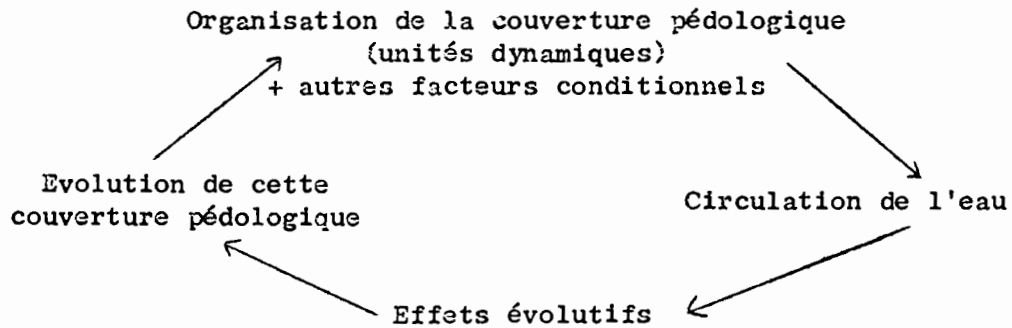
(2) SSC-ORSTOM - 70-74, route d'Aulnay - 93 BONDY, France.

(3) ORSTOM B. P. N° 193 - YAOUNDE, Cameroun.

(4) ORSTOM B. P. N° 20 - ABIDJAN, Côte d'Ivoire.

(*) "Dynamique : qui considère les choses dans leur mouvement, leur devenir".

Il s'agit donc d'une analyse des mécanismes en cause dans la suite de relations :



Cette démarche vise à constituer un outil devant contribuer à la compréhension des différenciations existantes ; que ces différenciations résultent d'évolution ayant varié de façon continue ou non ; que ces variations aient été induites par l'évolution même des systèmes avec ou sans modification des facteurs externes.

Cette définition et ces commentaires appellent deux types de remarques :

- dans la majorité des sols, les processus biologiques et spécialement l'activité de la faune jouent un rôle important dans les transports de matière : dans certains cas, ce facteur est même prépondérant.
Le rôle de la faune et des autres facteurs biologiques ne sera abordé dans ce document que dans la mesure où il intervient sur la circulation de l'eau (cf. 122-211 - 231)(*), ces types de migrations n'y étant pas abordés en tant que tels. Ceci tient seulement au fait que ces problèmes relèvent de domaines et méthodes distincts ; et il convient d'autant plus de souligner l'urgence à intégrer ces aspects de l'évolution des sols aux études de dynamique actuelle, qu'ils en font partie de fait et qu'on ne dispose que de très peu de données sur ce sujet.
- ainsi définies et situées par rapport aux objectifs des thèmes, les études de dynamique actuelle doivent normalement s'insérer dans des travaux d'équipe. Sans minimiser pour autant l'intérêt propre de mesures faites systématiquement permettant par exemple de connaître les régimes hydriques (cf. 111.21), ces études doivent être orientées vers des problèmes soulevés par les travaux de terrain basés sur les études morphologiques. Elles poseront en retour des questions aux morphologistes, ainsi qu'à nombre de spécialistes de laboratoire, afin d'accéder à des niveaux de compréhension plus intime, plus intégrée des mécanismes d'évolution.
En d'autres termes, la nature même des problèmes à résoudre impose de ne pas s'enfermer dans les limites actuellement données à la définition, mais de savoir au contraire les considérer comme ouvertes.
Tel est en tout cas l'enseignement des premiers travaux menés en ce domaine, et qui a largement contribué à définir l'optique dans laquelle a été élaboré ce document.

°
° °

Ce rapport a en même temps pour objectif d'être un exposé technique et méthodologique faisant le point de la situation actuelle et devant permettre de dégager quelques règles et quelques voies de recherche prioritaires.

(*) Référence aux paragraphes du présent rapport (voir plan page 4)

Nous avons choisi de présenter d'abord (première partie), à partir d'un exposé concret et critique de grandes méthodes dites classiques, cette analyse générale de situation qui aurait pu logiquement conclure la revue détaillée de l'arsenal des moyens techniques disponibles, constituant la deuxième partie.

Cette présentation a l'inconvénient d'entraîner des répétitions, de comporter de nombreux renvois ; il nous a cependant paru intéressant que le lecteur dispose d'abord de cette analyse globale fixant une optique générale et servant alors de lien entre les éléments plus techniques de la deuxième partie, dont l'exposé systématique peut être pour lui d'intérêt inégal.

°
° °

Le document ainsi préparé n'est pas une revue bibliographique ; il n'a aucunement la prétention d'être exhaustif en la matière ; il correspond à une réflexion et une analyse de pédologues de terrain se référant à des expériences directes ou directement connues en ce domaine ; ce n'est qu'une première approximation. Dans le domaine prospectif, les auteurs n'ont pas craint d'aller assez loin. Ils souhaitent susciter la discussion.

Est-il utile enfin de préciser, après avoir ainsi situé les objectifs de ce travail, que si l'essentiel du contenu de ce rapport dépasse quant au fond le cadre des sols tropicaux, c'est cependant à leurs conditions d'évolution que la présentation de certains problèmes est limitée (le plus évident sera l'absence de températures basses), et en tenant compte des conditions pratiques actuelles de leur étude que sont décrites certaines techniques.

°
° °

Une annexe est enfin jointe à ce rapport, constituée de fiches techniques, précisant les conditions pratiques de mise en oeuvre des diverses expérimentations, mesures, tests qui se prêtent à un minimum de systématisation, sinon de normalisation. Il va de soi que ce dossier de fiches techniques est destiné à évoluer.

P L A N

1. PREMIERE PARTIE - Examen général des problèmes méthodologiques et de la situation actuelle

- 11. Méthodes dites classiques : examen critique, variantes, adaptations.
 - 111. Régimes hydriques ; régimes hydrogazeux.
 - 112. Mesures directes du ruissellement et de l'érosion ; des drainages et lessivages obliques et verticaux.
- 12. Quelques conclusions et règles méthodologiques.
 - 121. Recherche de solutions adaptées et combinaisons de moyens d'approche.
 - 122. Problèmes d'échelles.
 - 123. Expression volumique des résultats.
 - 124. Simultanéité des mesures.
- 13. Domaines d'investigation prioritaires.
 - 131. Insuffisance des paramètres et caractères intrinsèques classiques en vue d'une utilisation à des fins dynamiques.
 - 132. Recherche du cheminement réel et des débits des circulations d'eau.
 - 133. Etude des effets de la dynamique de l'eau.

2. DEUXIEME PARTIE - Revue des moyens techniques disponibles et de quelques problèmes à suivre

- 21. Caractères intrinsèques des sols : Techniques classiques, problèmes, variantes. Finalité des mesures.
 - 211. Les volumes offerts à la circulation et au stockage des fluides ; de la porosité à l'expression volumique des résultats.
 - 212. Les grandes catégories de circulation d'eau dans (et sur) les sols. Leurs paramètres.
 - 212.1. Présentation générale.
 - 212.2. Domaine de l'infiltration et de la percolation.
 - 212.3. Domaine de la redistribution de l'eau libre. Ressuyage.
 - 212.4. Mouvements de l'eau suspendue.
 - 212.5. Mouvements de l'eau capillaire soutenue.
 - 213. Les grands domaines de comportement mécanique des sols et les moyens de les caractériser.
- 22. Techniques d'étude des régimes et des bilans hydriques.
 - 221. Profils hydriques - Régimes hydriques.
 - 222. Lysimètres. Cases DV (Drainage Vertical)
 - 223. Cases ERLO (Erosion - Lessivage Oblique)
 - 224. Moyens d'approche plus fine de la circulation de l'eau.
- 23. Questions complémentaires.
 - 231. Actions biologiques.
 - 232. Régimes thermiques.
 - 233. Données climatiques.

1.

PREMIERE PARTIE

EXAMEN GENERAL DES PROBLEMES METHODOLOGIQUES
ET DE LA SITUATION ACTUELLE

Deux types de méthodes réputées classiques viennent immédiatement à l'esprit quand on évoque les questions de dynamique et bilan de l'eau :

- la recherche des régimes hydriques par l'établissement de profils hydriques saisonniers.
- la mesure du drainage vertical en case lysimétrique, assortie ou non à la mesure du ruissellement et plus récemment du drainage oblique ; techniques visant à saisir directement ces termes du bilan hydrique et à étudier qualitativement et quantitativement les éléments transportés par les eaux, donc à approcher aussi les termes du bilan de matière.

L'exposé qui suit présentera ces deux démarches, sans entrer dans les détails techniques qui seront examinés dans la deuxième partie du rapport. Présentation un peu circonstancielle et distinction dangereusement artificielle, on le verra ; mais l'examen critique des possibilités et des insuffisances de ces méthodes permet en fait de toucher tous les problèmes essentiels relatifs aux études de dynamique actuelle, d'aboutir au diagnostic de la situation et de conclure par quelques principes de méthodologie et par la mise en évidence de quelques problèmes prioritaires dont la solution conditionne le dépassement des limites existantes.

1. METHODES DITES CLASSIQUES : EXAMEN CRITIQUE, VARIANTES, ADAPTATIONS.

111. Régimes hydriques, régimes hydrogazeux

111.1. Définition, représentation classique, établissement

Nous définirons ici le régime hydrique d'un sol, de façon la plus simple, comme la connaissance et la représentation de l'évolution de l'humidité des différents horizons tout au long de l'année.

La représentation des variations de l'humidité est généralement faite graphiquement dans un système de coordonnées rectangulaires avec le temps en abscisses et la profondeur en ordonnées. Les formes les plus simples et très utilisées sont :

- soit la représentation des résultats bruts sous forme de courbes d'égale humidité,
- soit le tracé de courbes de résultats transformés, définissant des classes d'humidités limitées par des valeurs repères (pF caractéristiques, capacité au champ, ...).

Le graphique comporte généralement aussi la représentation des pluies quotidiennes, parfois de paramètres comme l'évaporation ou l'évapotranspiration...

Ces données sont établies par des mesures périodiques des humidités échelonnées sur la profondeur du profil (profils hydriques : 221). Le nombre et l'échelonnement de mesures par profil, le nombre de répétitions, la fréquence des prélèvements, sont définis en fonction du sol, de son hétérogénéité ; de la répartition des pluies et éventuellement du mouvement de la nappe ; de la technique de mesure, de la finesse d'analyse recherchée (cf. 122).

111.2. Interprétations possibles et limites

- 111.21 Dans la littérature russe, la caractérisation d'un sol associe souvent à la description du profil et à sa fiche analytique classique, la représentation de son régime hydrique et des principales caractéristiques physiques intrinsèques indispensables à son interprétation (ainsi d'ailleurs souvent que le profil racinaire...). Au niveau même de la caractérisation et de l'inventaire, la connaissance du régime hydrique représente une approche globale du comportement du sol et dans la démarche du pédologue qui procède d'une espèce d'anatomie comparée, c'est en quelque sorte l'intégration d'une donnée physiologique.

De ce point de vue, le plus simple, il faut souligner le décalage considérable existant entre la connaissance morphologique et chimique - mais statique - des sols tropicaux, et la plus élémentaire connaissance de leur comportement saisonnier devant l'eau. La profondeur même du régime hydrique n'est connue que pour quelques cas isolés de sols et depuis peu ; il est pourtant évident que la connaissance de cette simple donnée le long d'une toposéquence par exemple, peut déjà donner des indications sur l'évolution possible du système.

- 111.22 Ce stade de caractérisation globale du comportement hydrique nécessite, pour être plus valablement interprété, de passer à l'expression volumique des résultats (cf. 123, 211) qui permet de caractériser chaque état mesuré, par les proportions des volumes respectivement occupés par les parties solides du sol, l'eau, les gaz : soit d'accéder au régime hydrogazeux.

Ceci est obtenu en associant à tout chiffre d'humidité, les valeurs correspondantes de densité apparente au moment du prélèvement (la densité apparente varie très généralement avec l'humidité - cf. 211).

L'interprétation brute de ces données ainsi transformées permet :

- de préciser les régimes hydriques et hydrogazeux des horizons : cycles annuels d'humectation et dessèchement, alternances et fréquences des variations à l'intérieur de ces cycles majeurs ; fréquence et durée d'engorgement le cas échéant... Bref, c'est l'analyse d'un élément essentiel du pédoclimat.
- de comparer le comportement des horizons et des profils entre eux ; d'établir de premières relations entre morphologie et comportement. Par exemple la prise en compte des propriétés rhéologiques des sols et de leur évolution saisonnière s'avère extrêmement prometteuse pour préciser ces relations. Un exemple simple : les relations entre gonflement-retrait, évolution de la structure et humidité. L'existence de telles relations et leur importance dans certains sols argileux touche à l'évidence... mais on ne dispose pas pour autant de nombreux résultats procédant d'une analyse de telles relations.

De tels renseignements sont déjà très riches pour le biologiste, le microbiologiste du sol, pour l'agronome...

Pour le pédologue, c'est une base de départ pour formuler des hypothèses sur l'évolution du sol ; sur la nature des relations mutuelles entre la morphologie du sol et son évolution.

111.23 Mobilité et mouvement de l'eau

L'interprétation des valeurs observées d'humidité par rapport aux caractéristiques intrinsèques des sols (pF, capacité au champ), permet une approche de la dynamique de l'eau en renseignant sur sa mobilité : eau de gravité, eau capillaire disponible ou non pour la végétation etc... toutes notions classiques (cf. 212).

Connaissant en outre la densité apparente, tout chiffre d'humidité peut être exprimé en quantité d'eau par unité de volume. Ce genre d'interprétation peut ainsi s'associer le contrôle d'une hypothèse dynamique en vérifiant que telle

Ce type d'interprétation se heurte à plusieurs difficultés :

- la signification des paramètres utilisés (pF, capacité au champ) n'est jamais connue avec certitude (cf. 212) ; ils sont fréquemment déterminés sur échantillons remaniés, en laboratoire et/ou sous des conditions artificielles standard ; alors que ces grandeurs sont dépendantes de l'arrangement du sol en place et semblent varier au cours des cycles hydriques... Outre que l'analyse du déterminisme de ces variations serait immédiatement utile et pourrait renseigner sur certains mécanismes-mêmes de la dynamique, il y a lieu en tout cas d'être prudent dans ce type d'interprétation. Une solution partielle et immédiate consiste à vérifier sur le terrain la signification des mesures, en associant des expérimentations destinées à y répondre, en analysant les phénomènes à d'autres échelles (comme l'étude fine du ressuyage de pluies isolées...).

- même en supposant résolu ce problème relatif à la mobilité de l'eau, la présence d'eau libre, potentiellement mobile, ne se traduit pas obligatoirement par des mouvements : l'eau peut rester perchée et l'humidité ne pas varier sinon du fait d'autres facteurs comme l'évaporation, l'évapotranspiration.

De même, en l'absence de variations d'un taux d'humidité indiquant par ailleurs de l'eau libre (de gravité) dans une partie du profil, il peut s'agir non pas d'une accumulation immobile, mais d'un transit à débit constant et donc d'un drainage, mais impossible à mettre en évidence sur ces seules données.

Cette hypothèse vient naturellement à l'esprit en présence d'eau libre et devant une situation morphologique autorisant en particulier le drainage oblique (le calcul des bilans le long de la séquence peut en apporter alors la confirmation, cf. 111.24).

Elle retient moins l'attention lorsqu'on se trouve devant des taux d'humidité stables dans la gamme de l'eau capillaire, surtout à sa limite supérieure : pourtant, si en de telles conditions les mouvements rapides sont exclus, les redistributions lentes existent et on ignore en fait leur importance, leur débit. On se trouve devant une telle situation lorsque des profils hydriques n'atteignent pas la base sèche du profil (parfois c'est impossible), mais simplement une zone où l'humidité ne varie pas, ce qui n'exclut pas pour autant des remontées ou un drainage vertical, inaccessibles donc par ces mesures.

Bien entendu, le risque d'erreur résultant de la possibilité de tels débits permanents est quantitativement plus important en cas de présence d'eau libre, de même qu'il est fonction de l'échelle de temps à laquelle on analyse les phénomènes : on doit être en particulier très exigeant pour l'établissement de bilans saisonniers, et rester alors circonspect tant que la base sèche des profils n'est pas atteinte ou le drainage mesuré.

111.24 Possibilité de passer au bilan

On raisonnera à partir de l'équation générale de bilan, s'appliquant à un parallélépipède de sol et à un intervalle de temps Δt :

$$P = R + DV + DO + ETR + \Delta S$$

P = pluie

R = ruissellement

DV = résultante du drainage vertical (drainage-remontées)

DO = résultante du drainage oblique (volumes évacués - apports)

ETR = évapotranspiration réelle

ΔS = variation algébrique du stock d'eau du sol.

En principe, un terme de la formule peut être déduit lorsque tous les autres sont connus ; nous nous proposons évidemment de nous intéresser à DV et DO.

P est facilement mesuré.

R sera supposé connu (mesuré ou estimé nul).

ΔS est calculé à partir des profils hydriques établis aux bornes de l'intervalle de temps considéré.

ETR n'est pratiquement jamais connu. Au maximum peut-on assimiler ETR à ETP dans certaines conditions. Mais on manque de données sérieuses sur les conditions dans lesquelles ceci est réellement justifié ; tandis que les mesures d'ETP sont elles-mêmes rares, et le recours aux formules toujours entaché de risque d'erreur.

a. Supposons DO connu ou nul

La formule de bilan donne la somme ETR + DV. Les possibilités et l'intérêt de la méthode dépendent des ordres de grandeurs relatifs de DV, inconnue recherchée, et de l'erreur commise sur l'estimation de ETP. Si DV est relativement grand, il peut être estimé et l'incertitude sur ETR entre dans l'erreur d'estimation..

Si DV est du même ordre de grandeur que l'incertitude sur ETR, la méthode ne présente pas d'intérêt.

La solution consiste soit à mesurer directement DV (lysimètre : cf. 112, 222)^(*), soit à boucler le bilan en s'astreignant, quand cela est possible, à effectuer les profils hydriques jusqu'à la base sèche du profil, annulant ainsi le terme DV. C'est alors un moyen de mesurer ETR.

L'analyse et l'interprétation des variations de l'humidité et des stocks d'eau aux différents niveaux et dans les divers horizons, permet alors d'approcher conjointement et les niveaux de consommation de l'eau - par les racines en particulier - et les mouvements d'eau d'un horizon vers un autre voisin.

b. Supposons DV nul (base sèche du sol atteinte par les profils hydriques) ou mesuré (lysimètre au niveau considéré, cf. 112.22).

La formule de bilan donne la somme ETR + DO sur laquelle on peut faire les mêmes remarques que précédemment quant aux ordres de grandeurs relatifs de ses termes.

Mais il faut surtout prendre garde que sur un profil, le terme DO est la résultante du drainage oblique, somme algébrique des quantités d'eau respectivement exportées et apportées. Ainsi, on peut avoir, là encore, un terme DO nul avec un drainage latéral possible et même important, mais n'étant qu'un simple transit.

La méthode est en définitive surtout intéressante étendue à l'échelle d'une séquence ou d'un interfluve ; DV doit toujours être nul ou mesuré ; l'erreur sur ETR comporte une part systématique, climatique, commune à l'ensemble de la séquence et qui s'élimine donc, et une part propre au comportement spécifique de la végétation le long de la séquence, dont on peut estimer au moins le sens par l'observation directe de la végétation et de l'enracinement comparé à l'évolution des profils hydriques. La méthode permet alors de mettre en évidence - les uns par rapport aux autres et généralement de façon seulement relative ^(**) - les termes de la séquence à bilans déficitaire et excédentaire, d'où un schéma des mouvements pouvant avoir conduit à cette répartition.

(*) Nous laissons de côté la possibilité de mesurer directement ETR.

(**) L'établissement du bilan vrai d'une séquence supposerait connus avec précision le bassin versant du drainage latéral et tous les termes pouvant intervenir dans ce bilan ; il supposerait en outre un système fermé à la base, ou dans le cas contraire la mesure de l'évacuation à la base du système. Bref, on aboutit là à l'analyse complète du rôle du sol dans le cycle de l'eau et dans le bilan hydrologique ; analyse qui s'est jusqu'à présent surtout bornée à la mesure du terme ruissellement en rapport avec les écoulements superficiels hiérarchisés.

112. Mesures directes du ruissellement et de l'érosion ; des drainages et lessivages obliques et verticaux

112.1. Ces techniques de mesure (parcelle d'érosion, cases ERLO et cases DV de ROOSE, lysimètres)(*) sont maintenant au point, du moins dans certaines conditions pédologiques et topographiques. Les plus récentes améliorations permettent en particulier de minimiser les perturbations du milieu auquel s'appliquent les mesures ; par exemple pour les lysimètres et cases DV, on pratique sur un monolithe de sol, alors que récemment encore on utilisait du sol remanié et réarrangé, qu'on laissait "mûrir" un certain temps en espérant qu'il se reconstitue à peu près avec ses propriétés initiales.

112.2 Interprétations possibles et limites

De telles méthodes répondent au besoin d'appréhender directement les grandes catégories de circulation de l'eau entrant dans le bilan hydrique, de les mesurer (quantités et éventuellement débits), enfin et surtout de les prélever pour analyses.

Alors que l'effet des migrations est très difficile à mettre en évidence par des analyses successives du sol, parce que les variations qui en résultent sont faibles devant les valeurs absolues des constituants considérés dans le sol et très généralement aussi devant leurs variations simplement liées à l'hétérogénéité du terrain, l'analyse des solutions drainantes permet de prouver directement ces phénomènes et d'en mesurer l'ordre de grandeur.

C'est là un des intérêts essentiels de ces techniques, tandis que l'analyse des eaux de drainage est aussi une méthode "physiologique" qui peut renseigner sur la nature même des phénomènes biochimiques, chimiques qui constituent les processus d'évolution.

Une bonne partie des problèmes majeurs évoqués au sujet des limites d'interprétation des régimes hydriques paraît ainsi résolue : encore convient-il d'analyser les limites propres à ces mesures.

112.21 Ruissellement - Erosion. La mesure des quantités d'eau ruisselées est techniquement sûre ; elle est d'autant plus précieuse qu'on sait la difficulté de déduire le ruissellement à partir de mesures conventionnelles comme la perméabilité (cf. 212). L'analyse quantitative et qualitative des produits entraînés - charge solide et soluble des eaux de ruissellement - renseigne non seulement sur le comportement du sol à l'eau mais sur les conséquences qui en découlent pour son évolution superficielle : appauvrissement, lixiviation...

Mais les interprétations butent cependant toujours sur le degré de représentativité des mesures effectuées sur parcelles par rapport aux conditions normales d'évolution. Ces mesures ont en effet un caractère en même temps global et arbitraire : global parce qu'elles intègrent le résultat des phénomènes superficiels sur une longueur déjà importante ; arbitraire parce que cette longueur est cependant limitée par rapport aux conditions normales et le plus souvent déterminée de façon empirique : les normes de dimensionnement classiques des parcelles sont établies en fonction de la pente, en vue d'une application directe des résultats à des problèmes techniques de protection et d'aménagement des sols.

(*) Une parcelle d'érosion (cf. 223) est constituée par une surface rectangulaire allongée dans le sens de la pente, limitée par une bordure l'isolant du ruissellement extérieur, et comportant à sa base un système de réception où sont mesurées et récoltées les eaux de ruissellement.
Une case ERLO (Erosion-Lessivage Oblique)(cf. 223) associe au niveau du système récepteur précédent, une série de gouttières horizontales fichées à des niveaux successifs, dans une coupe de sol verticale normale à la pente, et permettant de recueillir les eaux de drainage oblique parvenant à ces gouttières.
Un lysimètre (cf. 222) consiste en un bac permettant de recueillir à sa base les eaux drainant verticalement à travers un volume de sol qui y est contenu, tandis qu'enfin un casier drainant ou case de drainage vertical (D.V.) consiste en un appareil récepteur placé horizontalement à un certain niveau dans le sol et permettant de recueillir les eaux qui y parviennent en drainant à travers le volume de sol en place qui le surmonte.

;

Ainsi, la seule multiplication de mesures standardisées de ruissellement permettrait certainement un classement utile des sols, suivant type de sols, pente, climat..., mais pour progresser dans la connaissance du déterminisme des phénomènes et des mécanismes-mêmes de l'évolution des sols, il convient de rendre ces techniques plus analytiques et de les coupler avec d'autres modes d'investigation :

- le rapprochement de la susceptibilité saisonnière du sol au ruissellement avec l'évolution de la stabilité structurale de son horizon de surface est une des démarches en ce sens les plus couramment pratiquées. On peut citer également par exemple pour les problèmes d'apparition du ruissellement en fonction de l'intensité d'arrosage, les résultats des travaux sur l'infiltration de l'eau non saturante réalisés sur modèle par FEODOROFF (1965)(cf. 212) :

l'interprétation du phénomène repose sur un modèle de pénétration de l'eau dans les pores d'autant plus gros que l'arrosage est plus intense et les résultats font ressortir que la dynamique du processus est sous la dépendance combinée de caractères intrinsèques du profil - liés à sa texture et à sa structure - et de l'intensité d'arrosage. Ces résultats sont d'autant plus intéressants que les essais d'application sur le terrain s'avèrent encourageants. La démarche a l'avantage, dans le cas où la réaction tout à fait superficielle du sol comme la formation d'une croûte n'est pas la seule cause de l'apparition du ruissellement, de prendre en compte la dynamique de l'eau dans toute la partie intéressée du profil pour interpréter le phénomène.

- pour pallier les inconvénients liés au caractère empirique des techniques des parcelles d'érosion, il ne faut pas perdre de vue qu'elles sont susceptibles de toutes sortes d'adaptations : parcelles ouvertes en amont, parcelles de longueurs différentes, parcelles échelonnées sur un interfluve...
- afin d'éviter la multiplication excessive des parcelles de ruissellement-érosion, de toute façon matériellement impossible, on doit attendre beaucoup des compléments d'analyse rendus possibles par l'utilisation conjointe du simulateur de pluies, d'abord sur un nombre limité de sites, avant d'en envisager une éventuelle extension. Mais ces techniques sont elles-mêmes très lourdes et il semble intéressant de s'orienter parallèlement vers d'autres moyens plus simples tel que l'utilisation de l'infiltromètre, permettant d'étudier ou au moins de tester directement l'infiltration de pluies simulées en analysant les réactions du sol.

112.22 Drainage vertical

L'utilisation du lysimètre, aussi parfaite que soient l'appareillage et la technique, correspond toujours à une perturbation du milieu qui en modifie plus ou moins le régime hydrique :

- dès qu'on isole un monolithe maintenu sous végétation, on empêche le passage latéral des racines ; si la perturbation est moindre sous végétation herbacée que sous végétation ligneuse, elle existe cependant toujours, même en laissant libre de séparation latérale la partie supérieure du monolithe.
- les parois et le fond de l'appareil empêchent les échanges latéraux d'eau et de matière, et à la base les échanges verticaux de bas en haut.
- à la base de l'appareil, la rupture de capillarité retient de l'eau suspendue, perturbe donc le régime, d'où des valeurs de drainage vertical par défaut, et une qualité des eaux de drainage peut-être modifiée. Cette perturbation du régime hydrique a une importance relative d'autant plus grande que le lysimètre est moins profond (on l'estime faible à partir d'1,5 m de profondeur) ; elle varie aussi avec les caractères de l'horizon tronqué. Ceci est d'autant plus gênant qu'il est précisément intéressant d'étudier l'évolution quantitative et qualitative des solutions drainant à différentes profondeurs des profils, à l'aide de lysimètres de profondeurs croissantes.

Cette perturbation peut être corrigée en exerçant une tension à la base de l'appareil, tension qui doit être ajustée à celle du sol en place voisin (tensiomètres, cf. 212). Ceci n'est nullement théorique mais encore du domaine de la mise au point expérimentale, et la mise en oeuvre de telles techniques serait actuellement délicate dans certaines de nos conditions de travail.

- enfin un lysimètre, quelles que soient ses dimensions, englobe un volume pratiquement toujours inférieur à la maille d'hétérogénéité de la végétation et du sol. Les résultats fournis par ces appareils sont donc très personnalisés, d'où la nécessité de recourir à des répétitions pour dépasser ou situer dans leur contexte, les cas particuliers qu'ils traduisent, et chercher à déterminer - suivant les sols - les dimensions optimales à donner à l'appareillage en fonction de ce qu'on recherche.

Il n'en reste pas moins que malgré ces limites, les techniques lysimétriques sont sensibles, relativement faciles de mise en oeuvre, peu coûteuses, et actuellement seules capables de fournir des résultats directs sur les solutions drainantes. On a enfin évoqué une possibilité d'amélioration (tension à la base), sur laquelle il est raisonnable de fonder des espoirs sérieux.

112.23 Drainage oblique

Dans toute installation permettant de recueillir les eaux de drainage oblique il y a toujours aussi rupture de capillarité et donc une perturbation analogue à celle mentionnée plus haut au sujet des lysimètres.

D'autres problèmes s'ajoutent à celui-ci.

La formule du bilan reste :

$$P = R + DV + DO + ETR + \Delta S$$

mais DO n'est plus une résultante à travers une coupe verticale, mais la totalité de l'eau arrivant à la coupe.

Il s'ensuit en particulier que le volume de sol concerné par les eaux de drainage est beaucoup plus important que dans les lysimètres, que les dispositifs sont beaucoup moins "personnalisés", que les résultats obtenus sur les horizons successifs d'une coupe sont beaucoup plus cohérents.

Mais là est aussi la cause des limites essentielles de la méthode :

- on ne sait pas exactement sur quel volume de sol on mesure le bilan.
- même si on connaît, grâce à la morphologie et avec ou sans études parallèles de régime hydrique, le bassin versant probable dans lequel intervient le drainage oblique, l'incertitude persiste du fait que le cheminement réel des solutions reste généralement inconnu dans le détail ; or, à tout type de cheminement hypothétique correspond une origine de l'eau et un volume drainé différents.

L'échelonnement d'installations tout au long des toposéquences, la limitation artificielle amont sur des distances variables des volumes drainés par le système, seraient des moyens pour étudier les variations latérales de cet élément du bilan et pour préciser globalement ces inconnues.

Mais ces réponses ne seraient encore que partielles, et les techniques étant lourdes de mise en oeuvre, il convient de rechercher des méthodes pour aborder plus directement les problèmes de la circulation des solutions :

- le marquage d'eau apportée expérimentalement, le marquage de volume connu d'eau ou d'éléments dans tel horizon du sol, et l'étude du traçage qui s'ensuit, semblent être des techniques auxquelles on ne pourra se dispenser de faire appel, parce qu'elles permettent réellement une analyse directe des phénomènes de circulation.

- le simulateur de pluies offre certainement des possibilités d'investigation intéressantes, complémentaires aux observations et mesures faites sous pluies naturelles.

112.2.4 Dynamique des éléments transportés

Les eaux de ruissellement mises à part, pour lesquelles il n'y a pas de problèmes particuliers, on doit s'interroger sur la signification et la portée des analyses (charge solide et soluble) des eaux de drainage, vis-à-vis des phénomènes de migration dans le sol.

Quant à leur signification et leur représentativité, nous mettrons à part deux problèmes liés aux techniques :

- du fait des ruptures de capillarité à la réception des solutions, il y a légère accumulation d'eau dans le sol au-dessus ou en amont des récepteurs : quel est l'effet de cette perturbation du régime hydrique sur le chimisme du sol et des solutions ?
- à la surface de rupture, on peut avoir des phénomènes d'arrachement qui fausseraient la représentativité des solutions drainant ; sur ce point, l'expérience montre que ces phénomènes semblent pouvoir jouer en début de mise en service, mais il s'établit rapidement ensuite un régime de fonctionnement qui semble stable et représentatif.

Quant à la portée des résultats, les eaux de drainage oblique et vertical récupérées dans les installations de drainage correspondent à de l'eau de gravité sinon un peu plus libre encore (cf. eau suspendue par rupture de capillarité) ; les bilans qu'on peut établir à partir de là, négligent les transports par les mouvements d'eau capillaire.

Ces méthodes sont donc avant tout valables pour l'étude des phénomènes de lessivage pour lesquels ces eaux jouent très certainement le rôle largement prépondérant. Plus généralement, elles sont valables pour analyser la dynamique des sols à régime franchement percolatif, dans lesquels même les phénomènes d'accumulation semblent correspondre à un dépôt de la charge des eaux de percolation sur leur parcours.

Mais dès que les phénomènes d'accumulation correspondent à des concentrations, des dessèchements sur place, dès que la dynamique à étudier correspond à un régime plus ou moins totalement exsudatif pour tout ou partie du sol, il est indispensable de connaître la capacité de transport des eaux dans toute la gamme d'humidité et de rétention où elles se déplacent, fondée sur une analyse de la dynamique des échanges et équilibres quantitatifs et qualitatifs entre l'eau et le sol.

Ces études relèvent pour partie d'analyses fondamentales et expérimentales. Elles pourraient s'appuyer sur des travaux sur modèles ; en plus d'un seul aspect quantitatif, on pourrait dire énergétique, concernant la capacité de charge de l'eau en fonction de son degré de rétention, il convient de considérer aussi les conditions physico-chimiques de mobilité des différents éléments du sol.

Parallèlement, il semble indispensable de rechercher la mise au point de techniques permettant d'aborder sur le terrain, l'étude de ces problèmes, pour préciser les conditions d'application des données in vitro qui peuvent constituer l'outil pour passer aux effets potentiels, probables et réels de la dynamique de l'eau aux faibles humidités. Il s'agit de techniques de mesure de cette circulation de l'eau aux faibles humidités, de techniques de prélèvements de solutions in situ dans toute gamme d'humidité avec le minimum de perturbation (actuellement au début du stade expérimental), de disposition de microméthodes pour analyser de petits échantillons de solution...

112.3. Conclusion sur ces méthodes de mesure directe d'éléments des bilans

- On a suffisamment insisté sur les limites de ces méthodes : essentiellement macroscopiques, elles ne peuvent s'appliquer à toutes les morphologies, ni à toutes les échelles d'analyse ; trop globales pour appréhender directement la circulation réelle des fluides, elles nécessitent l'association de méthodes plus analytiques, de techniques expérimentales (marquage, arrosage...).

L'importance matérielle des installations et la perturbation qu'elles apportent à l'interfluve effraie souvent plus que de raison ; cette perturbation n'est vraiment gênante que pour des études sur des toposéquences courtes et non à l'échelle du bassin versant. Il est toutefois exact qu'une grande multiplicité de ces installations n'est pas envisageable : à cause de l'importance matérielle des installations et plus encore à cause des frais afférents au fonctionnement qui ne supporte pas la médiocrité, exige une surveillance extrêmement suivie et comporte des analyses nombreuses pour être rentabilisées.

- L'intérêt irremplaçable de ces méthodes réside dans leur principe-même : l'analyse des solutions est suffisamment sensible pour mettre en évidence des phénomènes d'évolution que l'analyse saisonnière du sol permet mal d'approcher, par voie de toute façon indirecte et au prix d'études longues et de dispositifs également très lourds.

Ainsi, ces méthodes permettent la mise en évidence directe de l'existence de certains phénomènes intervenant dans le bilan hydrique et le bilan de matière en donnant l'ordre de grandeur de leur intensité et leur importance relative.

Naturellement orientés vers les bilans, les résultats comportent toujours des données intéressantes pour les hydrologues.

12. QUELQUES CONCLUSIONS ET REGLES METHODOLOGIQUES

121. Ce tour d'horizon peut paraître plutôt décevant

- L'arsenal de méthodes immédiatement disponibles est loin d'être satisfaisant, il ne permet pas d'appréhender directement et sûrement la circulation même de l'eau qui constitue, avec l'étude de ses effets, l'objet du problème.
- L'application de lois physiques classiques au milieu hétérogène et anisotrope qu'est le sol est pleine d'aléas. Le recours aux caractéristiques physiques dites classiques de terrain ou de laboratoire, est souvent incertain quand il n'est pas totalement inadapté aux problèmes : deux raisons essentielles à cela :
 - = le caractère fréquemment conventionnel de ces mesures perturbant le sol, les conditions d'application du paramètre étudié.
 - = leur caractère généralement statique.
- Les méthodes d'étude dites classiques examinées sont enfin lourdes de mise en oeuvre.

Cependant, en combinant les méthodes entre elles et en les couplant à des expérimentations bien adaptées, on peut dépasser et envisager de dépasser encore les possibilités isolées des unes et des autres. Pour cela, il n'y a pas de recette, mais seulement une attitude et quelques règles : en limitant la perturbation des échantillons prélevés à des fins expérimentales, en recherchant des protocoles expérimentaux originaux réalisables au laboratoire ou sur le terrain, en combinant observations directes et mesures, l'interprétation convergente de ces résultats permet de formuler des hypothèses, conduit à les vérifier en place, à repartir sur d'autres voies...

Cette attitude est basée sur la recherche de l'analyse des phénomènes qui suppose le respect de trois principes :

- respecter dans cette analyse les échelles de temps et d'espace suivant lesquelles les phénomènes jouent et s'expriment ; ces échelles étant définies par le sol, l'horizon, le facteur considéré, etc...
- utiliser systématiquement l'expression volumique des résultats qui est, de par la nature même des phénomènes d'évolution étudiés et des bilans auxquels ils mènent, le dénominateur commun permettant de faire des comparaisons significatives.
- rechercher au maximum la simultanéité des mesures.

122. Les problèmes d'échelles

Il y a déjà été fait allusion à plusieurs reprises dans l'exposé sur les méthodes. C'est toute la question d'adapter l'analyse et les techniques aux dimensions et aux vitesses des phénomènes étudiés. Ainsi, tant au point de vue localisation dans le sol qu'au point de vue vitesse, il n'y a pas de commune mesure entre deux processus antagonistes dans la migration de matière dans les sols comme le lessivage lent des colloïdes et la remontée d'un horizon profond en surface par un ver de terre, ou d'autres individus de la faune.

Echelle spatiale :

- S'il est dans nos objectifs de connaître la circulation de l'eau à l'échelle de l'unité dynamique et du bassin versant, il est certain que l'analyse de son déterminisme passe par l'étude de la circulation dans les horizons et jusqu'au niveau des détails morphologiques et micromorphologiques qui en sont réellement la cause : différenciation des horizons, discontinuités entre les horizons...
Exemple : rôle des raies, des traits laminaires récemment mis en évidence dans des horizons lessivés (BOCQUIER, 1971)...
- L'étude des migrations de matière sous l'effet de l'eau consiste bien à juger de l'évolution des différenciations existantes à toutes échelles, mais les mécanismes mêmes qui déterminent l'évolution d'une séquence et d'un paysage, jouent d'abord au niveau de l'arrachement, du dépôt élémentaire...
- On ne peut cependant prétendre donner une règle générale pour travailler systématiquement à telle échelle plutôt qu'à d'autres ; il est simplement important de ne pas perdre de vue que les phénomènes jouent et s'expriment à diverses échelles, et celle choisie pour l'étude dépendra de l'objet-même d'étude et des contraintes découlant des techniques disponibles (un sol lessivé à contact planique ayant un régime hydrique limité à 30 cm d'épaisseur ne s'étudiera pas comme un sol ferrallitique profond et homogène). D'une façon générale un nombre réduit d'échelles de travail s'avèrera favorable pour analyser en détail un processus ou vérifier une hypothèse de travail et on en cherchera l'extension à d'autres dimensions par d'autres moyens ; dans ce type de démarche, le guide majeur est la morphologie et c'est là qu'on ne doit pas négliger en particulier les échelles microscopiques ; les extensions pourront parfaitement recourir à d'autres méthodes que les méthodes dynamiques s.s. De toute façon enfin, une série d'arguments convergents sera plus forte qu'une preuve mal administrée.
- Il faut enfin souligner l'intérêt à combiner, balancer les échelles dans les études de dynamique actuelle. Par exemple effectuer des caractérisations, mesures sur les propriétés intrinsèques et le comportement des sols, en même temps à l'échelle de l'unité structurale et à celle de l'horizon, renseigne sur l'arrangement structural et la porosité d'origine biologique.

Echelle de temps :

Les problèmes sont analogues : l'échelle est déterminée par la vitesse du phénomène, l'objectif recherché, les contraintes techniques et matérielles. L'analyse complète nécessite généralement le recours à diverses échelles.

L'exemple des régimes hydriques (cf. 221) est à cet égard démonstratif : en climat contrasté sahélien, le front de pénétration de l'humidité est un phénomène qui joue sur 1 à 3 mètres de profondeur en quelques semaines ; le dessèchement du sol est plus lent : il intéresse sous couvert végétal la même épaisseur mais sur quelques mois et en s'amortissant assez vite ; par contre, dans les horizons lessivés, poreux et perméables, la durée de la percolation rapide consécutive à une pluie est de quelques minutes à quelques dizaines de minutes. La description et l'interprétation du régime hydrique suppose la connaissance de tous ces éléments qui seront atteints chacun par des séries de mesures et observations à fréquence différente ; pour la percolation consécutive aux pluies, on se limitera à quelques cas bien choisis dans le cycle saisonnier. Le protocole saisonnier pourra être simplifié, allégé (extrêmes saisonniers, périodes à évolution rapide) quand un schéma général sera connu. Enfin, en face de tels phénomènes évoluant suivant des cycles combinés de fréquences diverses, il est important de repérer à quel point d'un cycle rapide correspond un prélèvement effectué pour analyser un cycle plus long.

123. L'expression volumique des résultats

- On a déjà signalé son intérêt pour exprimer les régimes hydrogazeux et non se limiter aux régimes hydriques à partir des seuls résultats pondéraux d'humidité.
 - Le second intérêt, considérable, est que les résultats exprimés en fraction volumique sont directement comparables entre eux et permettent immédiatement les raisonnements isovolumiques à l'échelle des profils et des unités pédogénétiques.
- Cet aspect dépasse d'ailleurs les résultats d'humidité pour lesquels il a été signalé : il s'applique aux différents constituants du sol qui peuvent ainsi être valablement comparés entre eux le long des axes de variations verticaux ou obliques, et directement interprétés en termes de dynamique et de bilans résultants.

124. La simultanéité des mesures

Ce terme recouvre deux types de démarches visant à des buts convergents : recherche d'efficacité et d'économie :

- Augmenter les possibilités d'interprétation par l'analyse la plus complète possible de situations, permettant la mise en évidence de relations en éliminant l'hétérogénéité du terrain, en évitant le traitement statistique...
Exemple : les lysimètres sont "personnalisés" ; pour indispensable qu'il soit de rechercher les valeurs moyennes caractérisant quantitativement le comportement du sol, il peut être tout aussi important du point de vue compréhension des phénomènes dynamiques et du point de vue qualitatif, de mettre en évidence certaines liaisons entre les éléments des solutions drainantes et d'interpréter chaque cas (peut être tout spécialement les cas aberrants) sans se borner à considérer des moyennes...
De même il est intéressant, quand on veut descendre dans l'échelle d'analyse d'un phénomène, de le faire chaque fois que possible à partir d'un même volume de sol...
- Rentabiliser les expériences, les installations en mesurant, analysant ou en se gardant la possibilité de mesurer, analyser tout paramètre non immédiatement utile.
Exemple : il est stupide de devoir envisager une campagne supplémentaire d'une installation lysimétrique uniquement pour mesurer la température ou le pH immédiatement à la sortie des drains ou simplement lors des récoltes journalières des solutions, quand cela aurait peut-être été si facile à faire. Il va de soi qu'un tel principe appliqué sans discernement conduit à des monstres sur le plan technique, comme sur le plan financier. Il est cependant facile de distinguer les observations, mesures qui ne peuvent être différées et n'engagent pas de grands frais, et de constituer des collections d'échantillons pour toutes les opérations susceptibles de n'être effectuées qu'ultérieurement en cas de besoin.

13. DOMAINES D'INVESTIGATION PRIORITAIRES

Tout au long de l'exposé sur les méthodes existantes, des limites tantôt techniques, tantôt scientifiques ont été soulignées.

La nécessité est apparue de raisonner et analyser chaque cas, pour rechercher des solutions et des expérimentations originales destinées à adapter et compléter l'arsenal de méthodes et techniques disponibles.

Mais il est également apparu que certaines de ces limites constituaient des verrous, que seuls semblent susceptibles de faire sauter des travaux et des mises au point techniques correspondant à un élargissement des domaines d'investigation dits classiques.

On se propose ici de récapituler ces limitations essentielles déjà évoquées et d'indiquer quelques voies possibles pour les dépasser.

131. L'insuffisance des paramètres et caractères intrinsèques classiques en vue d'une utilisation à des fins dynamiques, pose diverses sortes de problèmes :

- les mesures de perméabilité n'ont généralement que valeur de tests et seules les valeurs extrêmes ont quelques chances d'exprimer la réaction du sol sous l'aspect infiltration-ruissellement.

Ces mesures paraissent devoir être remises en cause, et de nouvelles techniques recherchées, serrant plus fidèlement les conditions naturelles : infiltromètre, simulateur de pluie,...

- La signification dynamique des caractéristiques hydriques est mal précisée (pF, capacité au champ) ; ces paramètres varient dans le temps et suivant le mode de prélèvement, de conditionnement, et de traitement des échantillons. Par nature-même ces paramètres sont pourtant adaptés à l'analyse de la dynamique de l'eau ; il y a là un sujet de recherche prioritaire : analyser la raison de leurs variations pour préciser leur signification ; ceci devant permettre de définir le moyen d'accéder à des grandeurs significatives.

- L'étude et la prise en compte des phénomènes de gonflement-retrait est indispensable, si on veut cerner le comportement réel du sol, et passer à la connaissance des régimes hydrogazeux.

Ceci n'est qu'un aspect de l'évolution des propriétés rhéologiques du sol qui paraissent extrêmement intéressantes à étudier.

Des mesures globales du comportement, aussi simples que la pénétrométrie, paraissent intéressantes ; elles mériteraient d'être plus utilisées en poursuivant parallèlement l'analyse de leur signification.

L'intérêt de ces dernières techniques réside tout particulièrement dans la possibilité qu'elles offrent d'analyser et de quantifier des évolutions directement observables morphologiquement.

132. Devant l'impossibilité des méthodes et techniques actuelles à appréhender directement le cheminement réel et les débits de circulation d'eau, et outre la nécessité de diversifier les expérimentations destinées à augmenter les possibilités des méthodes classiques, il convient :

- de rechercher des techniques permettant la mesure directe de ces phénomènes ; tout particulièrement en recourant au marquage et à l'étude du traçage de l'eau, de corps dissous ou en suspension.
- de rechercher le déterminisme de ces circulations, tout spécialement en fonction de la différenciation morphologique existante et à toutes les échelles, y compris microscopiques (problèmes de techniques à résoudre), afin de ne pas multiplier les mesures sans aboutir aux mécanismes qui constituent un des éléments essentiels de l'évolution des sols et dont la connaissance permettra de faire valablement des extrapolations.

- de ne pas négliger enfin les mouvements dans certaines gammes d'humidités et en particulier aux faibles humidités dans les sols dans l'évolution desquels ces phénomènes jouent un rôle important ; la recherche de méthodes nouvelles en ce sens est indispensable.

133. Il est urgent enfin d'aborder en tant que telle l'étude des effets de la dynamique de l'eau

- Pour cela il est important d'utiliser à fond et d'élargir les possibilités des méthodes lysimétriques s.l. en ce qui concerne l'eau de gravité.
- De viser à connaître dans les diverses gammes d'humidité, la dynamique des échanges et équilibres eau-sol ; cette connaissance doit vraisemblablement débiter par des études sur modèles en laboratoire (cf. 112.24).

Mais il importe, parallèlement, de procéder à un inventaire de ces problèmes sur le terrain et de réunir rapidement les moyens qui permettront de passer à l'étude de l'application des résultats sur modèle au milieu sol en place. En ce sens il est urgent de rechercher des techniques de prélèvement de solutions in situ avec le minimum de perturbation et de disposer de techniques de micro-analyse des solutions.

Dans le même ordre d'idée, il convient de recourir à des observations microscopiques et de rechercher toutes les possibilités qu'offrent les techniques micro-morphologiques pour l'étude des différentes phases d'évolution ; la fixation immédiate d'échantillons humides présenterait par exemple un intérêt évident...

(A suivre)

O. R. S. T. O. M.

Direction générale :

24, rue Bayard, PARIS 8^e

Services Scientifiques Centraux :

Service Central de Documentation :

70-74, route d'Aulnay - 93 - BONDY

COMITÉ TECHNIQUE DE PEDOLOGIE

**BULLETIN DU GROUPE DE TRAVAIL
SUR LA DYNAMIQUE ACTUELLE
DES SOLS**

Numéro 2

Juillet 1973

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER



OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE

OUTRE-MER

- - -

COMITE TECHNIQUE DE PEDOLOGIE

BULLETIN DU GROUPE DE TRAVAIL

SUR LA DYNAMIQUE ACTUELLE

DES SOLS

—

Numéro 2

Juillet 1973

O. R. S. T. O. M.

Direction Générale :

24, rue Bayard - 75008 PARIS France

Responsable de la rédaction du bulletin :

**P.AUDRY - Services Scientifiques Centraux ORSTOM
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY France**

COPYRIGHT - ORSTOM 1973

S O M M A I R E

ESSAI SUR LES ETUDES DE DYNAMIQUE ACTUELLE DES SOLS

Définition - Méthodologie - Techniques - Limitations actuelles

Quelques voies de recherches possibles

(Suite)

P.AUDRY - A.COMBEAU - F.X.HUMBEL - E.ROOSE - J.F.VIZIER

Juillet 1973

PLAN GENERAL

BULLETIN N° 1
(Juillet 1972)

1. PREMIERE PARTIE - Examen général des problèmes méthodologiques et de la situation actuelle

- 11. Méthodes dites classiques : examen critique, variantes, adaptations.
 - 111. Régimes hydriques ; régimes hydrogazeux.
 - 112. Mesures directes du ruissellement et de l'érosion ; des drainages et lessivages obliques et verticaux.
- 12. Quelques conclusions et règles méthodologiques.
 - 121. Recherche de solutions adaptées et combinaisons de moyens d'approche.
 - 122. Problèmes d'échelles.
 - 123. Expression volumique des résultats.
 - 124. Simultanéité des mesures.
- 13. Domaines d'investigation prioritaires.
 - 131. Insuffisance des paramètres et caractères intrinsèques classiques en vue d'une utilisation à des fins dynamiques.
 - 132. Recherche du cheminement réel et des débits des circulations d'eau.
 - 133. Etude des effets de la dynamique de l'eau.

BULLETIN N° 2
(Juillet 1973)

2. DEUXIEME PARTIE - Revue des moyens techniques disponibles et de quelques problèmes à suivre

- 21. Caractères intrinsèques des sols : techniques classiques, problèmes, variantes. Finalité des mesures.
 - 211. Les volumes offerts à la circulation et au stockage des fluides ; porosité et expression volumique des résultats.
 - 212. Les grandes catégories de circulation d'eau dans (et sur) les sols. Leurs paramètres.
 - 212.1. Présentation générale.
 - 212.2. Domaine de l'infiltration et de la percolation.
 - 212.3. Phénomènes de redistribution de l'eau libre. Ressuyage. Engorgement. Saturation. Nappes.
 - 212.4. Mouvements de l'eau suspendue ; potentiel matriciel. Potentiel total et potentiel efficace ; loi de DARCY généralisée. Application à l'ensemble des domaines de circulation. Mesure des paramètres.
 - 212.5. Mouvements de l'eau capillaire soutenue.
 - 212.6. Discussion générale sur la dynamique de l'eau en rapport avec la morphologie des sols. Conclusions.
 - 213. Les grands domaines de comportement mécanique des sols et les moyens de les caractériser.

BULLETIN N° 3
(en préparation)

- 22. Techniques d'étude des régimes et des bilans hydriques.
 - 221. Profils hydriques - Régimes hydriques.
 - 222. Lysimètres. Cases DV (Drainage vertical)
 - 223. Cases ERLO (Erosion - Lessivage oblique)
 - 224. Moyens d'approche plus fine de la circulation de l'eau.
- 23. Questions complémentaires.
 - 231. Actions biologiques.
 - 232. Régimes thermiques.
 - 233. Données climatiques.

III

PLAN DETAILLE DU PRESENT BULLETIN

	Page
2. DEUXIEME PARTIE : REVUE DES MOYENS TECHNIQUES DISPONIBLES ET DE QUELQUES PROBLEMES A SUIVRE	19
21. Caractères intrinsèques des sols. Techniques classiques et variantes. Finalité des mesures.....	19
211. Les volumes offerts à la circulation et au stockage des fluides : porosité et expression volumique des résultats	19
211.1. Présentation. Définitions	19
211.2. Caractères, propriétés, intérêt et limites des paramètres définis	21
211.21. Densité réelle	21
211.22. Densité apparente. Porosité	21
211.3. Méthodes de mesure	23
211.31. Densité réelle	23
211.32. Densité apparente	24
a. Porosité dite sur mottes	24
b. Méthode du cylindre	25
c. Méthode au sable et au densitomètre à membrane	27
d. Autres méthodes de détermination de la densité apparente ou de certaines porosités : Pelletage de grands volumes. Mesure directe du volume de certaines macroporosités. Méthode par carottage. Mesure non destructive, in situ, par gammamétrie	28
e. Mesures de la densité apparente sur échantillon remanié	31
211.33. Densité pseudo-réelle. Porosité pseudo-réelle ..	31
211.34. Quelques possibilités offertes par la microscopie	32
211.4. Les phénomènes de gonflement et leur importance	33
211.41. Définition. Allure des phénomènes	33
211.42. Importance mais complexité des phénomènes dans le sol en place	33
211.43. Méthodes de mesure	34
a. Sur le terrain	34
b. Au laboratoire	34
c. Expression du gonflement	35
211.44. Quelques orientations	35
211.5. Expression volumique des résultats	35
211.51. Remarques préliminaires	35
211.52. Cas des sols à horizons hétérogènes. Densité apparente partielle. Formules de calcul	36
211.53. Variabilité des mesures liée à l'hétérogénéité dans l'espace	40

212. Les grandes catégories de circulation d'eau dans (et sur) les sols. Leurs paramètres	41
212.1. Présentation générale	41
212.2. Domaine de l'infiltration et de la percolation	48
212.21. Mouvements de l'eau saturante. Coefficients de perméabilité correspondants	48
a. La loi de DARCY et le coefficient de perméabilité de DARCY	48
b. Mesure de K	52
b.1. Déterminations de terrain sur le sol en place	52
- Méthode de MÜNTZ, FAURE et LAINE ..	52
- Méthode de MÜNTZ modifiée par PIQGER ..	53
- Méthode de PORCHET	54
- Remarques sur les mesures de perméabilité de terrain	55
b.2. Détermination de laboratoire sur échantillon non remanié. Méthode VERCIÈRE ..	56
b.3. Détermination de laboratoire sur échantillon remanié. Test de perméabilité HENIN	57
212.22. Infiltration de l'eau non saturante	58
a. Le schéma de FEODOROFF relatif à l'irrigation d'un sol initialement sec	58
b. Les paramètres de FEODOROFF	61
c. Extension aux sols en place et aux sols humides	65
d. Mesure directe du refus à l'infiltration. Un exemple d'appareil : l'infiltromètre de BERTRAND	66
212.3. Phénomènes de redistribution de l'eau libre. Ressuyage. Engorgement. Saturation. Nappes	68
212.31. Le phénomène et sa dynamique. Capacité au champ	68
212.32. Détermination de la capacité au champ et moyens d'étude de la redistribution	71
a. Détermination sur le sol en place, après une période pluvieuse	71
b. Détermination sur le sol en place, avec arrosage artificiel	72
c. Détermination en laboratoire et sur échantillon remanié, basée sur le ressuyage de la terre humectée en tube, au contact d'une masse de même terre sèche	74
d. Méthode de laboratoire de "redistribution gravitaire"	75
e. pF de la capacité au champ. Humidité équivalente. Possibilités d'estimation de la capacité au champ	76
212.33. Conclusion sur la capacité au champ et l'intérêt de la connaissance de la dynamique de la redistribution de l'eau libre	76
212.34. Engorgement. Saturation. Nappes	78

212.4. Mouvements de l'eau suspendue ; potentiel matriciel. Potentiel total et potentiel efficace ; loi de DARCY généralisée. Application à l'ensemble des domaines de circulation. Mesure des paramètres	80
212.41. Rétention. Potentiel matriciel de l'eau dans le sol. Origine de ce potentiel.....	80
212.42. Potentiel total. Loi de DARCY généralisée. Application aux différents domaines de circula- tion : aspect théorique et intérêt	82
a. Equation de diffusion appliquée aux mouvements de l'eau suspendue	82
b. Loi de DARCY généralisée. Potentiel total. Aspect théorique	83
212.43. Application de la loi générale de circulation aux sols. Ses limites	84
a. Essais d'application	84
b. Insuffisance en régime non permanent. Cas du dessèchement	85
212.44. Explication de la dynamique de dessèchement. Potentiel efficace	86
a. Données expérimentales sur le dessèchement ..	86
b. Schéma explicatif. Potentiel efficace	87
212.45. Mesure du potentiel matriciel	89
a. Présentation : mesures de laboratoires et mesures in situ. Signification des résultats...	89
b. Mesures de laboratoire. Etablissement des courbes pF-humidité	90
b.1. Revue générale rapide	90
b.2. Détermination par les techniques d'ex- traction sous pression	91
c. Mesures in situ	96
c.1. Revue générale rapide	96
c.2. Utilisation des tensiomètres à bougie poreuse	98
212.46. Conductivité	100
a. Grandes méthodes de détermination	101
b. Conductibilité hydraulique et constitution intime du sol	102
212.47. Conclusion	103
212.5. Mouvements de l'eau capillaire soutenue	104
212.6. Discussion générale sur la dynamique de l'eau en rap- port avec la morphologie des sols. Conclusions	106
212.61. Dynamique de l'eau et morphologie de la poro- sité en milieu homogène	106
212.62. Discontinuités dans la porosité. Contacts entre éléments différenciés	108
212.63. Conclusions	111
213. Les grands domaines de comportement mécanique des sols et les moyens de les caractériser	112
213.1. Présentation	112

VI

213.2. Limites et indices d'ATTERBERG	113
213.21. Détermination	113
213.22. Facteurs de variations. Déterminisme	115
213.23. Possibilités d'interprétation et d'utilisation de ces paramètres	117
213.3. Phénomènes de retrait. Limite de retrait	119
213.31. Limite de retrait : définition et détermination ..	119
213.32. Schéma d'interprétation. Possibilités et limites	120
213.4. Résistance mécanique à la pénétration : pénétrométrie	122
213.41. Définition et mesure	122
213.42. Les facteurs de la résistance à la pénétration. Signification et interprétation des résultats.....	124
Bibliographie	127

ANNEXES (pages de couleur) : FICHES TECHNIQUES

- | | | |
|----|----|---|
| N° | 1 | Densité réelle. Méthode classique au pycnomètre |
| | 2 | Densité apparente sur mottes. Méthode à la paraffine et à l'eau. |
| | 3 | Porosité des mottes. Méthode au pétrole. |
| | 4 | Densité apparente. Méthode au cylindre. |
| | 5 | Densité apparente. Méthode au sable. |
| | 6 | Densité apparente. Méthode au densitomètre à membrane. |
| | 7 | Porosité ouverte et fermée. Densité pseudo-réelle. |
| | 8 | Perméabilité MÜNTZ. |
| | 9 | Perméabilité : Méthode MÜNTZ modifiée par PIOGER. |
| | 10 | Perméabilité PORCHET. |
| | 11 | Méthode VERGIERE : mesure en laboratoire, sur monolithes, de la
perméabilité et de la densité apparente. |
| | 12 | Infiltromètre de BERTRAND. Schéma et utilisation. |
| | 13 | Capacité de rétention déterminée en laboratoire sur terre fine. |
| | 14 | Capacité de rétention déterminée en place par arrosage sur le terrain. |
| | 15 | Détermination de l'humidité d'échantillons de sols à différents niveaux
de potentiel matriciel (pF) |
| | 16 | Propriétés mécaniques des sols. Limites et indices d'ATTERBERG. |
| | 17 | Essais de retrait. Limite de retrait. |
| | 18 | Pénétrométrie sur profil. |
-

ESSAI SUR LES ETUDES DE DYNAMIQUE ACTUELLE DES SOLS

Définition - Méthodologie - Techniques - Limitations actuelles

Quelques voies de recherches possibles

(suite)

P. AUDRY⁽¹⁾ - A. COMBEAU⁽¹⁾ - F. X. HUMBEL⁽¹⁾ - E. ROOSE⁽²⁾ - J. F. VIZIER⁽³⁾

DEUXIEME PARTIE

REVUE DES MOYENS TECHNIQUES DISPONIBLES ET DE QUELQUES PROBLEMES A SUIVRE

Cette revue des caractères intrinsèques des sols, et des techniques d'étude de leur dynamique actuelle, n'a ni la prétention d'être exhaustive, ni l'ambition de remplacer les manuels où sont décrites les méthodologies classiques. Elle est orientée en fonction des objectifs définis au préalable et vise à présenter les techniques d'une façon concrète en même temps que critique, sur le plan matériel comme sur le plan fondamental. Partant de là, elle cherche à indiquer aussi les voies ou perspectives nouvelles. Certains rappels de théories ou de méthodologies bien connues seront évidemment nécessaires ; on essaiera de situer celles-ci dans l'optique de leur application sur le terrain, en tirant toutes les conséquences que cela peut comporter.

21. CARACTERES INTRINSEQUES DES SOLS - TECHNIQUES CLASSIQUES. ET VARIANTES - FINALITE DES MESURES

211. Les volumes offerts à la circulation et au stockage des fluides : porosité et expression volumique des résultats

211.1. Présentation. Définitions.

Un des caractères essentiels des sols est d'être des milieux poreux, présentant des vides dans l'assemblage de leurs constituants. Cette porosité résulte en fait de l'assemblage initial des constituants modifié par la différenciation pédologique ; dans

(1) SSC-ORSTOM - 70-74, route d'Aulnay - 93 140 BONDY, France

(2) ORSTOM - BP N° 20 - ABIDJAN, Côte d'Ivoire

(3) ORSTOM - BP N° 434 - TANANARIVE, Rép. Malgache

l'évolution actuelle des sols, elle correspond aux voies de circulation et de stockage possibles des fluides. D'où son importance eu égard aux objectifs fixés et son intérêt particulier pour l'étude des régimes hydrogazeux.

La porosité totale (Pt) chiffre globalement cette propriété : elle peut se définir comme la fraction de l'unité de volume du sol en place qui n'est pas occupée par la matière solide :

soit un volume apparent V de sol comportant

un volume V_2 d'eau

un volume V_3 de gaz

le volume solide restant est $V_1 = V - (V_2 + V_3)$

$$\text{On aura } Pt = \frac{V_2 + V_3}{V} = \frac{V - V_1}{V}$$

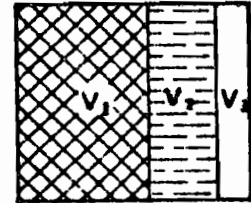


Fig. 1

La porosité totale se calcule à partir des résultats des mesures de la densité réelle et de la densité apparente.

La densité réelle d'un échantillon de sol est la densité de la fraction solide le constituant ; si P est le poids de terre sèche de l'échantillon considéré plus haut, la densité réelle, assimilée numériquement au poids spécifique est :

$$\boxed{dr = \frac{P}{V_1}} \quad \text{on a } V_1 = \frac{P}{dr}$$

La densité apparente (semblablement assimilée au poids spécifique apparent) est le rapport du poids de terre sèche au volume apparent de l'échantillon :

$$\boxed{da = \frac{P}{V}} \quad \text{on a donc } V = \frac{P}{da}$$

Comme $Pt = \frac{V - V_1}{V}$, on obtient :

$$\boxed{Pt = \frac{dr - da}{dr} = 1 - \frac{da}{dr}}$$

La porosité est le plus souvent exprimée en % : $\boxed{Pt \% = 100 \left(1 - \frac{da}{dr}\right)}$

Ainsi définie, la densité apparente est le facteur multiplicatif qui permet la transformation volumique de tout résultat d'analyse exprimé par rapport au poids de terre sèche :

$$\boxed{\text{Teneur volumique} = da \times \text{Teneur pondérale}}$$

Dans ces définitions, c'est donc le poids de terre sèche qui constitue la constante physique de référence, et ceci conduit à deux remarques :

- la densité apparente d'un échantillon de sol n'est donc pas la densité de l'ensemble solide-fluide ; celle-ci se définirait comme le rapport de la somme des poids des trois phases à la somme de leurs volumes. Ce paramètre serait à peu de choses près une fonction linéaire de l'humidité volumique ($d_a \neq d_s + H_v$) et n'aurait donc aucun intérêt pratique.
- la densité apparente n'est cependant pas un paramètre indépendant de l'humidité. Il en serait ainsi si le sol était un système à trois phases indépendantes, ce qui n'est pas le cas : dans certains types de sols, lorsqu'un échantillon s'humecte, il augmente de volume : c'est le phénomène de gonflement. Il en résulte que pour effectuer la transformation volumique d'un résultat pondéral, le facteur multiplicatif est la densité apparente de l'échantillon en place au moment de son prélèvement.

211.2. Caractères, propriétés, intérêt et limites des paramètres définis.

211.21 Densité réelle. La densité réelle d'un horizon ou d'un échantillon de sol est une valeur moyenne : c'est la moyenne pondérée des densités de ses différents constituants, les coefficients de pondération étant les proportions volumiques de chacun d'eux.

Ainsi, ce paramètre peut donner des indications sur la répartition des divers constituants dans les profils et il est susceptible d'interprétation, en particulier relativement aux migrations. En fait la densité réelle varie peu au sein des profils et d'un type de sol à un autre (2,5 à 2,9). Ce caractère de la densité réelle implique qu'elle est une variable de position et de dimension ; cette propriété commande les conditions dans lesquelles doit être effectué l'échantillonnage sur le terrain ou au laboratoire, en fonction des buts de la mesure. C'est une question d'échelle : il faudra soit un échantillon de dimension suffisante pour inclure significativement l'hétérogénéité et en éliminer les effets si on cherche une valeur moyenne ; soit mesurer les densités réelles des différents éléments différenciés ou figurés susceptibles d'être prélevés isolément ou triés (cf. 211.52).

Dernier caractère de la densité réelle enfin : elle peut être considérée généralement comme une constante saisonnière ; en effet, la répartition des constituants des sols évolue lentement, exception faite de certains horizons très organiques et des variations dues à certaines actions biologiques.

211.22 Densité apparente - Porosité

Ces paramètres sont également des variables de position et des variables dimensionnelles : aux raisons invoquées pour la densité réelle, liées à la nature des constituants du sol, s'ajoute le fait qu'elles sont liées à l'organisation de ces constituants entre eux qui laisse des vides formant la porosité et que va prendre directement en compte la densité apparente. On obtiendra donc là encore des résultats différents suivant la dimension et la localisation de l'échantillon prélevé ; suivant aussi le type de porosité qu'il inclut : vides inter-agrégats, porosité des agrégats, canalicules

racinaires, grosses galeries...
On aura d'ailleurs là une méthode pour chiffrer certains types de porosité en combinant plusieurs échelles de mesure : dans le schéma ci-contre, la porosité fissurale inter-agrégats est égale à $P_1 - P_2$.

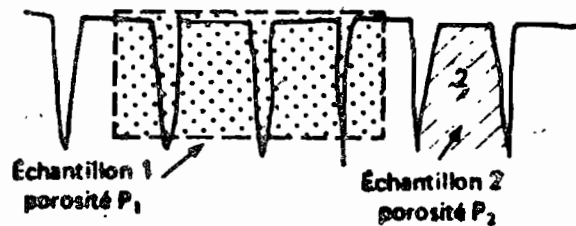


Fig.2

On ne saurait en conséquence trop insister sur la nécessité de coupler toutes ces mesures avec des observations morphologiques qui les guideront ou éviteront de se trouver devant des résultats en apparence ininterprétables.

Ces paramètres, densité apparente et porosité, peuvent être aussi des variables saisonnières : ils sont en effet susceptibles de changer pour toute cause de modification de la structure, naturelle (battance, tassement) ou artificielle (façons culturales provoquant une fragmentation ou au contraire un tassement) ; ils varient avec l'humidité dans les sols gonflants. Si tel est le cas, ceci implique de connaître cette variation saisonnière dans le sol en place ou d'associer la mesure de la densité apparente en place à tout prélèvement destiné à des analyses qu'on veut exprimer volumiquement.

En ce qui concerne enfin la porosité, elle est en outre caractérisée par la dimension des vides qui la constituent, par leur morphologie, leur organisation, leur orientation... Ces divers caractères jouent, dans la dynamique des fluides, un rôle essentiel dont les mesures classiques de porosité ne rendent pas compte.

On doit signaler à ce sujet deux types de déterminations qui renseignent, non pas directement et précisément sur ces caractères, mais globalement sur leurs conséquences vis-à-vis de la dynamique des fluides dans le sol :

- a. La densité pseudo-réelle (cf. 211.33) dont on déduit la porosité pseudo-réelle : c'est la porosité ouverte ou fraction de porosité accessible aux fluides en mouvement dans le sol et servant ainsi à leur circulation et à leur stockage.
- b. Le remplissage du sol en eau à la capacité au champ (cf. 212.32) permet de définir la microporosité et son complément à la porosité totale appelé macroporosité : la macroporosité correspond aux plus gros pores, ceux qui sont utilisés pour la circulation gravitaire de l'eau et l'aération ; la microporosité correspond au volume des pores les plus fins, utilisés pour le stockage de l'eau (HENIN et al. 1969) dans le domaine d'humidité où l'eau se déplace sous l'effet des forces de liaison qui la retiennent au sol. Bien que cette distinction repose sur un schéma simplificateur en ce qui concerne la dimension des pores, elle correspond à une réalité au point de vue comportement et rend de grands services.

Dans le même ordre d'idée, en recourant à un schéma moins rigoureux encore parce qu'il assimile la porosité du sol à un faisceau de capillaires cylindriques et donc l'ensemble des forces de succion à des forces capillaires, on peut déduire de la relation pF -humidités (cf. 212.43), une courbe de distribution des dimensions des pores assimilés

à des capillaires, dans laquelle la limite microporosité-macroporosité est située, par divers auteurs, à un diamètre de 8μ . On verra que les courbes pF-humidités sont utiles, mais ces dimensions calculées de pores à partir d'un modèle capillaire n'apportent pas grand chose de plus tant qu'on ne sait pas les rapprocher mieux et plus sûrement de la configuration réelle de la porosité et des propriétés qui s'en-suivent.

L'observation morphologique à toutes échelles et spécialement microscopique (cf. 211.34) permet de prendre en compte ces éléments de la porosité : dimension, configuration, orientation, nature des surfaces limitant les pores... qui apparaissent essentiels pour expliquer la dynamique de l'eau et les effets qu'elle provoque ; le recours à ces techniques est en ce sens une voie pleine de promesses.

211.3. Méthodes de mesures

Toutes les méthodes classiques de détermination de la densité réelle et de la densité apparente consistent, soit à déterminer le volume d'un poids de terre connu (par déplacement de liquide ou de gaz), soit à mesurer le poids d'un volume de terre prélevé connu. Dans les deux cas, la difficulté réside dans la détermination du volume : précision de sa mesure dans le premier et réalisation d'un prélèvement d'un volume exact dans le second.

211.31 Densité réelle (cf. fiche technique n° 1)

Le principe de la mesure de la densité réelle repose sur la détermination du volume exact de la phase solide d'un échantillon de sol sec de poids connu. Pour ce faire, on utilise un pycnomètre, récipient de volume exactement connu ; on y introduit l'échantillon à mesurer et on détermine son volume en mesurant la diminution de la quantité de liquide nécessaire au remplissage du récipient.

La totalité de la porosité de l'échantillon doit être occupée par le liquide utilisé : l'imbibition doit donc être longue et elle doit être complétée par un dégazage.

Cette méthode est délicate d'application :

- elle comporte l'exécution de quatre pesées successives (pycnomètre vide, plein d'eau, avec sol, avec sol + eau) : les caractéristiques propres du pycnomètre varient si la température n'est pas constante.
- la présence de particules organiques gêne de toute façon la mise à volume pour la dernière pesée.
- le dégazage de l'échantillon de sol doit être complet, d'où l'intérêt de l'utilisation d'une pompe à vide.
- la méthode se prête plus commodément et plus sûrement au traitement de petits échantillons (de l'ordre de 15 g), et nous ne reviendrons pas sur les problèmes d'échantillonnage tant sur le terrain qu'au laboratoire, qui prennent dans ces conditions une importance accrue.

Ces difficultés d'application imposent des précautions de manipulation et invitent à normaliser la méthode (cf. fiche technique) en ce qui concerne : la température qui doit être constante pendant toute la série d'opérations, la quantité de terre traitée, les conditions d'imbibition et du dégazage pratiqué.

De toute façon, il est souhaitable d'effectuer un nombre suffisant de répétitions pour juger de la reproductibilité de la mesure sur le matériel traité.

Une variante simplifiée de cette méthode consiste à utiliser, au lieu du pycnomètre, un ballon jaugé et taré dans lequel on fait directement bouillir, pendant deux heures, un poids connu de terre sèche broyée (cf. fiche technique n° 1 : variante). Le principe reste le même : le volume de l'échantillon est obtenu par une série de pesées permettant de connaître le volume de liquide déplacé. Le recours à de tels matériels plus rustiques et moins coûteux que le pycnomètre présente d'autres avantages que cette seule économie : manipulations plus simples, moins délicates et plus rapides, d'où possibilité de déterminations plus nombreuses, en série. Cette variante n'est pas applicable à des échantillons très petits faute d'une précision suffisante et elle est adaptée à des échantillons moyens ou à plus forte raison importants. L'expérience de l'un des auteurs a cependant montré qu'elle donne satisfaction avec des prises aussi petites que 20 g de terre en utilisant un ballon jaugé de 100 ml.

Une autre variante de cette méthode est celle mise au point par RENNIE (1957) (cf. fiche technique n° 3), qui vise essentiellement à la détermination de la porosité mottière (cf. 211.32), mais qui permet de calculer simultanément densité réelle et densité apparente, sur des mottes à une humidité quelconque.

La méthode est réalisée sur des mottes de 30 à 50 g environ, conservées au taux d'humidité du prélèvement. Le liquide d'imbibition est du pétrole de densité connue. Les diverses pesées réalisées permettent de calculer : densité apparente, densité réelle, porosité totale, porosité occupée par l'eau et l'air.

211.32 Densité apparente

Il existe toute une série de méthodes de mesures, mais qui ne sont pas indifféremment utilisables à toutes les échelles ni dans tous les sols. Ainsi, la nature du problème posé et l'échelle qu'il entraîne, la constitution du sol (présence d'éléments grossiers en particulier), sa structuration, sa consistance, imposent le choix de la méthode. S'il arrive qu'on ait le choix entre plusieurs d'entre elles, il n'est pas rare qu'aucune ne soit idéale et qu'on doive trouver des solutions de compromis.

- a. Porosité dite sur mottes (cf. fiche technique n° 2). La méthode consiste à mesurer le volume apparent d'une motte préalablement pesée.

Une motte - agrégats ou fragment d'agrégat - est pesée ; elle est trempée dans de la paraffine liquéfiée qui l'enrobe extérieurement sans pénétrer dans les pores ; une nouvelle pesée permet de connaître par différence le poids de l'enveloppe de paraffine et connaissant la densité de celle-ci, d'en déduire son volume. Le volume total de la motte enrobée et imperméable est alors mesuré par déplacement de

liquide : le pycnomètre est utilisable mais commode seulement pour les mottes de très petit volume ; pour les volumes importants un simple récipient à trop plein est utilisable ; dans tous les cas enfin, la mesure de la poussée d'Archimède subie par la motte suspendue au bras d'un trébuchet et immergée dans l'eau est utilisable et précise. Le volume de la motte initiale est obtenu en retranchant le volume de l'enveloppe de paraffine.

Les précautions à prendre concernant, comme pour la mesure de la densité réelle, la constance de la température pour les déterminations de volume ; on doit également veiller à chasser toute bulle d'air accolée à la motte paraffinée immergée, la paraffine étant peu mouillable.

L'enrobage par la paraffine est une opération délicate, la manipulation de la motte préalablement pesée risquant de la faire s'effriter ; une astuce commode consiste à l'installer dès avant la pesée sur une nacelle qui sert à la plonger et la retirer de la paraffine, ainsi qu'à la suspendre ensuite pour mesurer la poussée d'Archimède ; les corrections de poids et volume sont faciles à faire.

Les conditions d'application et limites d'utilisation de cette méthode sont les suivantes :

- la gamme de volume idéale pour son application est 20-50 cm³ ; elle peut cependant être appliquée à des volumes plus petits, mais il faut alors une balance sensible et des manipulations très soignées ; elle est facilement adaptable à de gros volumes : jusqu'à 1000 et 2000 cm³.
- elle est pratiquement la seule applicable pour déterminer la porosité des agrégats proprement dits ou des éléments figurés comme nodules, concrétions...
- la motte traitée ne doit être ni trop friable, ni trop fragile.
- la méthode peut permettre l'étude des variations de la densité apparente en fonction de l'humidité (gonflement potentiel apparent, cf. 211.43.b), en raison de la possibilité qu'elle offre d'effectuer des mesures sur des mottes sèches ou humides jusqu'à leur limite de désagrégation.
- la diversité croissante des résines et plastiques disponibles sur le marché est susceptible d'apporter des améliorations techniques à cette méthode, spécialement dans le cas des mottes humides et des petits volumes pour lesquels on recherchera, pour des questions de précision, une pellicule d'enveloppement de volume le plus petit possible.

b. Méthode du cylindre (cf. fiche technique n° 4)

Le principe en est simple : l'opération consiste à enfoncer dans le sol, sans tassement, un cylindre tranchant convenablement biseauté, et à arraser (suivant un plan) la terre dépassant à chaque extrémité, afin de prélever rigoureusement le volume interne du cylindre qui est connu. En séchant l'échantillon recueilli, puis en le pesant, on obtient immédiatement la densité apparente. On n'insistera pas sur les détails matériels qui permettent de réaliser le prélèvement dans les meilleures conditions, c'est-à-dire essentiellement sans créer de tassement à l'intérieur du cylindre ; pour cela il faut : un biseautage convenable du

bord inférieur du cylindre, un rapport diamètre sur hauteur suffisant, un enfoncement rectiligne par le meilleur moyen : chocs ou force continue suivant le cas.

Même une fois satisfaits ces impératifs, la méthode présente des limites d'utilisation, à côté de ses avantages certains :

- au point de vue échelle, il est difficile de descendre en-dessous d'un volume de 100 cm^3 , donc d'opérer sur des tranches de sol d'épaisseur inférieure à 5 cm, et - pour des raisons de manipulations et de tenue d'échantillon dans le cylindre - d'aller au-delà de $1\ 000 \text{ cm}^3$; c'est toutefois possible dans certains cas et avec beaucoup de précautions.
- l'enfoncement du cylindre suppose une tenue suffisante de l'échantillon, mais une résistance à la pénétration pas trop élevée et une adhérence au cylindre suffisamment faible pour ne pas entraîner de tassement ; la méthode est donc inutilisable dans des sables particuliers, ainsi que dans des argiles compactes desséchées très résistantes et trop cassantes, dans des argiles trop collantes, dans des horizons cimentés ou indurés...
Les différents sols présentent souvent une humidité optimum permettant plus facilement - ou permettant tout simplement - l'enfoncement des cylindres. Mais humidifier avant prélèvement interdit la mesure de l'humidité sur le même échantillon et ceci n'est envisageable que dans les horizons qui ne gonflent pas, car dans le cas contraire on risquerait de mesurer une densité apparente modifiée par la variation du volume consécutive à l'humectation.
- l'enfoncement du cylindre est également rendu impossible ou le volume mesuré faussé lorsque des racines ou des éléments grossiers empêchent ou gênent l'opération. Dans ce dernier cas cependant, on pourra tenter d'augmenter les dimensions du cylindre jusqu'à la limite autorisée par la tenue du sol, afin de les rendre les plus grandes possibles par rapport à celles des éléments grossiers.

Quant aux avantages de la méthode, ils sont nombreux :

- elle est rapide et précise.
- elle est la seule applicable aux sols submergés, à condition qu'ils gardent leur cohésion.
- elle est sûre, en ce sens qu'à l'expansion près de la terre aux seules extrémités du cylindre, elle mesure bien la densité apparente du sol en place ; à ce titre, elle permet d'étudier, avec le maximum de certitude, le gonflement réel du sol en place.
- elle permet ainsi une expression volumique exacte de toute analyse pondérale effectuée sur le prélèvement cylindrique.
- elle fournit par ailleurs un échantillon intact de sol en place, disponible ensuite pour une autre détermination, de perméabilité type Vergière par exemple (cf. 212.21 et fiche technique n° 11).

c. Méthode au sable et au densitomètre à membrane (cf. fiches techniques n° 5 et 6)

Ces deux méthodes consistent à prélever un échantillon de sol et à mesurer après coup le volume de la cavité laissée par le prélèvement. Elles s'appliquent ainsi au cas que ne permet pas de traiter la méthode du cylindre : horizons trop résistants, caillouteux, riches en racines... Comme elle, ce sont des méthodes adaptées à des volumes moyens.

La méthode au sable s'applique le plus commodément à des volumes supérieurs à 500 cm^3 ; elle consiste à remplir la cavité avec du sable calibré et bien sec, dont on a préalablement vérifié directement que la façon dont il s'écoule et s'arrange permet bien une mesure de volume reproductible. On opère avec des récipients jaugés de contenance adaptée à l'importance de la cavité. Il faut évidemment veiller à ce qu'aucune cavité ou fissure ne puisse permettre au sable de s'écouler en dehors du volume laissé par le prélèvement ; en présence de fissures on peut mettre dans le trou une feuille de plastique très souple épousant bien sa forme ; on peut aussi boucher les fissures au mastic... Pratiquement le point délicat de la méthode consiste en un remplissage exact de la cavité ; on peut l'obtenir par simple arrasement si on a pris soin de la réaliser sur une surface bien plane ; on peut aussi ancrer sur la surface plane une couronne métallique à l'intérieur de laquelle on réalisera le prélèvement et qui servira à recevoir un appareillage simple permettant le versage du sable en conditions parfaitement reproductibles (cf. fiche technique n° 5). Quoi qu'il en soit, cette méthode reste toujours assez longue et minutieuse.

Il faut citer ici les autres méthodes analogues avec remplissage à l'huile ou avec tout liquide versé dans une cavité rendue imperméable. D'emploi malcommode jusqu'alors, les possibilités croissantes de plastification peuvent redonner à de telles méthodes un nouvel intérêt.

L'utilisation du densitomètre à membrane s'applique à des volumes de l'ordre de 300 à $2\,000 \text{ cm}^3$. Il s'agit simplement d'un appareil comportant une membrane élastique susceptible d'épouser la forme de la cavité tout en permettant de lire directement l'augmentation de volume correspondant à cette déformation. Ceci sera par exemple réalisé avec un piston glissant dans un cylindre plein d'eau et fermé à sa base par la membrane élastique. L'appareil étant posé sur une couronne métallique ancrée dans le sol et à l'intérieur de laquelle le prélèvement a été réalisé, le piston est abaissé et chasse l'eau dans la membrane qui épouse la forme de la cavité, dont le volume est donné par lecture directe sur la tige du piston ; en fait, on réalise deux mesures, avant et après prélèvement, en prenant soin d'exercer à chacune la même pression, contrôlée par le manomètre, et on prend la différence entre lectures. Le point délicat, avec ce type d'appareil, consiste à ne pas exercer une pression trop forte et trop prolongée qui augmenterait le volume de la cavité, si le sol est déformable ; or, la déformation est obtenue pour des pressions variables suivant les sols ; on préconise (HUMBEL, 1970) d'exercer une pression jusqu'à perception d'une résistance élastique, et de ne pas la maintenir plus de deux secondes.

Les manipulations avec le densitomètre à membrane nécessitent du soin et de la minutie et la méthode n'est pas rapide.

Mais comme la méthode au sable, elle a l'avantage d'être utilisable dans les sols les plus divers et les plus hétérogènes, tout en pouvant être appliquée à des prélèvements de petite épaisseur, au détriment alors évidemment de la précision.

Il faut enfin noter que contrairement à la méthode au sable, le densitomètre à membrane permet d'opérer sur des surfaces d'orientation plus ou moins inclinées par rapport à l'horizontale.

Ces méthodes éliminent donc de façon élégante les impossibilités techniques de celle du cylindre. Elles permettent en outre l'observation directe de l'échantillon au moment de son prélèvement. Elles présentent donc tous les avantages de la méthode au cylindre à deux détails près :

- 1 - dans le cas d'un horizon potentiellement gonflant, mais dont l'expansion n'est pas possible en place, le creusement d'une cavité rompant les contraintes, peut entraîner rapidement une diminution du volume initial de cette cavité, d'où une densité apparente surestimée. Ainsi ces méthodes ne sont pas aussi sûres que celle du cylindre dans le cas de sols gonflants.

- 2 - elles ne peuvent s'appliquer à des horizons gorgés d'eau.

d. Autres méthodes de détermination de la densité apparente ou de certaines porosités

dl. Pelletage de grands volumes

On creuse une cavité de volume mesurable et on pèse la terre extraite, L'humidité de celle-ci est déterminée par ailleurs, de manière à pouvoir calculer son poids sec.

Pour la détermination du volume il existe deux possibilités : si la cavité est de dimensions moyennes sa forme peut être quelconque et on la mesure avec du sable jaugé comme dans la méthode au sable. Si elle doit être de grandes dimensions, on lui donnera une forme géométrique simple permettant d'en calculer le volume à partir de ses mensurations. Le calcul d'erreur donne la précision de la détermination ou fixe les dimensions minima nécessaires à une précision donnée.

Cette technique est surtout intéressante pour les sols très largement structurés à fentes de retrait et pour les sols riches en éléments grossiers :

Dans le premier cas, la méthode du pelletage, qui inclut la macroporosités des fentes de retrait permet, par simple soustraction, de calculer le volume des fentes si on a déterminé par ailleurs la porosité des éléments structuraux.

Dans le second cas on opère sur un volume de dimensions suffisantes pour renseigner sur les proportions relatives de terre fine et de cailloux. Le poids de ces derniers doit évidemment être mesuré aussi. Le volume minimum à retenir dépend de la dimension et de l'organisation de ces cailloux, notamment l'hétérogénéité de leur répartition. Chaque cas est donc particulier, mais on peut fixer des ordres de grandeur comme l'a fait BOURRIER (1965) qui donne le poids minimal de l'échantillon à prélever en fonction du diamètre moyen des cailloux :

Diamètre moyen en cm	2	3	4	5	6	7
Poids de l'échantillon en kg	1	3	6	10	15	21

d2. Mesure directe du volume de certaines macroporosités : fentes de retrait, canaux d'origine biologique, etc...

On peut opérer par mensuration ou par moulage ou remplissage : Pour les fentes de retrait dont la disposition est assez régulière, on peut calculer leur volume à partir de leur géométrie : leur largeur et leur amincissement en profondeur sont faciles à mesurer sur les parois d'une tranchée ; leur répartition horizontale peut être déterminée sur le réseau superficiel qui indique en outre l'ouverture moyenne des fentes. Ce mode d'estimation direct, rapide et peu coûteux, peut être assez précis. Il est évidemment inapplicable aux canaux biologiques de formes et de dispositions très capricieuses.

Une autre méthode consiste à verser un fluide ^{qui se solidifie} dans la, ou les, cavités à mesurer, la quantité versée indiquant le volume rempli. La solidification ultérieure du fluide dans la cavité a l'avantage de renseigner sur la forme de celle-ci, mais il est difficile de concilier la faible viscosité et la faible mouillabilité nécessaires à un moulage correct, avec une solidification rapide. On peut aussi agir sur ces caractéristiques des fluides utilisés pour varier les profondeurs de pénétration ou accéder à différentes formes de porosité. Pour la paraffine on joue sur la température, pour les résines plastiques sur le dosage des réactifs.

Pour rapporter le volume lacunaire ainsi mesuré à un volume de sol précis, on peut opérer dans un cylindre métallique préalablement enfoncé. La profondeur maximale de pénétration du fluide détermine la base du volume cylindrique à considérer. Le dégagement du moulage est toujours une opération longue, minutieuse, et évidemment destructrice.

d3. Méthode par carottage

L'échantillon recueilli entre deux enfoncements de carottier ou de sonde tubulaire (type géologie) est tassé, mais le volume initial peut être déduit de la hauteur de pénétration de l'appareil, d'où possibilité de calculer la densité apparente de l'échantillon recueilli et pesé. Il est illusoire d'essayer de pratiquer de même avec un sondage à la tarière, qui ne laisse généralement pas le fond du trou net et ne permet pas une récupération totale de l'échantillon.

De toute façon, cette méthode est peu précise et elle ne peut s'appliquer à des prélèvements de faible épaisseur. Son seul avantage est de permettre des déterminations en profondeur sans ouvrir de tranchée, ce que n'autorise aucune des autres méthodes, qui sont obligatoirement des opérations longues et coûteuses dès qu'on opère sur des horizons profonds.

d4. Mesure non destructrice, in situ, par gammamétrie

L'intensité d'un faisceau parallèle de photons monoénergétiques subit une atténuation en traversant le sol (effet Compton et absorption photo-électrique), suivant la formule :

$$N = N_0 e^{-\mu \rho l}$$

avec N_0 = intensité initiale

N = intensité atténuée

μ = coefficient massique d'atténuation du matériau

ρ = masse volumique du matériau

l = longueur du parcours.

e = base des logarithmes népériens.

On a ainsi la possibilité de déterminer ρ , densité apparente, si connaissant μ , L et N_0 , on mesure N : tel est le principe de la gammamétrie par transmission.

Pratiquement deux types de problèmes se posent :

- la qualité de la mesure suppose connue avec une grande précision l'épaisseur traversée par le rayonnement. Si toutes les possibilités d'appareillage et de montage sont envisageables pour travailler au laboratoire sur échantillon, ceci suppose sur le terrain un dispositif rigide assurant une géométrie parfaitement définie entre la source et le détecteur. Dans les sondes existantes, ceci est réalisé de la façon suivante : le détecteur est disposé dans un socle qui sera posé sur le sol, en contact intime. Ce socle présente une perforation verticale qui permet d'introduire un guide réalisant un trou dans lequel sera descendue la source. Ce dispositif permettra donc de travailler en transmission entre la profondeur à laquelle sera introduite la sonde et la surface. Le diamètre de la sonde (et du trou) étant faible, on peut considérer la mesure comme non destructive. Mais les possibilités sont limitées à des mesures superficielles et cumulées de la surface jusqu'à une profondeur variable, mais pratiquement limitée à quelques dizaines de centimètres.
- le second problème est celui de l'interprétation de la mesure.
Le coefficient massique d'atténuation du matériau est une caractéristique propre à chaque sol, qu'il faut connaître soit en le déterminant directement par étalonnage, soit en l'estimant. Une estimation précise est en réalité possible à partir de la composition chimique du sol : les coefficients massiques des constituants s'additionnent, pondérés par la proportion pondérale de chacun d'eux. Par ailleurs, la plupart des constituants ont des coefficients très voisins, seuls intervenant pratiquement, pour faire varier le coefficient résultant, certains éléments lourds -comme le fer et le manganèse- qu'il importe de prendre en compte avec leur proportion.
Le réel problème est celui de l'humidité du sol : l'eau présente intervient en effet aussi bien dans le coefficient μ que dans la masse volumique ρ ; on obtient donc la densité apparente de l'ensemble sol + eau et une correction d'humidité est à faire. C'est ainsi du reste que la gammamétrie est une technique pour mesurer l'humidité d'un sol dont les autres caractéristiques sont connues, technique très intéressante en laboratoire, pour opérer sur des échantillons de géométrie bien définie et sans destruction (cf. 221).
Revenant au problème de la détermination "in situ" de la densité apparente, une mesure associée d'humidité est donc indispensable. Toute technique mettant en jeu un prélèvement ferait perdre l'intérêt de la méthode sans destruction, et on a naturellement pensé à réaliser ensemble mesure neutronique d'humidité et mesure gammamétrique de densité, en couplant les sources émettrices correspondantes sur la même sonde.

Le marché offre deux types principaux de ces appareils.

- les sondes dites de surface sont construites suivant le principe décrit plus haut et fonctionnent donc en transmission, ce qui correspond au maximum de précision permis par la méthode. Mais les mesures restent limitées aux horizons superficiels (généralement jusqu'à une quarantaine de centimètres) et intégrées de la surface à la profondeur d'introduction de la sonde. Soit donc des possibilités correspondant à des préoccupations bien précises et en particulier adaptées aux mesures de compaction superficielle pour lesquelles les spécialistes de Génie Civil utilisent largement ces genres de sonde avec satisfaction.
- la gammamétrie est également utilisable en réflexion ; on trouve alors des appareils du type sonde à neutrons classique (cf. 221) mais avec les deux sources couplées qu'on descend dans un tubage installé dans le sol. Laissant ici de côté les problèmes pratiques d'utilisation et le coût de tels appareils, il convient de bien souligner que la gammamétrie est moins précise en réflexion qu'en transmission ; et il y a toujours en plus imprécision et non concordance entre les volumes sphériques (de quelques décimètres) respectivement concernés par les deux mesures ; soit des performances qui limitent pratiquement l'intérêt de telles sondes à l'étude de milieux assez homogènes, et ne présentant pas de différenciations et de gradients importants des caractères étudiés sur des distances plus courtes que quelques décimètres.

e. Mesures de la densité apparente sur échantillon remanié

DABIN (1962) a défini une porosité maximum à saturation en mesurant le volume des 50 g de terre fine occupé dans le tube à la fin de la percolation pratiquée dans la mesure de la stabilité structurale de Hénin (cf. 212.21.b.3).

Cette mesure est typiquement une mesure conventionnelle, mais l'auteur a observé une excellente corrélation entre ces résultats et ceux obtenus par la méthode au cylindre pratiquée sur le sol en place très humide.

211.33. Densité pseudo-réelle - porosité pseudo-réelle (cf. fiche technique n° 7)

On a déjà mentionné que la porosité totale des agrégats pouvait être divisée en (GRAS, 1969) :

- porosité fermée : pratiquement inutile à la rétention et surtout à la circulation des fluides ; cette fraction de vide remplie de gaz intervient par contre dans la conductivité thermique.
- porosité ouverte constituée de "canalicules", mais comprenant eux-mêmes
 - = des pores en culs-de-sac et doigt de gant, fermés à une extrémité, et ouverts à l'autre, soit sur la face externe de l'agrégat, soit sur un autre canalicule : ces pores n'interviennent pratiquement pas dans la circulation des fluides, mais jouent un rôle dans la rétention de l'eau, encore qu'ils restent souvent emplis d'air emprisonné (GRAS, 1972).
 - = des pores réellement ouverts, de formes diverses, tubes ou vides communiquant entre eux, plus ou moins sinueux et diversement connectés, mais formant un réseau traversant les agrégats : ces canalicules sont essentiels dans la circulation des fluides et les phénomènes de rétention.

La fraction porosité ouverte est directement accessible à la mesure sur motte ; on l'appelle porosité pseudo-réelle^(*). Sa détermination consiste en la mesure de la densité pseudo-réelle, le volume pseudo-réel étant la somme volume de la fraction solide + volume des pores fermés.

Le principe de la mesure est simple (cf. fiche technique n° 7) : il consiste à déterminer le volume d'air déplacé par l'introduction d'une motte dans une enceinte rigide de volume constant (pycnomètre à air) ; ceci est obtenu par application de la loi de Mariotte. Pour simple que soit le principe, la réalisation de la mesure est délicate et en particulier très sensible aux variations de température.

Cette technique permet des approches chiffrées de l'isotropie du milieu et de l'orientation de la porosité ouverte : en cas d'anisotropie et d'orientation bien définie, on obtiendra en effet des valeurs de porosité pseudo-réelle différentes suivant la géométrie (proportions géométriques et orientation) de l'échantillon étudié, ou en rendant imperméables des faces parallèles d'orientation bien définie.

(*) Nous utilisons ici les termes tels qu'ils ont été définis par les auteurs, tout en étant conscients de l'inconvénient des terminologies multiples concernant la porosité. Ainsi, les hydrogéologues divisent de leur côté la porosité totale en porosité utile (à la circulation de l'eau) et en porosité vésiculaire.

211.34 Quelques possibilités offertes par la microscopie

- Les observations sous grossissement permettent d'aborder qualitativement toutes les questions évoquées relativement à la morphologie de la porosité.

Comme pour l'observation de tout caractère par ces techniques, la loupe binoculaire présente le double avantage d'offrir des grossissements assez modestes, tout en conservant la vision en relief ; d'assurer ainsi le passage et le lien avec les observations macroscopiques en offrant aussi un champ encore large.

Le microscope en lumière naturelle et/ou polarisée a l'inconvénient de ne permettre que l'observation de lames minces, donc de coupes sans relief ; mais il permet d'observer la nature et l'arrangement des constituants et, dans l'optique de nos préoccupations, la morphologie détaillée de l'espace poral, la nature des parois des pores, toute différenciation les concernant...

On doit enfin signaler qu'avec le microscope électronique à balayage, dont l'utilisation commence à se développer en ce domaine, on dispose de très forts grossissements et de la vision en relief, ouvrant de nouvelles possibilités dans l'examen de la porosité et de la répartition des constituants.

- La microscopie offre également des possibilités du point de vue quantitatif (PREVOSTEAU et RAGOT 1970, CAYE et al. 1970, JONGERIUS et al 1972). Le principe des différentes techniques de mesure consiste à quantifier la proportion de vides sur une lame. La façon la plus simple d'opérer consiste en un comptage direct de points sur un quadrillage à maille définie (micromètre). Cette technique a été perfectionnée avec l'emploi d'un compteur de points associé à une platine intégratrice.

De plus en plus on utilise les techniques opto-électroniques recourant à des appareillages analysant directement l'image ou une photographie microscopique. On doit citer à ce sujet le Quantimet B qui donne pour une surface d'observation considérée :

- . la surface des vides.
- . le développement linéaire des pores profilé suivant une direction.
- . le nombre de pores.

Une discrimination en taille étant possible sur ces deux derniers paramètres, la combinaison de ces différentes données permet de déterminer la fréquence des pores de diverses dimensions, tout en pouvant fournir une caractérisation chiffrée de leur forme.

Du point de vue pratique, le recours à de telles méthodes, fondées sur la sélection d'images selon leur intensité lumineuse, exige l'utilisation de résines colorées (colorants organiques, produits fluorescents).

Deux points particuliers méritent enfin d'être soulignés en ce domaine : ils concernent des travaux actuellement en cours pour relier les données morphologiques sur lames aux caractères physiques des matériaux qui intéressent directement ou indirectement la circulation des fluides :

- certaines expériences tendent à réaliser des saturations sélectives de fractions de la porosité ; ainsi certaines résines remplissant les vides d'un échantillon peuvent être soumises à déplacement expérimental dans l'espace poral avant qu'elles ne se solidifient : on a là une possibilité de simulation de circulation intéressante.

- la stéréologie se développe actuellement et devrait ouvrir des possibilités d'investigation très intéressantes : il s'agit de procédés statistico-géométriques permettant de restituer l'espace poral en trois dimensions à partir des observations et données à deux dimensions fournies par l'analyse des lames.

211.4. Les phénomènes de gonflement et leur importance

Les variations de la densité apparente sur un profil peuvent être interprétées en faisant intervenir des facteurs d'allègement comme la dissolution et d'alourdissement comme le tassement (HUMBEL, 1970) ; partie intégrante de l'évolution du sol, la plupart de ces mécanismes sont irréversibles et de vitesse lente ; par contre, les dégradations superficielles de structure, diverses formes d'activité biologique et le gonflement des colloïdes correspondent à des actions rapides et plus ou moins réversibles ; lorsqu'ils jouent ils font de la densité apparente et de la porosité des variables saisonnières.

Le gonflement sera considéré ici comme étant directement en rapport avec les variations d'humidité du sol et contribuant à déterminer en retour le régime hydrogazeux.

211.41 Définition - Allure des phénomènes (HENIN et al. 1969)

Le gonflement est la propriété que présentent certains sols d'augmenter de volume lorsqu'ils s'incorporent de l'eau. Les données expérimentales montrent que l'augmentation de volume, d'abord nettement moins que proportionnelle à la quantité d'eau fixée, le devient assez brusquement, puis s'annule et perd sa signification lorsque le sol se liquéfie. La variation inverse, avec le dessèchement, est le phénomène de retrait (voir aussi 213.3 et fiche technique n° 17).

Le gonflement est directement imputable aux colloïdes organiques et argileux : il varie avec leur proportion mais aussi leur nature : une montmorillonite gonfle par exemple plus qu'une kaolinite. Le phénomène est modifié par la présence d'air piégé dans l'échantillon ; ceci explique que dans plusieurs cycles de gonflement-retrait, les courbes de variations de volume en fonction de l'humidité peuvent n'être pas superposées, mais décalées, parallèles.

Le gonflement est enfin fonction de la garniture des colloïdes en cations échangeables ; il est par exemple plus élevé pour une argile Na que pour une argile Ca. On doit noter au passage que la facilité du sol à se disperser est favorisée dans les mêmes conditions.

Les alternances de gonflement-retrait, consécutives aux successions d'humectation-dessèchement, sont un phénomène essentiel dans le comportement des sols argileux, engendrant par voie mécanique des structures de fragmentation (fissuration en particulier). S'il y a dispersion à l'issue du gonflement, il peut y avoir disparition de la structure, susceptible de favoriser le tassement.

211.42 Importance mais complexité des phénomènes dans le sol en place (VIZIÈR, 1971)

Dans les sols gonflants, le gonflement fait varier le volume spécifique apparent et la densité apparente en fonction de l'humidité : la connaissance du statut hydrogazeux à un instant donné, ou l'expression volumique du résul-

tat de n'importe qu'elle analyse, impose donc de connaître la densité apparente au moment du prélèvement. Ceci est bien sûr particulièrement important pour juger de la saturation en eau des sols gonflants.

Les mesures de gonflement en laboratoire ne peuvent se substituer aux mesures directes sur le sol en place pour deux raisons :

- du fait de l'air emprisonné, les courbes de gonflement peuvent être sensiblement différentes,
- du fait des contraintes subies dans le sol en place, un échantillon de sol pourra gonfler au laboratoire et ne pas gonfler en place faute d'espace externe disponible.

Les mesures sur le terrain et au laboratoire sont alors intéressantes à comparer, justement pour juger des contraintes subies au sein du profil.

Pratiquement, pour l'expression volumique des résultats, quelques séries de mesures dans le sol en place pourront cependant permettre de connaître, pour l'horizon considéré, la courbe de variation de la densité apparente en fonction de l'humidité pour faire une correction sur une valeur moyenne repère connue ou estimer l'erreur imputable au gonflement si celui-ci est négligé.

211.43 Méthodes de mesure

- a. Sur le terrain : chaque fois que c'est possible, tout prélèvement de sol sera fait avec un cylindre, car c'est la méthode la plus sûre pour une mesure volumique d'un échantillon gonflant mais contraint, susceptible de se détendre une fois libéré de ses contraintes.

Si les conditions le permettent, on pourra déterminer sur cet échantillon même l'humidité du prélèvement en plus de la densité apparente : on pourra alors vraiment déduire les proportions volumiques de solide, d'eau et de gaz de l'échantillon en place. Si l'échantillon contient de l'eau libre, une partie de celle-ci s'écoulera du cylindre pendant le prélèvement et il faudra faire alors un échantillonnage pour mesure de l'humidité autour du prélèvement de densité apparente.

De telles opérations échelonnées au long des phases d'humectation et de dessèchement donnent le gonflement et le retrait réel du sol en place.

- b. Au laboratoire : gonflement potentiel

Nous laisserons de côté les techniques expérimentales utilisées pour étudier en laboratoire les mécanismes du gonflement-retrait ou pour aborder l'analyse sur modèles de certaines de leurs conséquences comme la fragmentation.

On a vu par ailleurs qu'il est illusoire de mesurer la densité apparente sur une motte humide prélevée dans un profil pour en rapporter le résultat aux conditions du sol en place, car la motte libérée de ses contraintes peut avoir gonflé entre temps. Mais il est précisément intéressant de comparer le gonflement sur mottes portées au laboratoire à divers degrés d'humidité et qu'on appellera gonflement potentiel, avec le gonflement vrai en place. Deux méthodes sont possibles et en réalité complémentaires :

- la méthode à la paraffine qui donne le gonflement potentiel externe ou augmentation du volume apparent : les résultats sont directement comparables aux mesures de terrain de la variation de volume spécifique apparent.

- la méthode au pétrole, qui donne en outre pour chaque état les proportions respectives de la porosité interne remplie par l'eau et les gaz.

c. Expression du gonflement

Une façon commode est d'exprimer en % l'augmentation de volume spécifique apparent par rapport au volume spécifique apparent à l'état sec.

$$g \% = 100. \frac{V_{ah} - V_{as}}{V_{as}}$$

En fait, c'est la courbe de variation de volume spécifique apparent en fonction de l'humidité qui reste l'outil de travail essentiel.

211.44 Quelques orientations

On ne reviendra pas sur l'intérêt de comparer le gonflement réel in situ et le gonflement potentiel en laboratoire. Cette comparaison renseigne sur les contraintes subies dans le profil par les horizons du sol, sur le comportement mécanique du sol ; ces résultats sont susceptibles d'interprétations quant à l'origine de ces contraintes, mais aussi quant à la genèse d'éléments essentiels de la morphologie comme la structure et les caractères des éléments structuraux : porosité, arrangement, compacité...

En ce sens, il est intéressant d'associer aux mesures de gonflement et de retrait des observations directes et d'autres mesures : disparition et apparition des fentes, dispersion des colloïdes, relation avec les passages aux états plastiques et liquides, avec l'évolution du profil pénétrométrique... (cf. 213).

Or, en ces différents domaines, on manque de points de repères et de paramètres significatifs pour exprimer les propriétés intrinsèques du sol en place, et toute une série de questions se posent :

- les humidités limites auxquelles commencent et cessent les phénomènes de gonflement et de retrait sont utiles à connaître, de même leur place par rapport aux paliers d'évolution naturelle de l'humidité (capacité au champ, point de flétrissement permanent).
- les humidités définissant les limites de plasticité et de liquidité, la limite de retrait (cf. 213) sont obtenues en laboratoire avec des mesures d'un type conventionnel. Un premier objectif pourrait être de trouver des critères définissant ces états et ces phénomènes en place, puis de comparer ces paramètres vrais du sol aux valeurs conventionnelles.

Le but est évidemment de situer ces différents paramètres les uns par rapport aux autres, mais surtout de préciser leur signification pour l'évolution du sol. Ceci ne peut être réalisé sans référence au comportement du sol en place au long de son cycle hydrique saisonnier.

211.5. Expression volumique des résultats

211.51. Remarques préliminaires

On ne reviendra pas sur le fait que dans la transformation $T_v = d_a \cdot T_p$ (teneur volumique = $d_a \times$ teneur pondérale), la valeur d_a doit bien correspondre à la densité apparente au moment du prélèvement.

Mais il convient de souligner que cette teneur volumique correspond à un poids par unité de volume et non à une proportion en volume, laquelle s'obtient en divisant cette valeur par la densité réelle du constituant considéré.

La teneur volumique ainsi définie est suffisante pour étudier la répartition, la dynamique, le bilan d'un élément dans un profil de sol ou une toposéquence; mais il pourra être indispensable de passer aux proportions en volume, si on veut comparer les répartitions d'éléments figurés de densités réelles suffisamment différentes.

En ce qui concerne la dynamique de l'eau, dont la densité réelle est égale à l'unité, teneur volumique et proportion en volume s'expriment numériquement par le même chiffre. Ainsi, chaque état pour lequel on connaîtra densité réelle, densité apparente et humidité pondérale H_p , pourra être caractérisé par les proportions volumiques T_s , T_l et T_g des trois phases solide, liquide (eau) et gaz :

$$P_t = 1 - \frac{da}{dr} = 1 - T_s$$

$$T_s = 1 - P_t = \frac{da}{dr}$$

$$T_l = H_p \cdot da = H_v$$

$$T_g = 1 - (T_s + T_l) = P_t - T_l$$

A noter enfin que numériquement l'humidité volumique exprime aussi le stock d'eau par unité de profondeur de l'horizon en place. Il est souvent commode d'exprimer ce stock d'eau s en millimètres équivalents d'une lame d'eau ou d'une pluie ; $s = 10 \cdot H_v$ % en millimètres/mètre d'épaisseur de sol.

Le stock d'eau S exprimé en mm, d'un horizon ou d'une partie d'horizon d'épaisseur e exprimée en cm, dont l'humidité volumique, homogène sur cette épaisseur, est H_v exprimée en %, s'exprime simplement par :

$$S = \frac{H_v \cdot e}{10} = \frac{da \cdot H_p \cdot e}{10}$$

211.52 Cas des sols à horizons hétérogènes. Densité apparente partielle.

Formules de calcul

On supposera, pour simplifier, une hétérogénéité correspondant à des éléments facilement séparables, soit un mélange de terre fine et d'éléments grossiers, donc de deux phases distinctes.

On supposera qu'on s'intéresse à la répartition, au bilan d'un élément ou d'un constituant - ce pourra être l'eau - et on considérera deux cas :

- les éléments grossiers ne sont pas concernés par la dynamique du constituant : il s'agit par exemple de galets parfaitement imperméables à l'eau, cas rare en réalité.
- les éléments grossiers interviennent de façon originale dans cette dynamique.

1er cas. Dynamique simple. Densité apparente partielle de la terre fine
(souvent appelée densité apparente partielle ou corrigée)

La dynamique de l'élément est simple parce qu'elle ne concerne qu'une des phases ; dans l'exemple retenu, l'eau est uniquement présente dans la terre fine.

Si on définit la densité apparente partielle de la terre fine comme le poids de terre fine rapporté au volume de sol en place (BOURRIER, 1959), on obtient facilement le stock d'une épaisseur de sol e par la formule (GRAS, 1972)

$$S = \frac{\text{dap. Hp. } e}{10}$$

ou dap = densité apparente partielle de la terre fine

Hp = humidité pondérale de la terre fine.

En effet, soit V un volume de sol humide prélevé ;

On appellera p = la perte de poids (eau) par passage à l'étuve à 105°

P = le poids total de l'échantillon sec

P_1 = le poids de terre fine sèche de l'échantillon

On a $\text{dap} = \frac{P_1}{V}$

$$\text{Hp} = \frac{p}{P_1}$$

soit $\text{dap. Hp} = \frac{p}{V}$ = humidité volumique de l'échantillon complet.

La densité apparente partielle est ainsi un paramètre commode, d'autant qu'il est facile à déterminer : il suffit de connaître les proportions pondérales de terre fine et éléments grossiers du prélèvement volumique de mesure de densité apparente. Cette séparation est facile à réaliser sur un tamis.

2ème cas. Dynamique complexe. La dynamique de l'élément est complexe parce qu'elle concerne les deux phases.

S'il s'agit uniquement de trouver le stock d'eau S sur une épaisseur de sol e , il est possible de déterminer simplement :

- la densité apparente partielle et l'humidité pondérale de la terre fine ; soit dapf et Hpf

- la densité apparente partielle et l'humidité pondérale des éléments grossiers ; soit dapg et Hpg

et on trouvera facilement que (GRAS, 1972)

$$S = (\text{dapf. Hpf} + \text{dapg. Hpg}) \frac{e}{10} ;$$

chacun des deux termes de la somme correspondant aux quantités d'eau respectivement présentes dans la terre fine et les éléments grossiers, dans l'épaisseur de sol e .

Pratiquement, sur le terrain, ceci correspond à un simple prélèvement volumique pour densité apparente avec séparation et conditionnement étanche des fractions terre fine et éléments grossiers pour détermination de leur humidité et de leur poids sec respectif.

D'un point de vue plus général, si on ne s'intéresse pas à la seule quantité d'eau présente dans le sol et comment elle est répartie entre ses deux phases, mais si on souhaite caractériser en outre la fraction de porosité remplie pour chacune des ces phases, il faut connaître les densités apparentes de chacune d'elles.

La densité apparente de la terre fine est souvent difficile à mesurer en sols caillouteux, alors que celle de la terre totale et des éléments grossiers est plus facilement accessible.

Ainsi, il est utile d'établir des relations reliant ces différents paramètres et permettant d'exprimer des teneurs volumiques vraies pour chacune des phases.

Soit un volume V de terre totale sèche de poids P , constitué d'un volume V_1 de terre fine de poids P_1 et d'un volume V_2 d'éléments grossiers de poids P_2

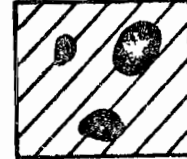


Fig. 3

On appellera $a = \frac{P_1}{P}$ la proportion pondérale de terre fine
 $\alpha = \frac{V_1}{V}$ sa proportion volumique
 $b = \frac{P_2}{P}$ la proportion pondérale des éléments grossiers
 $\beta = \frac{V_2}{V}$ leur proportion volumique
 $d = \frac{P}{V}$ la densité apparente moyenne de la terre totale
 $d_1 = \frac{P_1}{V_1}$ la densité apparente de la terre fine
 $d_2 = \frac{P_2}{V_2}$ la densité apparente des éléments grossiers

On a $P = P_1 + P_2$ et $V = V_1 + V_2$.

On a en outre $a + b = 1$ et $\alpha + \beta = 1$

avec $\frac{a}{\alpha} = \frac{d_1}{d}$; $\frac{b}{\beta} = \frac{d_2}{d}$ et $\frac{a}{b} = \frac{\alpha}{\beta} \cdot \frac{d_1}{d_2}$

Formules liant les densités apparentes, et permettant de calculer l'une quand on mesure les deux autres

$$d = \frac{P}{V} = \frac{P_1 + P_2}{V} = \frac{P_1}{V_1} \cdot \frac{V_1}{V} + \frac{P_2}{V_2} \cdot \frac{V_2}{V} \text{ soit } \boxed{d = \alpha \cdot d_1 + \beta \cdot d_2}$$

$$\text{ou } d = (1 - \beta) \cdot d_1 + \beta \cdot d_2 \\ = \alpha \cdot d_1 + (1 - \alpha) d_2$$

En fait les proportions pondérales de la terre fine ou des éléments grossiers sont plus généralement disponibles que les proportions volumiques, aussi la formule suivante est plus utile :

$$\frac{1}{d} = \frac{V}{P} = \frac{V_1 + V_2}{P} = \frac{V_1}{P_1} \cdot \frac{P_1}{P} + \frac{V_2}{P_2} \cdot \frac{P_2}{P} \text{ soit } \boxed{\frac{1}{d} = \frac{a}{d_1} + \frac{b}{d_2}}$$

dont on tirera en particulier $\frac{1}{d} = \frac{1}{d_1} + b \left(\frac{1}{d_2} - \frac{1}{d_1} \right)$

soit $\frac{1}{d} = \frac{1}{d_2} + a \left(\frac{1}{d_1} - \frac{1}{d_2} \right)$

ainsi que
$$d = \frac{d_1 d_2}{a d_2 + b d_1} = \frac{d_1 d_2}{(1 - b) d_2 + b d_1} = \frac{d_1 d_2}{a d_2 + (1 - a) d_1}$$

et
$$d_1 = \frac{(1 - b) d d_2}{d_2 - b d} \quad \text{et} \quad d_2 = \frac{(1 - a) d d_1}{d_1 - a d}$$

En pratique la densité apparente de la seule terre fine ou densité apparente hors cailloux s'obtient par la formule :

$$d_1 = \frac{P - P_2}{V - P_2/d_2}$$

qui nécessite de connaître le poids sec des cailloux et de déterminer leur densité propre d_2 (méthode de mesure de la densité sur mottes).

L'humidité pondérale des deux phases, séparées humides, doit être également mesurée, soit H_1 pour les fines, H_2 pour les cailloux.

$$P_2 = \frac{P_{2\text{humide}}}{1 + H_2}$$

$$P = \frac{P_{\text{humide}} - P_{2\text{humide}}}{1 + H_1} + \frac{P_{2\text{humide}}}{1 + H_2}$$

On ne peut obtenir P_2 et donc calculer d_1 si l'on ne dispose que d'une mesure globale d'humidité H

$$PH = P_1 H_1 + P_2 H_2$$

$$P = \frac{P_{\text{humide}}}{1 + H}$$

à moins évidemment que $P_2 H_2$ puisse être considéré comme négligeable devant $P_1 H_1$ (peu de cailloux et faible humidité relative de ceux-ci) auquel cas on assimilera P_2 humide à P_2 .

Cependant on a aussi $P_2 \neq P_R$, R étant le refus pondéral de l'analyse granulométrique après séchage à l'air. On pourra donc avoir une estimation de d_1 si la séparation du refus a été effectuée sur le même prélèvement ou sur un échantillon comparable. On a de même

$$d \neq \frac{d_1 d_2}{R d_1 + (1 - R) d_2}$$

Les différentes expressions volumiques possibles ne posent donc aucune difficulté quand on connaît deux des variables d , d_1 et d_2 , la troisième pouvant se calculer à condition de connaître la proportion des deux phases présentes. Ceci permet de passer, pour les résultats d'analyses, des teneurs pondérales partielles aux teneurs volumiques partielles ainsi qu'aux teneurs moyennes.

Si T_{p1} et T_{p2} sont les teneurs pondérales d'un constituant respectivement dans la terre fine et les éléments grossiers, la teneur pondérale moyenne de l'échantillon est : $T_p = a T_{p1} + b T_{p2}$

Pour les teneurs volumiques, on aura :

$$Tv_1 = d_1 \cdot Tp_1$$

$$Tv_2 = d_2 \cdot Tp_2$$

$$Tv = d \cdot Tp$$

On doit signaler ici le cas particulier où une teneur est nulle dans une des fractions soit $Tp_2 = 0$, correspondant au cas de dynamique simple examiné précédemment. On appellera par exemple Hp_1 l'humidité pondérale de la terre fine et on aura $Hp_2 = 0$;

$$\text{Dans ce cas } Hp = a \cdot Hp_1 = Hp_1 (1 - b)$$

$$\text{avec } Hv_1 = Hp_1 \cdot d_1$$

$$\text{et } Hv = a \cdot d \cdot Hp_1 = d \cdot Hp_1 (1 - b)$$

La présence d'éléments grossiers inertes joue le rôle d'un facteur de réduction pour les teneurs pondérales et volumiques par le coefficient $(1 - b)$.

Rappelons que b est assez proche de R , refus pondéral de l'analyse granulométrique ($b = R$ aux erreurs près imputables au seul échantillonnage).

211.53 Variabilité des mesures, liée à l'hétérogénéité dans l'espace

C'est un problème qui sera repris dans l'exposé de la méthode dite des régimes hydriques (cf. 221). Nous laisserons de côté le cas de l'utilisation des techniques qui permettent une mesure directe et non destructrice de l'humidité volumique (cas de la sonde à neutrons), pour nous attacher aux cas où les profils hydriques sont réalisés par prélèvements et mesure de l'humidité pondérale.

Des études légères, basées sur l'observation de quelques profils, permettent de pratiquer, simultanément aux prélèvements destinés à analyses, la mesure de la densité apparente. Les résultats obtenus sont sûrs, mais se pose le problème de l'extrapolation des résultats ponctuels dans l'espace (comme d'ailleurs avec les mesures neutroniques).

Dès qu'il s'agit d'études lourdes, recourant à un nombre élevé de mesures d'humidités échelonnées dans le temps et dispersées dans l'espace parce que destructrices, ceci devient impossible ; la mesure exacte de la densité apparente sur tranchée est longue et coûteuse ; elle nécessite des terrassements considérables pour les horizons profonds.

Cela est également impossible dans le cas où on étudie des dynamiques rapides et où seul le prélèvement à la tarière présente une durée de manipulation adaptée à l'échelle de temps. Or, le prélèvement à la tarière étant destructeur et ne permettant pas la mesure de la densité apparente, on se trouve, là encore, devant la nécessité d'associer au résultat d'analyse du prélèvement un chiffre de densité apparente correspondant à un échantillon voisin ou un chiffre moyen assorti d'un intervalle de confiance, déterminé sur une série de mesures indépendantes.

Ceci constitue une contrainte et une limite permanente aux études systématiques de régimes hydrogazeux. L'estimation du stock d'eau d'un profil $\sum da \cdot Hp \cdot e$ (e = épaisseur de l'horizon) et le calcul de son intervalle de confiance à partir de séries de mesures non simultanées pose des problèmes

mathématiquement d'autant plus difficiles que l'humidité et la densité apparente ne sont pas des paramètres indépendants. Un effort resté à faire pour étudier les différents aspects de ces problèmes et dans le domaine de l'utilisation de l'informatique pour disposer d'un outil adapté.

A titre d'illustration de ce problème de la variabilité dans l'espace, nous donnerons ici un profil moyen de densité apparente avec son intervalle de confiance au risque 5 %, calculé à partir de dix profils répartis au hasard sur une surface de 3 000 m² sous végétation naturelle. Il s'agit d'un sol ferrugineux tropical peu lessivé, considéré comme parmi les sols bien homogènes (Dilbini, Tchad : AUDRY ; résultats inédits) : on note que l'erreur relative sur la moyenne à P = 95 % varie entre 1,2 et 2,6 % suivant la profondeur, ce qui est excellent et du même ordre de grandeur que l'erreur de la mesure.

DIV. Densités apparentes (cylindre)
- 10 répétitions -

Profondeur cm	Moy. dens.	Interv. confiance P 5 %			Extrêmes	
		Mn	Mx	Err. rel. %	Mn	Mx
0- 10	1,48	1,44	1,52	2,6	1,40	1,55
10- 20	1,51	1,48	1,54	1,8	1,43	1,55
25- 35	1,46	1,44	1,48	1,3	1,42	1,50
45- 55	1,49	1,47	1,51	1,5	1,44	1,55
65- 75	1,51	1,49	1,53	1,2	1,49	1,53
85- 95	1,55	1,52	1,58	1,7	1,50	1,63
115-125	1,57	1,55	1,59	1,3	1,50	1,60
150-160	1,62	1,59	1,65	2,4	1,53	1,72
185-195	1,63	1,60	1,66	1,8	1,56	1,68

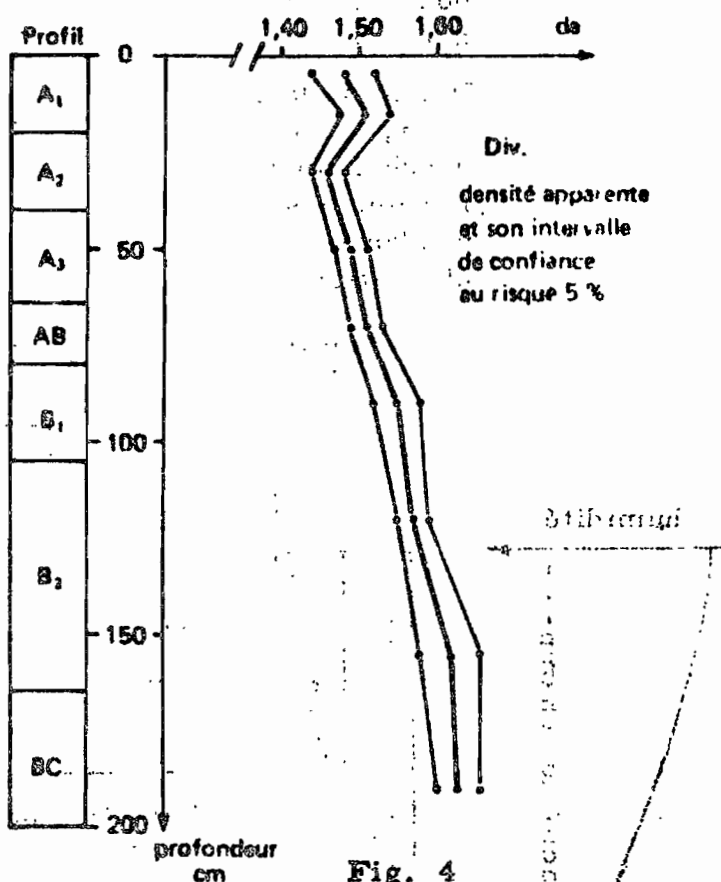


Fig. 4

212. Les grandes catégories de circulation d'eau dans (et sur) les sols
Leurs paramètres

212.1. Présentation générale

Notre objectif est d'inventorier et de discuter les moyens de caractériser les sols, en vue :

- d'interpréter en termes de circulation, les mesures et observations couramment pratiquées dans les études de régime et bilan hydriques;
- d'estimer, en dehors de telles mesures, sinon le régime hydrique potentiel des sols dans leur ensemble, du moins certains de leurs comportements probables devant l'eau, qui régissent les divers aspects de ce régime.

Les grandes catégories de circulation qui vont être considérées correspondent aux phénomènes qui se succèdent et s'imbriquent dans l'évolution des sols en place et régissant leur humectation, leur drainage, leur dessèchement...

Dans chacun des domaines qui seront ainsi

définis, la circulation de l'eau correspond à des processus de nature différente, qui se réalisent sous l'action de forces ou de potentiels également de nature différente ; les gammes de vitesses des circulations correspondantes sont aussi différentes.

On rappellera d'abord quelques données essentielles relatives aux différents états de l'eau dans le sol, aux forces auxquelles l'eau est soumise en ces divers états, aux mouvements qu'elle est susceptible de subir... Il convient auparavant de signaler qu'en dehors du milieu saturé ces données, tout en étant classiquement admises dans leur ensemble, relèvent encore largement de schémas hypothétiques. Ceci explique des divergences de détails entre auteurs, sur lesquelles nous ne nous arrêterons pas. On retiendra des schémas simples permettant de présenter donc les divers états de l'eau dans le sol, et les limites caractéristiques définissant des domaines de comportement défini.

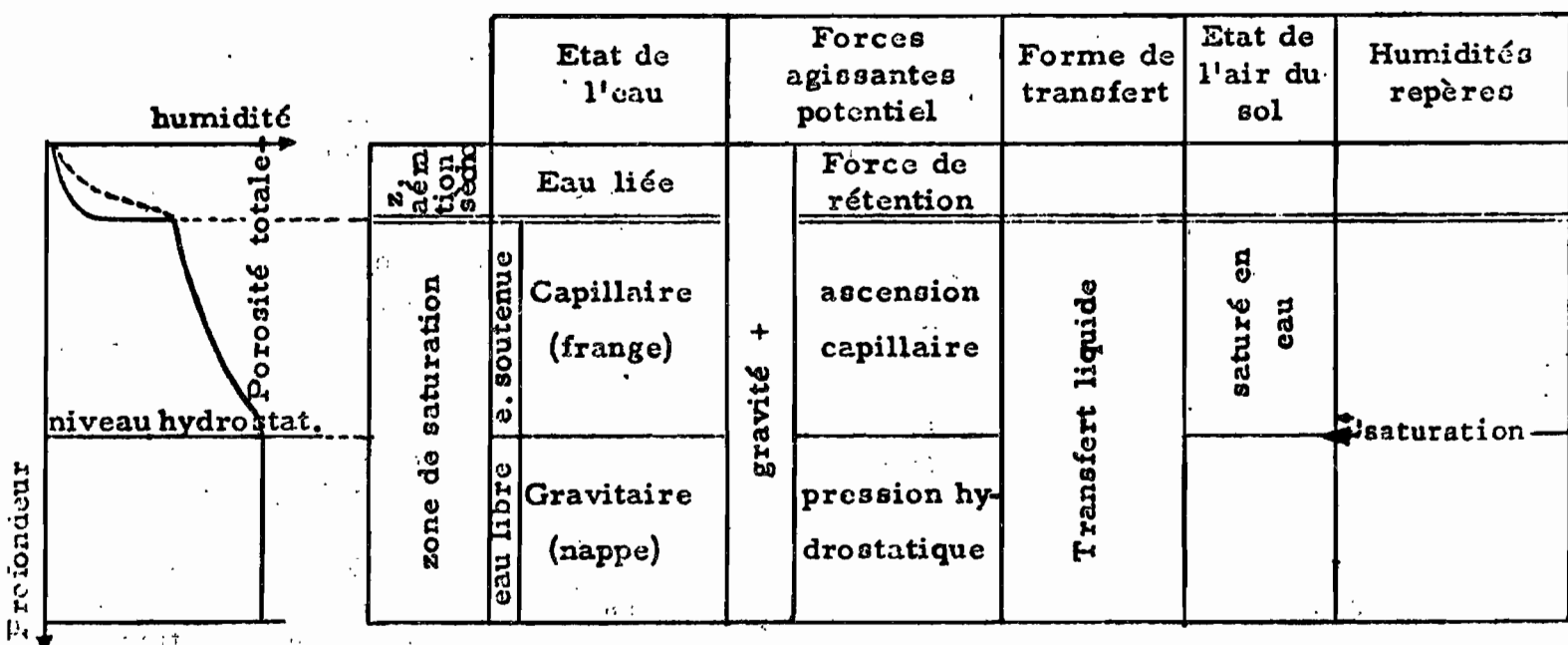
Il s'agit de rappels, et pour cela, on utilisera trois tableaux. Le premier, adapté de DUBREUIL (1967) représente un sol ressuyé, soumis à dessèchement par sa surface. Il permet, sur un tel cas concret, la définition des diverses formes d'eau liées, des repères d'humidité correspondants et des différentes formes de transfert de l'eau dans la zone d'aération.

Tableau 1. Etats de l'eau liée ou suspendue.

		Etat de l'eau	Forces agissantes potentiel	Forme de transfert	Etat de l'air du sol	Humidités repères.
ZONE D'AERATION OU DE RETENTION	zone desséchée	Hygroscopique	adsorption adhésion attract. mol. eau-eau, eau-sol	↑ transfert de vapeur ↓ ← Liqueur, sous l'effet de diff. de potentiel →	non saturé en eau saturé en eau	Hygroscopicité maximum
		Pelliculaire	cohésion eau-sol			... Pt de flétrissement permanent pF42 ... Pt de flétrissement temporaire
	zone ressuyée	Capillaire	Tension superficielle air-eau			Capacité au champ ou de rétention: CC
		(gravité) Forces succion s.l. ou de rétention				

Le second tableau représente un sol humecté à sa base par une nappe ; l'humectation se fait par remontée capillaire et on dira que dans la frange capillaire l'eau est soutenue. Une fois l'équilibre atteint, il n'évolue pratiquement plus que sous l'effet des éventuelles variations de niveau hydrostatique, et de la demande d'évaporation qui se manifeste dans la zone superficielle.

Tableau n° 2. Eau soutenue et eau libre



Enfin, dans un dernier tableau plus synthétique (3), on va reprendre les catégories d'eau définies et caractériser, dans chacune d'elles, les mouvements qui sont susceptibles de l'affecter en les traduisant en processus d'infiltration, drainage... dessèchement qui nous intéressent directement.

Tableau n° 3. Mobilité de l'eau ; domaines d'étude.

Humidité limite caractéristique	Porosité remplie	Catégorie d'eau	Forces potentiel	Mobilité de l'eau	Processus domaine	Remarques
état saturé Saturation totale	↑ Macroporosité	de gravité ou libre	gravité (+ pression) gravité dominante	Mouvements rapides sous l'effet exclusif ou dominant de la gravité	Infiltration Percolation Drainage Ressuyage	engorgement par défaut de drainage
Capacité au champ	↓ Microporosité	Suspendue ou retenue	Forces de succion potentiel efficace	Mouvements lents sous l'effet de la demande de l'évaporation	Dessèchement par la végétation	réserve utilisable des agronomes
Pt de flétrissement temporaire				↓ mouven. liquides négligeables Transf. de vapeur		
Pt de flétrissement permanent pF4,2					Dessèchement par évaporation directe	
Hygroscopicité maximum						

Pratiquement, on va étudier successivement :

- l'infiltration de l'eau saturante, sous charge, qui se réalise sous l'effet des potentiels de gravité et de pression hydrostatique.
- l'infiltration de l'eau non saturante, sans formation de plan d'eau superficiel, qui se réalise sous l'effet de la gravité, tout en satisfaisant en cours de progression les forces de succion du sol, et assure un remplissage de la porosité plus ou moins important mais toujours au moins légèrement supérieur à la microporosité (capacité au champ).
- la redistribution de l'eau libre qui correspond à la vidange du sol pris dans cet état en fin d'arrosage, jusqu'au taux de remplissage de la microporosité. Ce phénomène se réalise sous l'effet du potentiel gravitaire mais sa dynamique peut être sensiblement accélérée par les forces de succion de l'horizon voisin s'il n'est pas satisfait jusqu'à sa capacité au champ et au bénéfice duquel s'effectue alors la redistribution.

Ces mouvements de l'eau libre qui assurent l'humectation du sol, la percolation ou le drainage des solutions et le ressuyage des profils, ont tous pour caractéristique d'être relativement rapides ; ils se réalisent sous l'action exclusive ou prépondérante de la gravité, en empruntant tout ou partie de la macroporosité.

- les mouvements de l'eau suspendue, retenue dans la microporosité du sol par les forces de succion de diverses natures qu'on assimilera à un potentiel unique équivalent, sont au contraire lents. Ils sont responsables du dessèchement du sol, soit par évaporation directe, soit par extraction par la végétation, de toute façon sous l'effet de la demande climatique.
- On verra seulement pour finir le cas particulier de l'humectation du sol par sa base à partir d'une nappe, par ascension capillaire.

Il sera indispensable de présenter d'abord pour chaque domaine la description des phénomènes de circulation et les lois qui les régissent. Là se trouve une difficulté majeure car les lois qui règlent la circulation des fluides dans les milieux poreux s'appliquent souvent mal et de façon seulement approchée aux sols, quand elles n'apparaissent pas totalement en défaut. Ceci tient au fait que l'ensemble sol-eau-gaz n'est pas un système à phases indépendantes : les propriétés du système changent avec les teneurs respectives des constituants qui commandent la nature de leurs relations ; les forces qui interviennent dans les déplacements se relaient mais se chevauchent également ; les voies offertes à la circulation, de morphologie généralement complexe, peuvent se trouver modifiées par gonflement...

Pour certains phénomènes, la littérature offre de nombreux modèles mathématiques pour rendre compte des faits. Il n'est pas dans nos intentions de les passer en revue. Nous avons choisi de présenter plutôt des modèles de comportement qui, tout en rendant compte des faits d'observations, reposent sur des schémas physiques de circulation intégrant en particulier les caractères de structure et porosité qui règlent ces mouvements, et permettent de définir des paramètres utiles en ouvrant des voies de travail ou d'interprétation intéressantes vis-à-vis de nos objectifs. Tel est le cas du modèle de Féodoroff qui sera présenté pour l'infiltration de l'eau non saturante (cf. 212.22) et de la théorie d'Hallaire sur le potentiel efficace qui sera examiné (cf. 212.4) pour les problèmes de dessèchement. On verra d'ailleurs que

cette démarche permet d'aboutir à la conclusion que les lois théoriques de la physique s'appliquent bien à la circulation de l'eau dans les sols, mais d'une façon complexe qui doit être analysée au niveau de leur organisation intime ; cette analyse permettant en fin de compte de saisir les conditions d'application de ces lois et de préciser, du point de vue dynamique, la signification des paramètres couramment utilisés et souvent en défaut apparent.

Pour les paramètres qui seront considérés précisément, on peut schématiquement en distinguer deux sortes :

- une première catégorie est constituée de coefficients de vitesse sensu lato, exprimant dans chaque domaine de circulation, la facilité du sol à laisser se déplacer l'eau.
- une deuxième catégorie correspond aux humidités repères bornant les domaines d'existence des différents types de circulation :

Ainsi, on accordera une attention toute particulière à deux repères d'humidité : la capacité au champ (microporosité) qui est le taux de remplissage de porosité à partir duquel cessent les mouvements rapides de l'eau libre et représente de ce fait la capacité de rétention du sol (eau liée ou retenue) ; l'humidité au point de flétrissement permanent qui représente l'état de dessèchement ultime auquel un couvert végétal peut amener le sol ; il correspond approximativement à une force d'extraction de 16 atmosphères (pF 4,2), et en deçà, le dessèchement ne peut se poursuivre que par diffusion à l'état de vapeur, devenant alors extrêmement lent.

L'importance de ces deux valeurs repères, pour difficile que soit parfois leur détermination précise et même délicate leur définition, se concrétise dans le fait qu'on les retrouve bien sous forme de paliers dans l'évolution de l'humidité des sols en place.

Leur seule connaissance est d'ailleurs riche de renseignements sur la dynamique potentielle de l'eau dans un sol : nous prendrons ainsi (fig. 5) l'exemple d'un sol à bon drainage interne (sol ferrugineux tropical faiblement lessivé, Dilbini, Tchad. AUDRY).

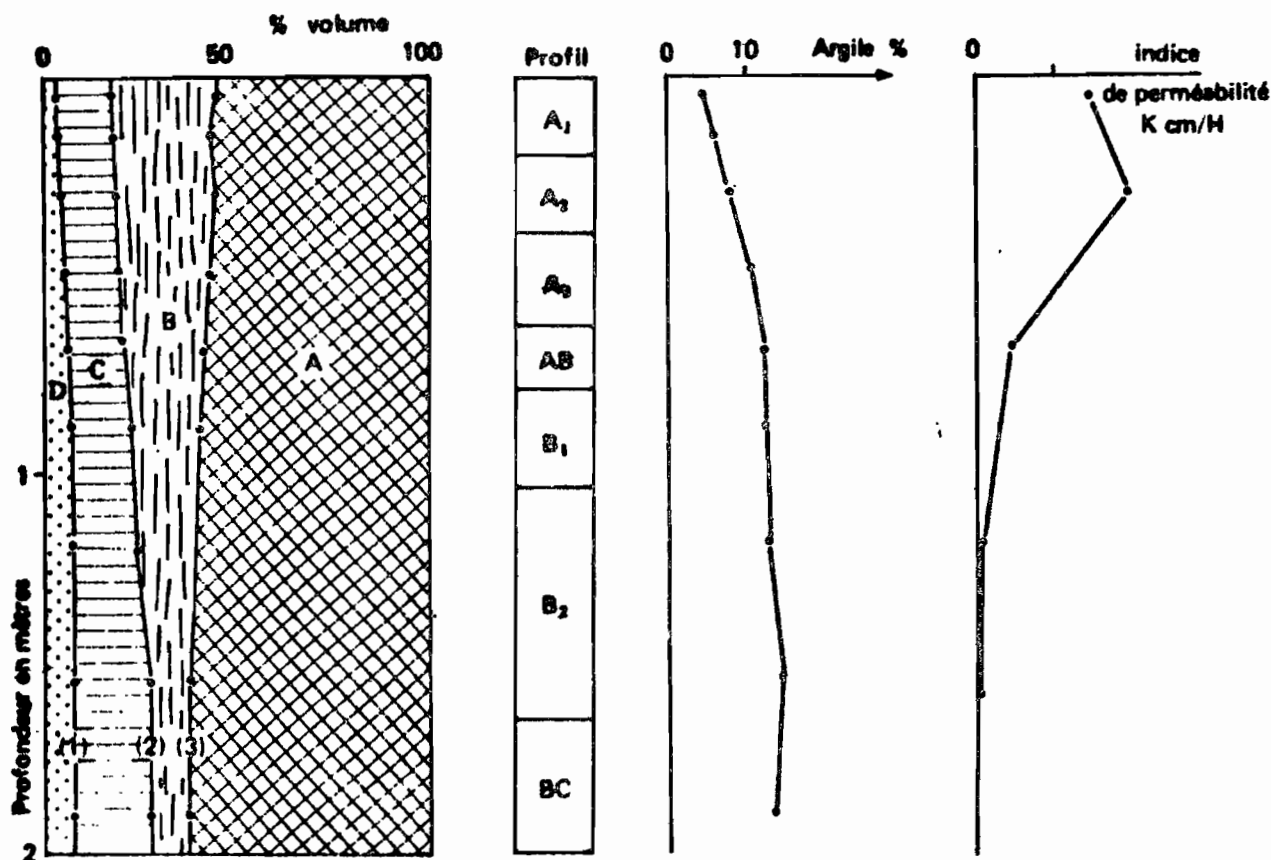


Fig. 5 - Caractéristiques d'un profil de sol ferrugineux tropical faiblement lessivé

- (1) Humidité à pF 4,2)
 (2) Capacité au champ) en % de volume, en fonction
 (3) Porosité totale) de la profondeur

(A) = particules solides du sol

(B) = macroporosité = empruntée par les circulations rapides = aération du sol ressuyé.

(C) = réserve utilisable = eau utile des agronomes = stock d'eau maximum

(C) + (D) = microporosité.

La représentation des simples données de porosité totale, capacité au champ et pF 4,2, parallèlement au profil d'argile et de perméabilité, est intéressante :

- elle intègre les caractères texturaux (taux d'argile) et structuraux du profil (porosité totale, indice de perméabilité)
- elle exprime l'aération du profil
- elle montre la liaison entre le volume de la fraction de porosité offert à la circulation rapide de l'eau et la perméabilité

- la connaissance du stock d'eau en fonction de la profondeur et sa comparaison avec l'excès saisonnier cumulé P-ET peut permettre d'estimer sous diverses conditions et en l'absence de mouvements latéraux, la profondeur du régime hydrique ou la quantité d'eau drainant à la base d'un niveau donné.
- la morphologie du profil apparaît enfin en étroite corrélation avec ces éléments de sa dynamique potentielle.

On conçoit bien que si l'horizon B est suffisamment compact et si le régime hydrique normalement en équilibre avec la différenciation du profil devient excédentaire pour une raison ou pour une autre (du fait de la destruction du couvert végétal naturel par exemple), ceci va créer un engorgement au sommet du B. A la limite ceci pourrait entraîner, soit l'apparition d'une nappe perchée stagnante, soit une élimination latérale de l'eau libre en excès avec lessivage oblique de la base des horizons lessivés (AUDRY, 1967).

Si on considère à l'extrême opposé du sol bien drainé, le cas d'un sol à mauvais drainage interne, présentant sur la totalité de son profil une structure compacte et une forte proportion d'argile gonflante : le gonflement va faire pratiquement disparaître la macroporosité lors de l'humectation et il n'y a plus de circulation rapide : la capacité au champ n'a plus la même signification pratique dans ces conditions où la perméabilité est faible à nulle. Tout ceci est certes la définition même du sol à mauvais drainage interne, mais il est intéressant de raisonner sur ce que cela signifie du point de vue évolution : suivant les conditions de drainage externe et de climat, c'est soit l'engorgement et la submersion prolongée (hydromorphie), soit un régime superficiel de type exsudatif (vertisol, solonchak...).

Ces considérations simples montrent les possibilités d'interprétation sur le comportement probable des sols à partir de quelques caractéristiques. En fait, ces possibilités sont décuplées quand elles sont utilisées pour l'interprétation de mesures hydriques ; elles permettent alors l'approche ou la preuve de la dynamique de l'eau à partir des images instantanées qu'en sont ces mesures.

Reste bien sûr toujours le problème des effets de ces circulations sur l'évolution des sols. La distinction des grandes catégories de circulation de l'eau précédemment faite repose, on le verra plus en détail, sur des vitesses différentes en rapport avec des cheminements dans une fraction de porosité de plus en plus importante et de plus en plus grossière au fur et à mesure qu'on a affaire aux vitesses plus importantes.

Malgré l'absence de données suffisantes sur cette question, il est raisonnable d'attribuer une grande importance aux vitesses et débits de l'eau, vis-à-vis des migrations qu'elle peut assurer. Ces paramètres règlent en effet le mode et la durée de contact, donc les échanges, entre l'eau et le sol, ils sont d'autre part essentiels pour provoquer d'éventuels effets mécaniques sur et éventuellement dans le sol.

Il est bien évident d'ailleurs que l'eau de gravité percolant dans les horizons supérieurs d'un profil ne peut qu'entraîner de la matière issue de la surface du sol et de ces horizons superficiels (lessivage) et que cette matière ne peut qu'être gagnée (accumulation) par les horizons où s'immobilise l'eau, ou par les horizons intermédiaires traversés.

De même les mouvements de l'eau liée du sol vers les horizons où les racines l'extraieront, ne peuvent que s'accompagner du dépôt des matières que transporte cette eau, au niveau ou vers le niveau auquel l'eau est extraite.

On peut arriver certes, par de tels raisonnements simples, à schématiser certains effets potentiels du régime hydrique d'un sol connu en détail. Le but poursuivi à terme est de préciser les effets réels.

Ceci suppose d'une part des connaissances de base sur les phénomènes mécaniques, physicochimiques, régissant l'arrachement, la mise en suspension et solution, le dépôt des constituants des sols dans la circulation des solutions dans leur espace poral ; en ce sens nous sommes en particulier débiteurs d'expériences sur modèles. Ceci suppose d'autre part la mise en évidence de la réalité actuelle de tels phénomènes dans les sols, en associant aux moyens indirects de la morphologie et des bilans, les moyens directs dont la lysimétrie est un exemple malgré ses insuffisances.

212.2. Domaine de l'infiltration et de la percolation

212.21. Mouvements de l'eau saturante. Coefficients de perméabilité correspondants

a. La loi de DARCY et le coefficient de perméabilité de DARCY

Cette loi exprime que dans un milieu poreux à travers lequel circule de l'eau sous une faible charge hydraulique (fig. 6a, 6b), le débit D de l'écoulement est proportionnel à la perte de charge hydraulique et inversement proportionnel à la longueur du déplacement effectué dans ce milieu :

$$\text{soit } D = K.S.\frac{H}{L} \quad \text{ou } V = \frac{D}{S} = K.\frac{H}{L}, \quad \text{avec :}$$

D = débit

V = vitesse

S = section

K = vitesse de filtration par unité de pente = conductibilité hydraulique = coefficient de DARCY, fréquemment appelé improprement coefficient ou taux de perméabilité ou simplement perméabilité.

$\frac{H}{L}$ = est la pente hydraulique entre les deux sections considérées.

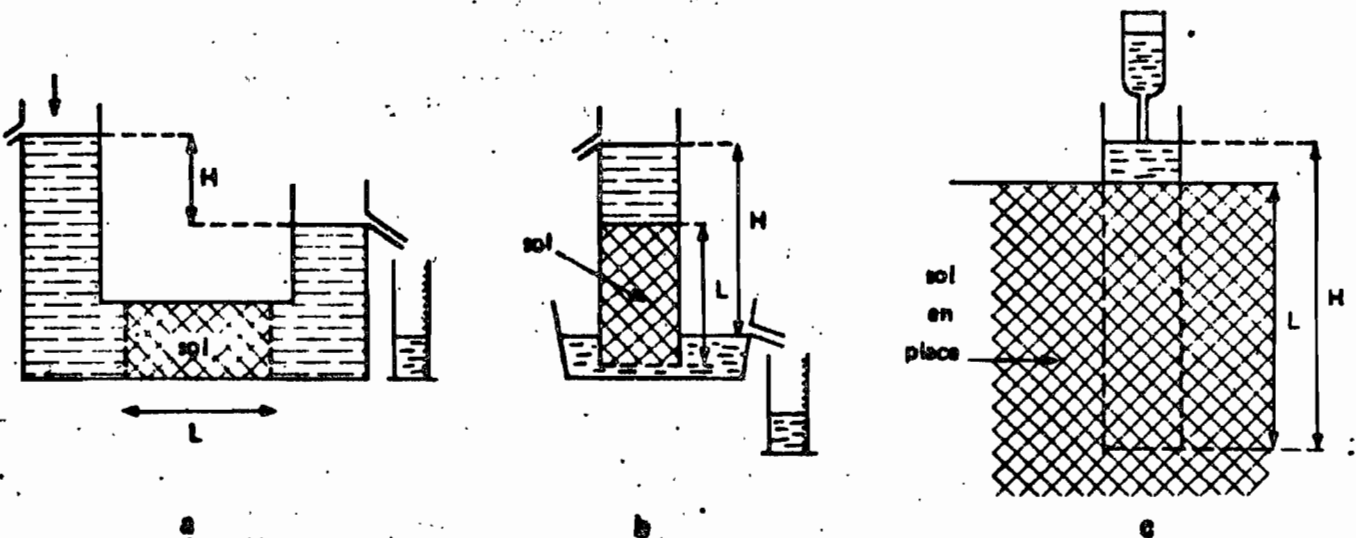


Fig. 6

Le coefficient K a les dimensions d'une vitesse et caractérise le milieu ; mais il dépend aussi de la nature du fluide :

$$K = k \frac{\mu}{\gamma}$$

avec μ = poids spécifique du liquide

γ = viscosité du liquide

k = coefficient de perméabilité : c'est une caractéristique vraie du milieu car elle est libre de toute influence du fluide. Ce coefficient a la dimension d'une surface.

En pratique, on utilise directement les valeurs K mesurées pour caractériser le milieu, mais il faut retenir que ce paramètre varie, comme μ et γ , avec la température. Il faut donc opérer à des températures comparables pour avoir des résultats comparables, et il est toujours intéressant d'être proche de 20 °C, température à laquelle $\mu/\gamma = 1$ pour l'eau pure et où donc $K = k$. En dehors de ces conditions de mesure, tout résultat est justiciable d'une correction de température (cf. fiche technique n° 8).

Pour l'application au sol, il convient de faire une série de réserves préliminaires, en soulignant que la loi de DARCY suppose réalisées des conditions précises qui peuvent ne pas l'être ou ne l'être qu'imparfaitement dans les sols :

- soit du fait des propriétés et des caractères du sol (1)
- soit du fait de la technique de mesure utilisée (2)

(1) La loi de DARCY est conçue pour des matériaux inertes ; dans les sols, la vitesse de filtration peut évoluer en cours de mesure du fait des modifications du milieu au contact de l'eau.

La loi de DARCY n'est d'autre part valable que pour un écoulement laminaire, à l'exclusion d'un écoulement turbulent qui se réalise dans des vides supérieurs à un ordre de grandeur de 2 mm et tout particulièrement dans les fissures et les galeries de la faune du sol. Pratiquement, dans les mesures de terrain ou sur blocs de sols non remaniés, une observation directe est toujours souhaitable après coup pour savoir ce qu'on a mesuré.

(2) La loi de DARCY suppose enfin un régime de filtration en milieu saturé (fig. 6a et 6b). Ceci est réalisé dans un certain nombre de méthodes de détermination sur le sol en place recourant au rabattement d'une nappe (et qui ne seront pas examinées dans ce document) ; de même que dans certaines méthodes de laboratoire, comme la méthode VERGIERE (cf. 212.21. b.2 et fiche technique n° 11). Mais toute une série de méthodes de détermination de la perméabilité, largement utilisées en matière d'irrigation (méthodes MÜNTZ, PORCHET), consiste en l'application d'une charge d'eau à un sol et à mesurer le débit d'infiltration jusqu'à obtenir un régime permanent. Une fois cette condition réalisée, on estime que la profondeur mouillée est suffisante pour que la pente hydraulique soit assimilée à l'unité (cf. fig. 6c) ; la loi de DARCY alors appliquée expliquant le débit constant et permettant facilement de calculer K.

Or, on sait qu'un arrosage appliqué à la surface d'un sol ressuyé ou desséché emprisonne de l'air et que dans ces conditions la porosité n'est remplie par l'eau qu'à 80-90 % quand se forme le plan d'eau à surface.

A plus forte raison, lorsque le mode opératoire prévoit l'établissement brutal d'une charge d'eau en surface, la saturation ne sera pas réalisée. L'air emprisonné aura tendance à ralentir la progression de l'eau, tandis qu'en sol plus ou moins desséché la succion exercée au front d'humectation est un autre facteur perturbateur - accélérateur, celui-ci - pour l'application de la loi de DARCY.

Bref, "le mécanisme de l'infiltration dans un sol non saturé est différent de celui de la filtration en milieu saturé au sens de DARCY" (FEODOROFF et GUYON, 1972) et si les deux types de processus renseignent l'un et l'autre sur la circulation de l'eau libre sous charge, l'assimilation de la perméabilité mesurée par les méthodes infiltrométriques à la conductibilité hydraulique de DARCY, n'est qu'une liberté courante mais abusive dont il faut être conscient. Ceci est une des raisons expliquant que les valeurs de K mesurées varient pour un même sol avec la méthode de détermination.

Le coefficient K dépend de certains caractères du sol : ceci lui confère une série de propriétés qui en font l'intérêt, mais qui déterminent aussi ses limites de signification et d'interprétation, tout en expliquant encore certaines différences de résultats des mesures suivant les méthodes utilisées.

La conductibi^{lité}7 hydraulique(*) d'un sol dépend de sa structure et plus précisément de sa porosité : elle croît avec le volume offert à la circulation du fluide, c'est-à-dire la fraction de macroporosité effectivement utilisée par les mouvements de l'eau saturante. Ceci explique le succès relatif de diverses tentatives pour exprimer la perméabilité en fonction de la porosité ou de la constitution granulométrique du sol en recourant à l'application de la loi de POISEUILLE mise en homologie avec la loi de DARCY ; succès relatif seulement car en plus d'un simple aspect quantitatif, la dimension, la forme, l'orientation, l'organisation du volume lacunaire jouent pour déterminer les trajets réels du fluide et les frottements qui freinent sa progression. Ainsi le coefficient K est un paramètre de comportement intéressant et une variable directionnelle.

C'est aussi une variable de dimension : il intègre les propriétés susmentionnées sur l'ensemble de l'épaisseur intéressée par sa détermination, qui dans un sol différencié ~~pourra~~ n'être pas homogène et en particulier comporter plusieurs horizons.

Du point de vue hydraulique, on a alors affaire à un filtre complexe qui présentera une perméabilité globale fonction des perméabilités des différents horizons. Cette loi de composition des perméabilités peut être facilement établie en définissant la résistance offerte par le milieu à l'avancement du fluide ou résistance hydraulique et en recourant à l'analogie électrique (GRAS, 1972) : il y a analogie entre la loi d'OHM et la loi de DARCY suivant la correspondance :

-
- (*) - Dans tout ce qui suit, on utilisera les termes conductibilité hydraulique et eau saturante, même quand ils correspondent à des mesures infiltrométriques et sachant dans ce cas l'abus de langage que cela représente.
- Dans tout le document, on utilisera d'autre part le terme conductibilité (hydraulique) et non conductivité souvent employé par certains auteurs. Ceci présente en particulier l'avantage d'éviter toute confusion avec la conductivité électrique des pâtes et extraits de sol, couramment utilisée dans les sols salés.

D = débit hydraulique

H = charge hydraulique

J = résistance hydraulique à préciser

σ_c = conductivité du conducteur

K = conductibilité hydraulique

L = longueur du filtre

S = section du filtre

La loi d'OHM s'écrit : $I = \frac{V}{R} = \frac{\sigma S}{L} \cdot V$

La loi de DARCY donne : $D = \frac{KS}{L} \cdot H$

d'où la définition de la résistance hydraulique $J = \frac{L}{KS}$

Cette analogie permet de composer les résistances hydrauliques entrant dans un filtre complexe, comme on compose par simple addition les résistances électriques d'un montage en série, et l'expérience confirme le bien-fondé de cette démarche.

Pratiquement, les mesures sur le sol en place fournissent donc des renseignements très globaux et réagissent fortement aux minima de perméabilité rencontrés en régime de filtration.

Dans les mesures infiltrométriques pratiquées sur le terrain et dans les sols où, comme c'est souvent le cas, la perméabilité des horizons successifs décroît avec la profondeur, ceci explique en partie que la vitesse d'infiltration se stabilise assez vite à une valeur pratiquement constante, dès qu'une profondeur suffisante du sol est intéressée par le phénomène. Le maintien de la vitesse constante pendant des durées très longues exige par contre d'invoquer ensuite un équilibre dynamique comportant l'humectation latérale de volumes croissants de sol.

Le coefficient K varie également dans le temps, à diverses échelles et pour des raisons multiples. Dans les méthodes infiltrométriques, l'épaisseur de la tranche intéressée croît avec la durée de l'arrosage ; d'une expérience à une autre les conditions d'établissement de la charge et l'état préalable du sol peuvent faire varier la proportion d'air emprisonné. Au cours d'une expérience, entre deux expériences, et saisonnièrement, la structure du sol peut évoluer, des phénomènes de dispersion se produire. Sur ce dernier point, qui peut jouer quelle que soit la méthode (infiltration ou filtration au sens de DARCY), des expérimentations sont possibles en utilisant non pas de l'eau pure mais des solutions d'électrolytes dispersants ou au contraire floculants...

Pour conclure et avant d'aborder les méthodes de mesures, le coefficient de perméabilité présente les inconvenients de tout paramètre global. Il peut en plus varier largement avec la méthode de mesure ; cette raison s'ajoute à d'autres plus fondamentales pour qu'il ne soit directement applicable ni pour prévoir l'intensité de la pluie qui va faire déclencher le ruissellement, ni une fois celui-ci installé la partition entre les fractions ruisselées et infiltrées. Il permet cependant un classement des sols qui, pour grossier qu'il puisse être, à rendu de précieux services, en particulier aux praticiens de l'irrigation par submersion.

Pour le pédologue, ce n'est pas un paramètre dont le chiffre est immédiatement interprétable, hormis également un classement grossier des sols et plus difficilement des horizons. C'est un paramètre dynamique susceptible d'interprétations comparatives (entre sols et à l'échelle des horizons d'un profil ou d'une toposéquence) ; sa mesure dans le cadre d'expérimentations peut permettre - même s'il s'agit d'un traitement brutal - d'apporter des arguments et de formuler ou vérifier des hypothèses sur la circulation de l'eau libre - même non saturante - car celle-ci utilise dans son cheminement une fraction des mêmes voies.

On est ainsi amené à considérer que s'il est utile d'employer des méthodes strictement normalisées pour avoir des données comparables entre sols, il est intéressant aussi de ne pas s'en tenir là. On tirera au contraire des renseignements précieux en considérant l'ensemble des courbes de mesure sans se contenter d'en tirer une valeur de K et on pourra adapter à chaque cas des expérimentations particulières.

b. Mesures de K.

b.1. Détermination de terrain sur le sol en place

Méthode de MÜNTZ, FAURE et LAINÉ (cf. fiche technique n° 8).

C'est une méthode classique. Elle consiste à enfoncer de 6 cm dans le sol un cylindre métallique de 1 dm² de section et à y maintenir un plan d'eau de 3 cm d'épaisseur. Autour du cylindre de mesure, on dispose un anneau de garde dans lequel on maintient la même charge constante dont le rôle est d'annuler ou minimiser les effets de bordure : la forme du volume mouillé à la verticale d'un cylindre est, du fait d'infiltrations latérales, celle d'une espèce de champignon renversé ; l'anneau de garde auquel il faut assurer un débit proportionnellement plus important alimente cette infiltration, parasite, le cylindre de mesure étant supposé n'alimenter alors qu'un écoulement vertical.

La mesure consiste à tracer la courbe de la quantité infiltrée en fonction du temps ; l'arrosage est poursuivi jusqu'à ce qu'on obtienne avec certitude une vitesse d'infiltration stable : on estime alors le milieu saturé sur une hauteur telle que la pente motrice est égale à l'unité et on applique la loi de DARCY. La pente de la droite correspondant au régime stable donne directement le degré de perméabilité du sol, équivalent à la vitesse de filtration qu'on exprime en cm/heure, mm/heure, m/seconde...

Pour avoir toute sa valeur comparative, la méthode doit respecter strictement le protocole et les normes définies concernant : la charge de 3 cm d'eau et l'enfoncement du cylindre de 6 cm dans le sol, mais surtout le diamètre standard de 11,2 cm ($S = 100 \text{ cm}^2$) et un diamètre de l'anneau de garde voisin de trois fois celui-ci. Il existe de nombreux plans pour construire des infiltromètres de MÜNTZ, permettant des manipulations commodées (cf. fiche technique n° 8).

La méthode a l'inconvénient d'être grosse consommatrice d'eau en sol perméable et longue en sol peu perméable.

Elle a le grave défaut de donner une mesure intégrée sur une certaine profondeur, correspondant à l'obtention du régime stable pour avoir K. Dans certains cas c'est une limite évidente : il est possible par exemple de mesurer avec cette méthode la perméabilité propre d'un horizon lessivé d'une

dizaine de centimètres reposant par un contact planique sur un B imperméable ; en effet, une fois les conditions de mesure réalisées, c'est-à-dire l'horizon A saturé, le résultat enregistrera simplement l'effet de l'imperméabilité du B.

La méthode a par contre l'avantage de bien mesurer la perméabilité verticale, et de bien chiffrer l'effet de différenciations superficielles comme les croûtes : on peut par exemple opérer avec la croûte et l'ayant enlevée. Elle est applicable en marche d'escalier sur les horizons successifs d'un profil et la variation des valeurs obtenues est généralement intéressante.

On a toujours intérêt à comparer les courbes d'infiltration dans leur ensemble ; à observer directement, chaque fois que c'est possible, la répartition de l'humidité dans le sol, en mesurant le niveau atteint par le front d'humectation ; à rechercher l'existence éventuelle des trajets préférentiels, le rôle des accidents et différenciations...

La méthode gardera tous ces avantages et pourra apporter des renseignements beaucoup plus divers, lorsque s'éloignant délibérément des normes fixées, on la modifiera pour en faire un outil de travail plus adapté. On citera ici quelques possibilités :

- on pourra jouer sur la charge pour appliquer un traitement plus ou moins brutal et réaliser une infiltration plus ou moins rapide.
- on aura parfois intérêt à enfoncer seulement de 1 ou 2 cm les cylindres dans le sol, surtout en sols consistants, pour diminuer la perturbation due à l'enfoncement.
- on pourra délibérément stopper l'opération au bout de durées ou de volumes écoulés déterminés ; en observant la profondeur mouillée et la répartition de l'humidité pour une série de valeurs croissantes de temps ou volume, avant et une fois la vitesse d'infiltration constante atteinte : la méthode deviendra plus analytique pour serrer la dynamique du phénomène. On aura de toute façon intérêt à suivre la progression du front en fonction du temps, parallèlement à la courbe d'infiltration. Lorsqu'on opère sur sol initialement sec, ceci peut être tenté par pénétrométrie simplifiée, en enfonçant une mince tige métallique qui butera sur le sec, à charge de vérifier ensuite qu'on n'a pas créé de ce fait une voie préférentielle faussant la mesure... etc, etc.
- on pourra enfin jouer sur la dimension des cylindres et étudier le phénomène dans son expression moyenne et dans sa variabilité ; laquelle pourra éventuellement être reliée à des caractères morphologiques ou des accidents de terrain. A ce sujet, la méthode du micro-MÜNTZ suggérée par HUMBEL est intéressante ; elle consiste, dans un grand anneau, à déplacer un petit cylindre ou à disposer un certain nombre de petits cylindres - de la taille qu'on veut - dans lesquels on fait des mesures élémentaires à l'intérieur même d'une mesure à plus grande échelle.

Méthode MÜNTZ modifiée par PIOGER (cf. fiche technique n° 9)

La méthode utilise les cylindres de MÜNTZ : on verse un litre d'eau dans le cylindre de mesure, soit une charge initiale de 10 cm, et on laisse cette quantité d'eau s'infiltrer en maintenant en permanence un niveau égal dans l'anneau de garde. On opère donc à charge décroissante.

On trace la courbe d'infiltration $h = f(t)$, qui admet une asymptote oblique dont la pente est égale à $K(1-a)$, a étant le rapport entre la charge initiale et l'épaisseur de terre mouillée au moment où l'infiltration se termine (des développements tirés de PIOGER, 1952, sont donnés dans la fiche technique). On obtient donc K facilement en traçant le graphique qui est lui-même intéressant, comme dans le MÜNTZ ordinaire.

La méthode est économique en eau et rapide pour les sols perméables ; elle est longue pour les sols peu perméables ; elle est de manipulation très simple et généralement plus rapide que le MÜNTZ.

Elle présente de semblables possibilités de variantes, permettant de jouer sur la charge initiale, de stopper l'infiltration au bout d'un temps ou d'un écoulement déterminé... Son inconvénient est qu'elle n'est applicable qu'en sol sec, pour pouvoir mesurer commodément et avec une précision suffisante l'épaisseur de la zone mouillée.

Elle est à recommander pour sa commodité chaque fois qu'elle est applicable, c'est-à-dire essentiellement en zone tropicale sèche où les sols sont plus souvent secs et où l'humectation du sol sec est plus représentative des phénomènes naturels.

Il est toutefois aléatoire, jusqu'à plus ample information, de comparer les valeurs de K obtenues par cette technique et par le MÜNTZ classique.

Méthode de PORCHET (cf. fiche technique n° 10)

Cette méthode consiste à creuser un trou à la tarière, à y verser de l'eau et à y mesurer la baisse du niveau liquide en fonction du temps. La surface d'infiltration est constituée par les parois et la base du trou ; la surface latérale est de beaucoup la plus importante tant que l'épaisseur de la tranche d'eau est suffisante : c'est donc avant tout une mesure de perméabilité horizontale ou oblique.

Le niveau d'eau h dans le trou est mesuré en fonction du temps ; R étant le rayon du trou, on trace la courbe $\log \left(h + \frac{R}{2} \right) = f(t)$ qui, une fois le régime permanent établi, est une droite de pente $\frac{2}{2,3R} \cdot K$, en conformité avec l'application de la loi de DARCY. On obtient donc facilement K .

Comme pour toutes les méthodes infiltrométriques reposant sur l'application de la loi de DARCY, la mesure doit être poursuivie jusqu'à établissement d'un régime d'infiltration stable ; ceci peut nécessiter plusieurs remplissages du trou avec de l'eau. Le régime stable est toutefois généralement atteint assez rapidement, en moins de 20 mn.

La méthode est commode ; elle met en jeu un matériel simple pour lequel de nombreuses astuces ont été proposées ; elle consomme peu d'eau ; elle est rapide : plusieurs trous peuvent être suivis en même temps, les opérations étant commencées avec un léger décalage ; des abaques existent pour déduire directement K des courbes de mesures de terrain.

Cette méthode est à rejeter si on ne cherche pas à mesurer la perméabilité horizontale ou oblique ; on signale en effet des différences du simple au centuple pour certains sols entre perméabilité horizontale et verticale, et on estime que dans 50 % des sols les différences de vitesse de filtration

avec la direction sont sensibles sans atteindre de telles valeurs. Mais pour la mesure de la perméabilité horizontale (lessivage oblique, mouvement latéral de nappe perchée...) c'est la seule méthode de terrain existante (en dehors de celle applicable en présence de nappe), et elle est très pratique.

Elle présente par contre deux gros inconvénients : tout d'abord elle ne peut être pratiquée que sur un trou d'une profondeur suffisante, soit quelques dizaines de centimètres ; dans ces conditions, au fur et à mesure que s'abaisse le plan d'eau, l'infiltration n'intéresse plus les horizons les plus superficiels concernés en début d'opération ; d'où une mesure globale d'on ne sait quoi au juste. D'autre part, si l'infiltration est horizontale, le cheminement interne de l'eau infiltrée est plus ou moins oblique, mais reste inconnu : or, l'observation de la répartition de l'eau dans sa progression est inaccessible, et même en fin d'opération pratiquée sur un sol initialement sec, elle est pratiquement irréalisable, du moins systématiquement, même si elle est en principe possible.

Quant au premier inconvénient, le caractère de souplesse de la méthode permet de se faire au moins une idée du comportement des horizons successifs :

- on peut opérer en maintenant un niveau constant dans le trou et ceci sur des trous de différentes profondeurs et en établissant des niveaux constants à différentes cotes, de façon à inclure et exclure successivement les horizons.
L'avantage est que les résultats peuvent être immédiatement parlants, tandis que l'application de la loi de DARCY en ces conditions (COLOMBANI et al. 1972) peut permettre de calculer les valeurs K des horizons successifs.
- même en procédant suivant le protocole standard, l'application de la loi de DARCY avec l'exploitation de la totalité de la courbe d'infiltration en portions correspondant aux horizons successifs, permet aussi de déterminer leurs perméabilités PORCHET K respectives. Cette exploitation est difficile avec les moyens de calcul ordinaire, car on aboutit à des équations implicites, mais le recours à l'ordinateur solutionne élégamment ce problème et met cette possibilité nouvelle à la disposition de l'utilisateur (COLOMBANI et al. 1972).

En parallèle de la méthode PORCHET, il faut signaler qu'en présence de nappe, les méthodes classiques des hydrogéologues et du Génie Rural (méthode de HOOGHOUTD...) consistant à rabattre la nappe par pompage et suivre le rétablissement de son niveau, correspondent rigoureusement aux conditions de DARCY, à l'opposé de la méthode décrite.

Remarques sur les mesures de perméabilité de terrain

- 1 - Dans la mesure où on s'écarte délibérément des méthodes standardisées, afin de résoudre des problèmes précis par des expérimentations particulières, les possibilités sont infinies et à défaut de mesure de coefficient de perméabilité, nombre de tests peuvent donner des indices chiffrés, tel par exemple le temps nécessaire à l'infiltration d'une charge d'eau définie.

- 2 - Si les fissures, galeries, racines, constituent des accidents gênants pour la mesure des perméabilités et si on élimine en général les résultats correspondants de K, ces accidents n'en existent pas moins et toutes observations sur le comportement de l'eau à leur égard sont extrêmement précieuses, ainsi que l'effet brut chiffré qui peut s'en suivre sur la mesure de K, alors totalement aberrante.
- 3 - Les résultats des mesures de perméabilités sur le terrain sont extrêmement dispersés (cf. exemple chiffré en remarque en fin de chapitre). Plus encore que pour d'autres paramètres se pose le problème de la signification de mesures isolées. On a le choix de travailler avec des répétitions nombreuses (dix ou plus), ou de faire trois ou quatre répétitions pour obtenir un ordre de grandeur ; souvent, alors, les sens de variation de la perméabilité sur les horizons d'un profil sont directement interprétables.

b.2. Détermination de laboratoire sur échantillon non remanié
(cf. fiche technique n° 11)

Méthode VERGIERE

La méthode normalisée du laboratoire de VERGIERE (BOURRIER, 1965) consiste à découper un bloc de terre cubique de 10 cm de côté (ce qui suppose une tenue suffisante de l'horizon) qu'on place dans une boîte métallique ouverte sur deux faces opposées ; l'étanchéité entre le cube et la boîte est assurée en coulant de la paraffine. La mesure de la vitesse de filtration est faite au laboratoire sous charge constante de 10 cm. Les conditions expérimentales correspondent rigoureusement aux conditions de DARCY de la fig. 6b. (p. 48).

La méthode se prête bien entendu à toutes sortes d'adaptations : on peut jouer sur les dimensions du monolithe, sur la charge ; on peut également recueillir l'écoulement à la base par des systèmes de partiteurs cloisonnés permettant de juger de l'hétérogénéité du phénomène...

Une variante (HUMBEL et PELLIER, 1969) consiste à prélever un parallélépipède de terre par enfouissement au cric d'un cadre métallique tranchant, orienté dans la direction désirée, et à le soumettre directement dans son cadre à la charge hydraulique. Une batterie d'appareils peut être installée, sur le terrain même, et permettre des déterminations "à la chafne" : prélèvement au cadre, humectation préalable par ascension, mesure de débit sous flacon de Mariotte et éventuellement sur un partiteur, nouvelle mesure de débit après un temps de ressuyage ou dans la direction opposée, prélèvements et examen du parallélépipède humide lors du nettoyage du cadre... ainsi que des pesées globales et des prélèvements pour dosage d'humidité entre chacune de ces opérations. En conditions opératoires soignées et en sol ferrallitique meuble l'adhérence de la terre au cadre est bonne et le colmatage des bordures à la paraffine n'est qu'une précaution. A noter que le volume de terre étudié n'a pas de possibilité d'expansion latérale, comme dans l'horizon en place.

Comme toutes les autres, cette méthode reste peu en rapport avec les phénomènes naturels de circulation d'eau dans les sols, mais elle présente les énormes avantages de se prêter à toutes sortes d'expérimentations, de permettre en particulier des mesures dans diverses directions dans des conditions expérimentales rigoureusement identiques, d'autoriser la détermination d'autres caractéristiques sur le même monolithe (densité apparente en particulier).

Contrairement aux autres méthodes, le VERGIERE donne une caractéristique intrinsèque d'un échantillon libéré de l'environnement auquel il est soumis dans le profil. La détermination de K est trop dépendante de la technique pour que la comparaison soit possible entre les résultats VERGIERE et les résultats obtenus sur les mêmes horizons au sein du profil par des méthodes in situ. Mais la comparaison de mesures au laboratoire et in situ pratiquées systématiquement sur les horizons d'un profil pourra être intéressante pour approcher les effets réciproques, du point de vue comportement, des horizons les uns sur les autres dans le profil.

b.3. Détermination de laboratoire sur échantillon remanié

Test de perméabilité HENIN

C'est une méthode conventionnelle et délicate qui fait partie de la technique de mesure de la stabilité structurale de HENIN. Elle consiste à mesurer le coefficient K de la formule de DARCY sur un poids de 50 g d'échantillon de sol séché à l'air, tamisé avec précaution à 2 mm, placé dans un tube cylindrique de 8 cm² de section et soumis à une charge constante de 20 mm d'eau. Toutes les opérations de la manipulation, remplissage du tube, humectation de la terre, sont parfaitement standardisées. Les conditions expérimentales correspondent aux conditions de DARCY, à ceci près que le filtre débouche directement à l'air libre.

Les résultats restent soumis au risque d'une certaine occlusion d'air mais surtout, de tassement différent malgré les précautions prises. Ils sont largement dépendants des phénomènes de gonflement et de dispersion qui peuvent affecter l'échantillon. Ceci peut paraître un inconvénient de la méthode, mais c'est aussi tout son objectif puisqu'elle vise un test de comportement relatif à la stabilité structurale.

Il n'est donc pas étonnant que les valeurs de K ainsi obtenues ne sont pas rapprochables en valeurs absolues des résultats donnés par les méthodes de terrain : les ordres de grandeur même sont très différents. Mais les sens et amplitudes relatives de variation sont intéressants à comparer. Pour les sols instables, il est également instructif de suivre l'évolution de la perméabilité avec la durée de l'écoulement, de noter la charge colloïdale de l'eau recueillie, etc...

En définitive, toutes ces mesures de perméabilité sont des tests de comportement, qui ne correspondent qu'exceptionnellement aux conditions naturelles d'apport d'eau au sol. Ils sont cependant susceptibles de renseigner sur certains caractères des sols régissant la circulation de l'eau saturante et par extension de l'eau libre.

Remarque : Les mesures de perméabilité sur le terrain donnent des résultats généralement très dispersés dans l'espace ; il s'ensuit qu'on a pratiquement intérêt à travailler sur les médianes plutôt que sur les moyennes, afin d'éliminer l'influence excessive des valeurs extrêmes.

A titre d'exemple, sont donnés ci-dessous les résultats de dix mesures effectuées en surface (méthode MUNTZ modifiée PIGER), réparties au hasard sur le périmètre de 3 000 m² de sol ferrugineux tropical de Dilbini (cf. 211.53).

Valeurs de K en cm/H : 10 répétitions

15 - 25 - 55 - 62 - 110 - 261 - 347 - 371 - 376 - 1 580.

extrêmes : 15 - 1 580

moyenne : 320 (influence excessive de la valeur maximale)

médiane : 185

la moyenne sur les 9 valeurs excluant la maximale est : 180.

212.22. Infiltration de l'eau non saturante

a. Le schéma de FEODOROFF relatif à l'irrigation d'un sol initialement sec

L'interprétation de FEODOROFF (1965) repose sur une série d'expériences réalisées en irrigant en laboratoire des échantillons de sol secs, homogènes et remaniés, et mettant en évidence les résultats suivants :

- "lorsqu'une colonne de sol sec et homogène
" reçoit une pluie d'intensité constante, le
" front visible d'humectation progresse à
" vitesse constante V, à l'exception du début
" de l'essai où les vitesses sont plus éle-
" vées mais décroissantes en fonction du
" temps. Le stade initial n'affecte qu'une
" faible profondeur d'humectation", qu'on
" appellera z_i et au-delà de laquelle on a
" donc :

$$z = z_i + V (t - t_i) \quad \text{cf. fig. 7}$$

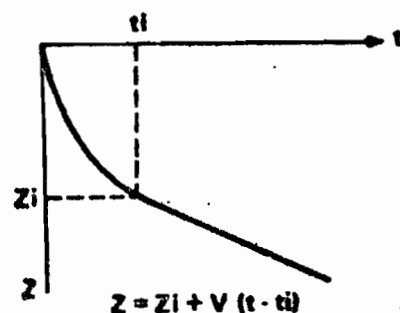


fig. 7

- cette vitesse d'avancement constante du front varie avec l'intensité d'arrosage I : pour les faibles intensités, il y a pratiquement proportionnalité entre V et I, puis l'augmentation de V avec I est moins que proportionnelle ; cette variation s'ajuste bien à une relation de la forme :

$$V = V_{li} (1 - e^{-\mu I}) \quad \text{cf. fig. 8}$$

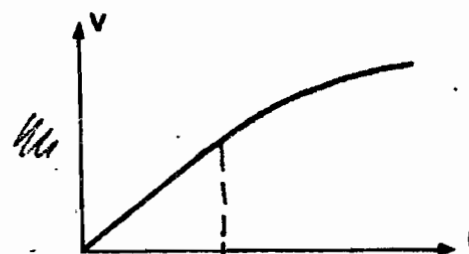


fig. 8

I est l'intensité d'arrosage

μ est un coefficient qui a les dimensions de l'inverse d'une vitesse, assimilable à une impédance.

Au point de vue distribution de l'eau, les profils hydriques sous infiltration comportent en gros quatre zones, de bas en haut :

- le front d'humectation, de très faible épaisseur, nettement visible.
- une zone à grand gradient d'humidité surmontant le front, toujours nette, mais souvent difficile à limiter vers le haut.
- une zone intermédiaire, qui correspond à une humidité constante avec la profondeur, du moins dans les sols argileux à structure stable et les sols sableux ; dans les autres cas, on observe une accumulation d'eau croissante de bas en haut.

- une zone superficielle, de 2 à 3 cm d'épaisseur, où l'humidité est supérieure ou identique à celle de la zone intermédiaire, rarement plus faible : la structure superficielle semble influencer pour déterminer des réactions différentes des sols.

Au cours de l'infiltration, tout se passe comme si le front d'humectation se déplaçait à une vitesse propre, dépendant de l'intensité d'arrosage, la zone intermédiaire s'allongeant au fur et à mesure de cette progression, les valeurs d'humidité observées dépendant aussi de l'intensité d'arrosage :

- le front est d'autant plus humide que l'arrosage est plus intense, mais cette variation est très différente suivant les sols ; la capacité au champ est située dans la gamme des valeurs d'humidités possibles du front.
- pour les faibles intensités d'arrosages, l'humidité de la zone intermédiaire est pratiquement indépendante de l'arrosage, puis croît ensuite avec l'intensité de façon variable suivant les sols. Autrement dit, à l'arrière du front, la zone intermédiaire est le siège d'une accumulation d'eau, relativement plus importante avec les intensités élevées. La valeur limite de l'humidité de la zone intermédiaire (indépendante de l'arrosage) sera appelée humidité minimum à l'infiltration ; elle est toujours supérieure à la capacité au champ.

L'augmentation de l'humidité de la zone intermédiaire avec l'intensité d'arrosage est plus importante que celle de l'humidité du front : tout se passe donc comme s'il y avait freinage au niveau de la zone à fort gradient d'humidité surmontant le front, ce freinage entraînant un engorgement de la zone sus-jacente et étant plus important pour les arrosages forts. L'engorgement apparaît peu influencé par les propriétés texturales mais fortement dépendant de l'état structural.

L'ensemble de ces phénomènes observés ne peut être expliqué par les ^{seules} théories de la capillarité ; ni par le processus proposé par YOUNGS. Celui-ci suppose que l'eau tombant sur un sol sec amène la couche superficielle du sol à une certaine humidité puis, une quantité d'eau de plus en plus élevée étant retenue dans les couches successives, constitue la zone à fort gradient d'humidité surmontant le front ; pendant le stade initial la vitesse de progression du front décroît. Jusque là il y a conformité avec les faits. A l'issue de ce stade initial, en régime stable, il n'y aurait alors que simple translation par allongement de la zone à humidité constante ; ceci expliquant la vitesse constante et la zone intermédiaire à humidité constante du profil d'infiltration. Mais la réalité de ce processus suppose l'égalité de Z_i profondeur mouillée à partir de laquelle s'établit le régime stable et Z_f épaisseur de la zone à fort gradient ; or, ceci n'est pas réalisé (cf. fig. 11).

FEODOROFF (1965) propose un schéma explicatif basé sur la prise en considération du déplacement et du logement de l'eau dans des pores de dimensions données ; "d'après les résultats expérimentaux tout se passe en effet "comme si deux phénomènes jouaient conjointement : une masse d'eau se "déplaçant vers la profondeur sous l'effet de la gravité et de la succion en "suivant un chemin préférentiel correspondant à des pores relativement "gros ; simultanément des pores plus fins, encore vides, prélevant par "succion, sur cette masse, des quantités d'eau qui suivent un cheminement "latéral et échappent ainsi au mouvement descendant".

Un état donné d'humidité du sol peut être représenté du point de vue remplissage de la porosité (fig. 9) par une ligne brisée ABCD sur un graphique pores de dimensions croissantes - profondeur.

- AB est la profondeur mouillée
- la longueur du segment MN est proportionnelle à l'humidité au niveau considéré, les abscisses des points M et N correspondant aux limites des classes de pores occupées par l'eau.
- ainsi les tracés ABCD et A'B'C'D' représentent des profils hydriques quantitativement équivalents, mais pour lesquels l'eau est logée différemment.

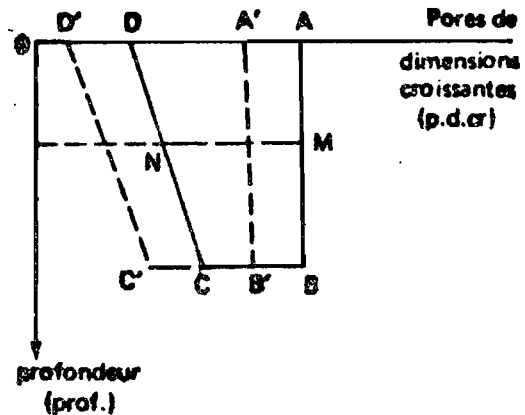


fig. 9

Le premier stade de l'infiltration sous intensité d'arrosage constante, celui pendant lequel la vitesse du front est décroissante, peut être représenté par la suite de figurés suivants :

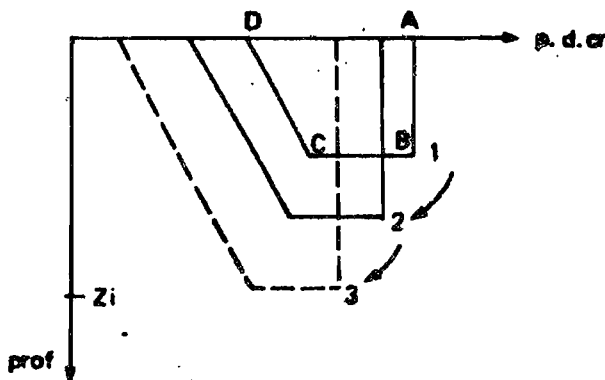


fig. 10

L'eau pénètre dans les pores les plus gros offrant le moins de résistance ; une partie va remplir des pores plus fins sous l'effet de la succion, une autre partie progresse vers le bas. A un stade donné le "remplissage latéral" est moins important vers la base (ce qui se traduit par le segment oblique CD ; avec $AD > CB$) du fait d'un contact moins prolongé du sol avec l'eau. Au fur et à mesure de la progression $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3$, la vitesse du front diminue, car l'humidité du front correspond à un remplissage de pores de plus en plus fins et offrant donc de plus en plus de frottement à la progression.

A partir de la situation 3, la vitesse devient constante ; l'humidité a atteint la profondeur Z_i : on doit admettre qu'à partir de là et jusqu'à la situation 4 où la zone à fort gradient d'humidité sera complètement formée, il y a équilibre dynamique entre les prélèvements latéraux aboutissant au remplissage des pores les plus fins non encore satisfaits et l'apport réglé par l'intensité d'arrosage ; l'humidité du front reste alors constante, ainsi que sa vitesse de progression. Au-delà de la situation 4 correspondant à la profondeur Z_f , il y a simple translation vers le bas.

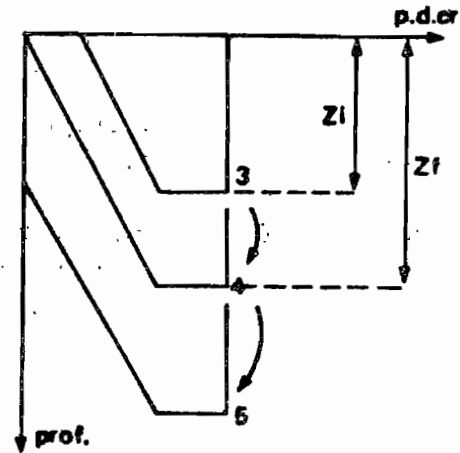


fig. 11

Les variations des phénomènes avec l'intensité d'arrosage peuvent être schématisées par les représentations a et b de la fig. 12 ($I_b > I_a$) relatives au stade à vitesse constante, avec :

- humidité zone intermédiaire (b) > (a)
- $Z_i (b) > Z_i (a)$
- engorgement (b) > engorgement (a)
- $V (b) > V (a)$
- $Z_f (b) > Z_f (a)$

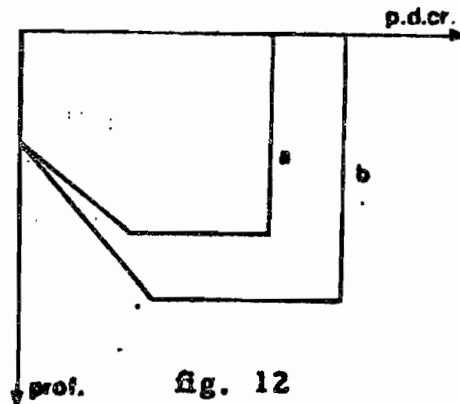


fig. 12

Ces schémas impliquent en définitive que l'eau "pénètre en coin" et progresse "en piston", ce qui est effectivement vérifié sur sol initialement sec par voie expérimentale.

Ces schémas peuvent ne pas être rigoureusement vérifiés suivant la nature et certaines propriétés des sols ; on a par exemple déjà souligné que la zone intermédiaire des profils hydriques peut ne pas avoir une humidité constante. L'état structural apparaît essentiel pour déterminer le comportement du sol à l'infiltration et toute modification de cet état, par gonflement, dispersion... en présence d'eau, modifie évidemment la porosité et les modalités d'expression du schéma. C'est là une voie de travail offerte par ce modèle.

b. Les paramètres de FEODOROFF

On a vu que la vitesse V de progression du front et l'humidité du profil, tout spécialement l'humidité de sa zone intermédiaire, sont liées à l'intensité d'arrosage.

Pour la vitesse, on a $V = V_{li} (1 - e^{-\mu I})$

Le paramètre μ est caractéristique de l'échantillon ; il a les dimensions de l'inverse d'une vitesse et est assimilable à une impédance. Plus la valeur de μ est élevée, plus l'engorgement et la tendance à la saturation du profil croissent rapidement avec l'intensité d'arrosage. En ce sens, c'est un paramètre dynamique, permettant un classement intéressant des sols. La détermination de μ peut se faire à partir de la courbe $V = V_{li} (1 - e^{-\mu I})$ obtenue expérimentalement par arrosage sur colonne de sol sec (FEODOROFF, 1965). Il suffit en fait de connaître deux points de cette courbe, soit deux couples de valeur V, I pour l'obtenir par calcul :

$$\left. \begin{aligned} \text{soit } V_1 &= V_{li} (1 - e^{-\mu I_1}) = V_{li} (1 - X^{I_1}) \\ \text{et } V_2 &= V_{li} (1 - e^{-\mu I_2}) = V_{li} (1 - X^{I_2}) \end{aligned} \right\} \text{ en posant } e^{-\mu} = X$$

$$\frac{V_1}{V_2} = \frac{1 - X^{I_1}}{1 - X^{I_2}} \quad \text{soit } V_1 X^{I_2} + V_2 - V_1 = V_2 X^{I_1}$$

$$\text{ou } Y_a(X) = Y_b(X)$$

Le système d'équations obtenues est soluble graphiquement ou par approximations successives ; il admet deux solutions correspondant aux coordonnées des points d'intersection des courbes $Y_a(X)$ et $Y_b(X)$:

- l'une des solutions correspond à $X' = 1$ soit $\mu = 0$, solution mathématique n'ayant pas de signification physique
- l'autre valeur, X'' , permet de calculer la valeur μ cherchée :

$$\text{Log } X'' = -\mu \quad \text{ou } \mu = \text{Log } \frac{1}{X''}$$

En reportant cette valeur dans les équations de V_1 et V_2 , on obtient deux approximations sur la valeur de V_{li} qui est également un paramètre caractéristique du sol variant en sens inverse de μ .

L'utilisation des paramètres μ et V_{li} , dont la détermination n'est pas courante, mériterait d'être envisagée au moins à titre d'essai et pour certaines études détaillées de dynamique :

- pour caractériser les sols
- pour rapprocher les valeurs obtenues du comportement des sols in situ à l'infiltration et des caractères structuraux du sol qui les régissent, afin de préciser ainsi leur signification.

L'humidité minima à l'infiltration, H_{mi} : c'est l'humidité de la zone intermédiaire pour les faibles intensités d'arrosage, dans la gamme où elle reste constante, indépendante de cette intensité. Son existence exprime que dans un sol sec, l'eau ne se déplace pendant l'arrosage que lorsqu'un remplissage minimum est assuré dans la zone intermédiaire. Elle est plus ou moins mais toujours supérieure à la capacité au champ, ce qui signifie qu'elle correspond à un remplissage toujours susceptible de redistribution après la fin de l'arrosage. Sa valeur dépend du taux de colloïde et de l'état structural du sol.

L'humidité minima à l'infiltration n'est réalisée en régime d'infiltration que tant que l'intensité de l'arrosage reste inférieure à une valeur limite dite intensité critique d'arrosage, I_c .

Ce couple de valeurs H_{mi} , I_c , est important à connaître dans les questions d'irrigation, le praticien devant viser à ne pas les dépasser tant pour éviter les risques d'asphyxie que pour limiter les pertes par évaporation. Il est également intéressant pour les questions de dynamique du sol : comme on l'a déjà souligné, il est en effet raisonnable de relier l'effet lessivant d'une pluie (dissolution, effet mécanique, capacité de transport) : à la quantité d'eau libre circulant, à la vitesse de cette circulation et à la façon dont elle se loge dans l'espace lacunaire au cours de son déplacement. D'où l'intérêt de situer des valeurs d'humidité observées sous infiltration par rapport à ces paramètres. Il est enfin intéressant de remarquer que l'intervalle entre l'humidité minimum à l'infiltration et la capacité au champ est un paramètre intrinsèque correspondant à la quantité minimum d'eau libre sujette à redistribution après toute pluie, aussi faible que soit son intensité.

L'humidité minimum à l'infiltration peut évidemment être déterminée d'après des courbes $H = f(I)$ établies au laboratoire par arrosage de colonnes de sols secs sous des intensités croissantes. Il est toutefois possible de la déterminer plus simplement à partir de la courbe $V = f(I)$ ou avec deux couples de points V , I comme pour le calcul de μ et V_{li} .

- On remarquera d'abord qu'en régime stable d'infiltration, le rapport I/V mesure l'humidité volumique de la zone intermédiaire

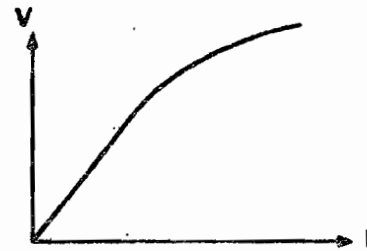


fig. 13

En effet, par unité de temps une hauteur d'eau I se répartit sur une longueur V de colonne de terre ; la progression du front par allongement de la zone à humidité constante correspond en régime stable à un remplissage de cette zone égal à $\Delta I / \Delta V = I/V$.

Cette relation permet ainsi de calculer pour tout couple I , V , l'humidité volumique de la zone intermédiaire : $H_v \% = I/V + H_{ov} \%$

($H_{ov} \%$ = humidité volumique initiale).

- se reportant à la courbe expérimentale V , I , la partie rectiligne de la courbe définit un remplissage correspondant à l'humidité minimum à l'infiltration égal à $I/V = dI/dV$ inverse de la pente de la tangente à l'origine de la courbe $V = V_{li} (1 - e^{-\mu I})$ qui donne $dI/dV_{I \rightarrow 0} = 1/\mu V_{li}$.

On a là un moyen de calcul simple de H_{mi} . Dans les cas où l'humidité de la zone intermédiaire n'est pas constante et où donc l'humidité minimum à l'infiltration n'est pas nettement définie, on a alors un moyen de définir par extension une valeur H_{mi} .

L'intensité maxima admissible (I_{max}) ou capacité limite d'absorption : c'est l'intensité maximum qui peut s'infiltrer dans un sol et au-delà de laquelle apparaît la saturation et généralement le ruissellement.

Cette intensité peut évidemment être déterminée expérimentalement, soit au laboratoire (arrosage de tubes de terre remaniée), soit au champ (cf. 212.22.d : infiltromètre de BERTRAND).

Mais cette intensité correspond en principe au remplissage total de la porosité P dans la zone intermédiaire d'où la possibilité de la calculer à partir de la formule $I/V = H_v \%$

soit $I_{\max}/V_{\max} = P$ ou $I_{\max} = P \cdot V_{\max}$.

en portant dans $V = V_{li} (1 - e^{-\mu I})$, on obtient :

$$V_{\max} = V_{li} (1 - e^{-\mu I_{\max}})$$

$$\text{d'où } 1 - \frac{V_{\max}}{V_{li}} = e^{-\mu P V_{\max}}.$$

équation soluble par voie graphique ou par approximations, dans la mesure où V_{li} , μ , et P sont connues. On obtient V_{\max} dont on déduit I_{\max} .

Les valeurs ainsi calculées ne sont qu'approchées ; elles sont généralement un peu supérieures aux valeurs déterminées expérimentalement car pratiquement il y a saturation du profil et refus à l'infiltration pour un taux de remplissage de porosité de l'ordre de 85 % seulement, le complément restant vide pour assurer l'échappement de l'air. Cependant les grandeurs calculées constituent une bonne approximation.

Il est inutile d'insister sur l'intérêt pratique d'un tel paramètre...

En conclusion, le schéma et les paramètres de FEODOROFF sont extrêmement intéressants parce qu'ils correspondent à un schéma de circulation confirmé par l'expérience et tenant compte des caractères de la porosité. En ce sens, on sait que les paramètres sont dépendants de l'état structural du sol et que le schéma peut même être plus ou moins modifié en fonction de cet état ; le champ de travail reste considérable pour relier plus étroitement ce comportement du sol à l'infiltration à son état structural et à sa porosité considérés du point de vue quantitatif et qualitatif. Un avantage de ces paramètres est de constituer vraiment des caractéristiques intrinsèques du sol, déterminés sur échantillons libérés de l'influence des horizons qui leur sont voisins.

Ce dernier aspect est aussi leur faiblesse ; un autre de leurs inconvénients étant d'être déterminés sur échantillons remaniés : l'état structural est profondément modifié et le résultat risque de dépendre de la préparation du sol. La théorie d'autre part est adaptée pour expliquer l'infiltration, dans la mesure où celle-ci est déterminée par la circulation de l'eau dans le profil sous-jacent, mais cesse de l'être lorsque l'infiltration est essentiellement dépendante d'un frein superficiel comme une croûte.

Enfin, la question se pose de l'extension du schéma et de la signification de ses paramètres dans les sols plus ou moins humides, ce qui correspond aux conditions d'infiltration les plus fréquentes dans la nature.

c. Extension aux sols en place et aux sols humides

Pratiquement, l'essai d'extension de ce schéma au sol en place revient à mesurer la vitesse du front d'infiltration dans le sol afin de vérifier la validité de l'équation $V = V_1 (1 - e^{-\mu I})$, dans les diverses conditions naturelles de pluie, d'humidité du sol, de variation verticale des propriétés physiques du sol.

L'estimation de l'humidité du sol par la formule $H_v = I/V + H_{v0}$ reste quant à elle valable, mais globalement ; en ce sens qu'elle suppose des régimes stables puisqu'en toute rigueur c'est le rapport $\Delta I / \Delta V$ qui mesure le remplissage instantané.

Pratiquement, il faut donc avant tout suivre de façon serrée et précise la progression du front d'humidité in situ, et mesurer l'évolution de l'humidité qui fait suite à son passage. Pour ce faire, le dispositif actuellement le plus adapté semble être le recours à une série de tensiomètres (cf. 212.45.b.2) échelonnés sur le profil, et dont les indications sont susceptibles d'enregistrement en continu.

De telles études in situ se heurtent à des difficultés inhérentes au matériel même étudié : la variation des caractères intrinsèques du sol avec la profondeur et la variabilité des conditions d'humidité offertes dans les sols en place au cours de leur évolution. Si tel est bien l'objet même des recherches, la multiplicité des facteurs et de leurs modalités peut compliquer le problème à l'excès.

Enfin, une difficulté propre à la technique de mesure de la progression du front est qu'elle ne permet pas de séparer la nature des phénomènes et en particulier de distinguer commodément l'infiltration et la redistribution gravitaire qui y fait immédiatement suite (cf. 212.3.).

Les études effectuées dans ce domaine sont cependant extrêmement encourageantes pour approcher, outre les conditions de réalisation de refus à l'absorption, la dynamique même du phénomène, les amplitudes de variations d'humidité mises en jeu et les vitesses de circulation.

En gros, les résultats suivants, directement utiles à l'interprétation des mesures hydriques, sont acquis (FEODOROFF, 1970) :

- lorsqu'un sol humide a reçu une pluie, on sait que le nouvel équilibre qu'il atteint correspond à la capacité de rétention, si bien que la hauteur de pluie égale au déficit hydrique par rapport à la capacité de rétention est prélevée par les couches desséchées, successivement rencontrées et échappe donc à la percolation. Ceci peut être appliqué couche par couche, quantitativement.
- la circulation sera donc différente suivant l'état initial d'humidité et on peut en donner le schéma suivant, traduit par l'évolution des profils d'humidité pendant l'infiltration et le ressuyage ; on supposera pour simplifier qu'on part d'un état humide homogène verticalement :
 - * si l'humidité du sol est inférieure à la capacité de rétention (ou capacité au champ), on aura un profil d'infiltration classique se raccordant au profil initial au niveau du front (fig. 14a).

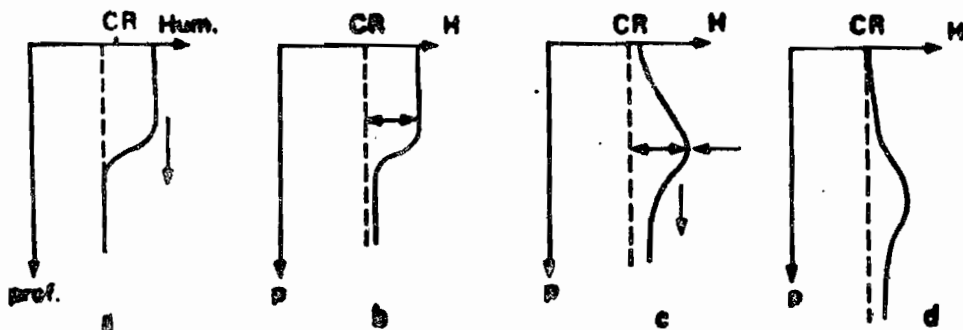


fig. 14 Evolution des profils hydriques dans le temps
(CR = capacité de rétention)

Lorsque la pluie cesse, il y a redistribution, le front continuant d'avancer jusqu'à établissement uniforme de la capacité de rétention.

* si l'humidité du sol est égale à la capacité de rétention, on assistera au phénomène de percolation ou drainage, s'exprimant comme le passage d'une vague (fig. b.c.d.), dont l'amplitude ΔH décroît au fur et à mesure de sa progression.

Ce qui intéresse le pédologue étudiant la dynamique de l'eau dans le sol est surtout de disposer, rappelons-le, de paramètres d'amplitudes et de vitesses, directement utiles à son interprétation. En ce sens, à défaut de paramètres répondant parfaitement à ces objectifs et faciles à déterminer au laboratoire, ou en complément de ceux-ci lorsqu'ils existent, il ne faut pas perdre de vue l'intérêt de l'expérimentation sur sol non remanié ou de la simple étude détaillée de quelques cas précis in situ, dont les résultats peuvent servir de base aux interprétations.

Ainsi, les techniques mentionnées plus haut pour suivre et analyser l'infiltration directement sur le sol en place peuvent être extrêmement utiles, tout en pouvant contribuer à faire avancer les connaissances de base sur le processus d'infiltration non saturante, à relier ces mouvements à la morphologie de la porosité...

Une autre méthode pour aborder l'étude de l'infiltration sur sol non remanié et à divers états d'humidité, serait de procéder à des expériences sur monolithes soit au champ sous pluie naturelle ou artificielle, soit au laboratoire. Ceci permettrait de disposer de quelques figures évolutives précises recherchées pour interpréter des données de profils hydriques en particulier, d'étudier les phénomènes en tant que tels, de déterminer éventuellement les paramètres μ et V_f ; en contribuant à préciser leur signification en de telles conditions. Un autre avantage de cette technique serait de pouvoir recueillir les solutions percolant et étudier conjointement la dynamique des matières sous diverses conditions de circulation.

d. Mesure directe du refus à l'infiltration. Un exemple d'appareil : l'infiltromètre de BERTRAND

L'infiltromètre de BERTRAND (cf. fiche technique n° 12) est un appareil couramment utilisé aux USA, qui permet d'arroser dans des conditions standard et contrôlées une parcelle d'une surface de l'ordre de 1 m². Les caractéristiques de l'appareil sont choisies pour pouvoir réaliser des pluies aussi proches que possible des précipitations naturelles (taille des gouttes,

répartition uniforme, vitesse au point de chute, énergie totale) et ceci dans une gamme de trois intensités : 64, 83 et 117 mm/h.

L'utilisation classique de l'appareil consiste à arroser pour étudier sous quelles conditions apparaît le ruissellement (intensité de la pluie et durée d'application de la pluie) et comment il évolue dans le temps : le cadre amovible permettant de limiter la parcelle comporte en effet un système récepteur à son aval et le débit des eaux ruisselées, qui sont récupérées dans un récipient cylindrique, est enregistré avec un limnigraphe. La présentation des résultats peut être faite sur un graphique I (intensité et débit en mm/h), en fonction du temps (fig. 15) :

- (1) : débit de la pluie
- (2) : débit du ruissellement
- (3) : débit infiltré obtenu par différence (1) - (2)

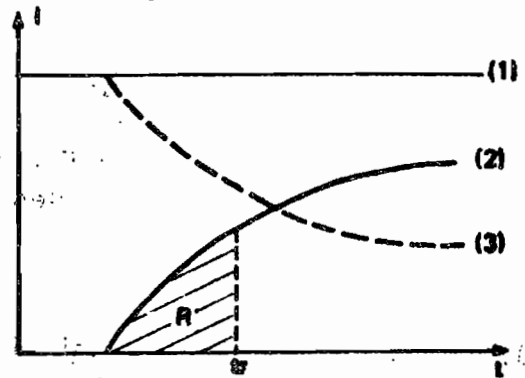


fig. 15

Les quantités d'eau ruisselées ou infiltrées correspondent aux surfaces limitées par les courbes et l'axe des t ; exemple R = quantité d'eau ruisselée à l'instant t_p.

Ainsi utilisé de façon standard, ce dispositif d'emploi commode rend de grands services sur le plan pratique et pour comparer les sols du point de vue susceptibilité au ruissellement. Il peut être utilisé sur pente ; il permet de comparer des mesures protectrices appliquées au sol, des façons culturales... Si on mesure le débit solide des suspensions, l'expérience renseigne sur l'instabilité structurale du sol et sa réaction sous l'effet de la pluie. Il ne s'agit cependant que d'un test de refus à l'infiltration et de susceptibilité du sol et non d'une mesure d'érodibilité, car dans les conditions de l'expérience, le ruissellement n'a pas le temps d'acquiescer son énergie normale et l'effet de la pente ne peut donc s'exprimer.

Un tel appareil peut être extrêmement précieux pour étudier expérimentalement l'infiltration in situ tel qu'évoqué plus haut, en couplant l'arrosage avec des mesures de vitesse de pénétration du front humide et d'évolution du profil hydrique sous infiltration. Son avantage est de réaliser des pluies artificielles parfaitement reproductibles, ainsi que de permettre de jouer sur différents paramètres de ces pluies : grosseurs de gouttes, énergie cinétique... Ceci semble particulièrement utile pour l'étude de la formation et de l'effet des croûtes superficielles.

L'inconvénient de l'appareil est de ne présenter qu'une gamme de réglages limitée et discontinue de ces paramètres de la pluie : trois intensités, deux diamètres et deux vitesses de gouttes à l'impact. Mais son prix est sans commune mesure avec les simulateurs de pluie qui présentent le double avantage d'offrir des performances plus complètes et plus souples, et d'opérer sur des surfaces assez importantes pour éliminer les effets de bordure internes.

En conclusion, un schéma rendant bien compte de l'infiltration de l'eau non saturante sur sol sec a été établi par FEODOROFF et l'extension de son application aux sols en place constitue pour le pédologue une voie prometteuse. Il est ainsi extrêmement intéressant de disposer d'un modèle et de paramètres encore peu utilisés mais sans doute directement utiles pour la caractérisation du sol sur le plan dynamique et pour l'interprétation des mesures hydriques.

Dans le sens de nos préoccupations, deux points paraissent particulièrement importants : l'analyse détaillée du facteur structure-espace lacunaire dans ces phénomènes de circulation, et l'influence de la stabilité structurale des horizons sur la dynamique du processus, tout particulièrement de la surface du sol (croûtes). La connaissance de ces éléments contribuerait non seulement à une meilleure compréhension des phénomènes d'infiltration, mais ouvrirait sur celle des effets de cette circulation de l'eau dans l'évolution des sols.

12.3. Phénomènes de redistribution de l'eau libre. Ressuyage. Engorgement. Saturation. Nappes

212.31. Le phénomène et sa dynamique. Capacité au champ.

La redistribution est le processus d'écoulement, qui après un apport d'eau, fait suite à l'infiltration : il se manifeste d'abord une fois stoppé l'arrosage sur un sol sec, généralement quelques minutes après, par une réduction dans la vitesse de progression du front d'humectation (fig. 16).

Ce processus conduit le sol à un état pratiquement stable, dit ressuyé, atteint après progression, per descensum, d'un front de redistribution. En fait, sans précautions particulières, l'évaporation ou l'évapotranspiration lui ajoutent leurs effets pour accélérer le ressuyage du sol et, au-delà, le conduire à un état plus ou moins desséché.

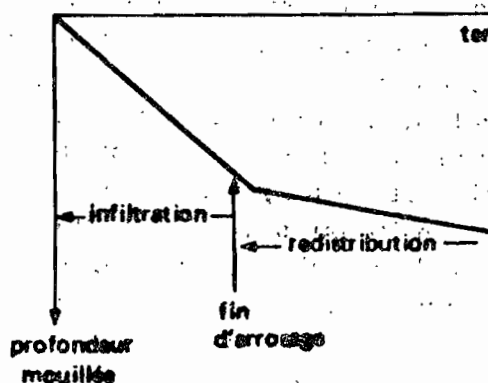


fig. 16

Ainsi, le phénomène de redistribution s'observe isolément quand on protège le sol de l'évaporation : l'évolution de l'humidité en fonction du temps montre une décroissance d'abord rapide puis qui s'amortit jusqu'à devenir négligeable ; au bout d'un certain temps l'humidité n'évolue que très lentement et on a pratiquement un palier : cette valeur qui limite le domaine de la redistribution est appelée capacité au champ ; cette humidité représente la quantité maximum d'eau retenue par le sol en place protégé de l'évaporation : elle est aussi appelée capacité de rétention ; elle a déjà été définie comme le remplissage de la "microporosité". Nous assimilons par la suite capacité de rétention et capacité au champ.

A l'issue d'un arrosage sur sol sec, l'eau affectée par la redistribution est soumise à la gravité, à laquelle s'ajoute l'effet de la succion du sol sec sous-jacent qui fixe l'eau libérée par les couches supérieures qui drainent.

Des expériences prolongées de redistribution dans les colonnes de sol entièrement humide (FEODOROFF, 1969 ; cf. 212.32.d.) montrent que la redistribution se produit en de telles conditions, soit donc sous le seul effet de la gravité : ce phénomène purement gravitaire ne s'observe évidemment que si l'humidité initiale est supérieure à la capacité au champ et s'arrête lorsque l'humidité atteint cette valeur ; mais dans ces conditions la redistribution est plus lente et se prolonge à faible vitesse beaucoup plus longtemps ; l'action de la succion exercée par la base sèche d'un horizon drainant provoque ainsi une accélération du phénomène, sans en changer l'allure. L'allure et la dynamique de la redistribution peuvent être suivies et représentées de diverses façons (fig. 17) :

- variation de l'humidité de la couche drainant en fonction du temps : courbe de type 1.
- courbe transformée de celle-ci exprimant la vitesse de ressuyage ($\frac{\Delta H}{\Delta t}$) en fonction de H : courbe de type 2.
- variation de la vitesse du front de redistribution en fonction du temps : courbe de type 3.
- profils hydriques établis à différents moments de la redistribution : (voir fig. 14).

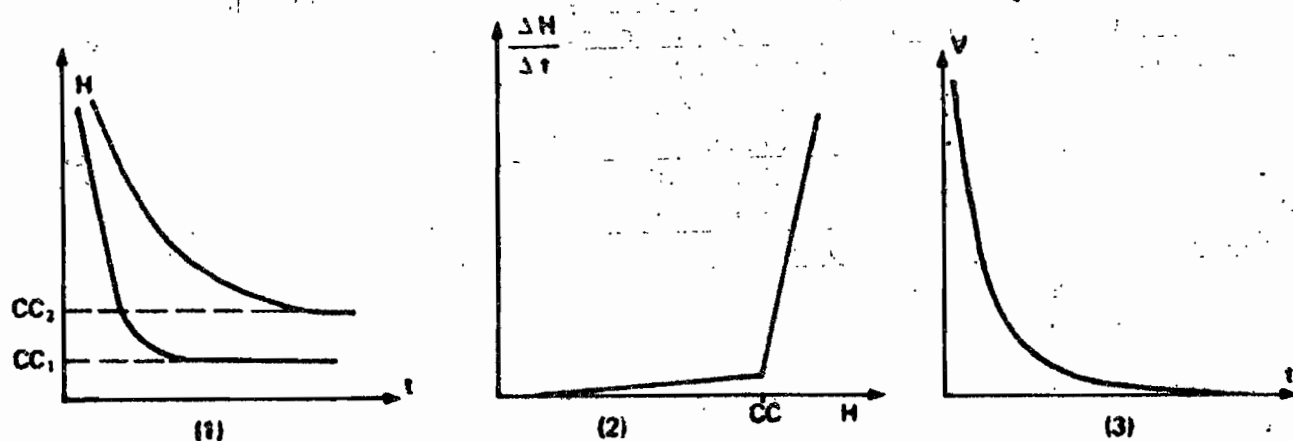


fig. 17

La dynamique de la redistribution et la capacité au champ dépendent des caractères intrinsèques du sol : granulométrie, arrangement structural et distribution de la porosité, mouillabilité et donc matière organique... ; l'eau redistribuée emprunte en effet les voies de la macroporosité jusqu'à sa limite inférieure, le phénomène s'arrêtant par définition une fois que celle-ci est vidée, le remplissage de la microporosité étant alors seul satisfait.

L'allure et la vitesse du processus sont en outre sous la dépendance de l'état hydrique du sol préalable à l'arrosage et des conditions de cet arrosage. L'état hydrique préalable conditionne le degré de remplissage à satisfaire jusqu'à la capacité au champ : plus l'humidité initiale est élevée et plus l'épaisseur qui se trouvera portée à la capacité au champ sera grande

pour un même apport d'eau. L'état hydrique des horizons profonds règle en outre l'existence et le jeu des forces de succion qui interviendront dans le ressuyage.

Quant aux conditions d'arrosage, on constate que la vitesse du front de redistribution est supérieure après un arrosage plus intense, mais que surtout elle augmente avec la dose d'arrosage ; moins que proportionnellement cependant à cette dose, si bien qu'en définitive à un apport d'eau plus important correspond, toutes proportions gardées, un phénomène plus lent et plus prolongé.

En définitive et compte tenu des facteurs intervenant dans la redistribution, la capacité au champ est une valeur difficilement accessible puisque :

- le phénomène de redistribution s'amortit, et la décroissance de l'humidité à très faible vitesse se poursuit longtemps,
- la dynamique du phénomène est non seulement sous la dépendance des caractères intrinsèques du sol, mais du profil hydrique initial du sol et des conditions d'arrosage précédant la mesure, c'est-à-dire pour le sol en place de la séquence climatique où on se situe. Ainsi, pour déterminer la capacité au champ, il n'est pas possible de fixer une simple durée de ressuyage - sinon très longue - au bout de laquelle on se situerait dans des conditions comparables de ressuyage.

Pratiquement il est admis que la capacité au champ telle que définie plus haut et mesurée sur le sol en place bien ressuyé, peut présenter une variation relative de 10 à 15 % (RODE, 1960 ; FEODOROFF, 1962) et pour la plupart des sols, on parlera d'une "zone de la capacité au champ". Une valeur moyenne précise peut toutefois être ainsi obtenue par mesure directe au champ sur sol ressuyé en suivant d'une part l'évolution de l'humidité dans le temps pour vérifier à quel moment le palier est effectivement atteint et en faisant d'autre part des répétitions. Cette valeur au champ sert de référence pour toutes les autres méthodes de détermination qui ont été recherchées.

Il est toujours utile en fait et quelle que soit la méthode, de ne pas se contenter de mesurer l'humidité du sol après un délai suffisant de ressuyage, mais d'étudier en tant que telles, sur quelques cas précis, l'évolution de l'humidité des couches drainantes et la dynamique du ressuyage : la capacité au champ sera définie soit comme asymptote de la courbe humidité-temps, soit comme l'humidité du point singulier de la courbe de la vitesse de ressuyage à partir de laquelle cette vitesse devient négligeable. On verra (cf. 212.32.c) que ces courbes peuvent être d'interprétation délicate et ne permettent pas toujours de déterminer la capacité au champ avec une très grande précision ; il est donc raisonnable en définitive de considérer une zone de la capacité au champ à 10 % près, quelle que soit la méthode. Mais de toute façon, en fonction de nos objectifs, ceci est un inconvénient mineur en face de l'avantage de connaître l'allure du phénomène de redistribution, si possible sous différentes conditions : les courbes de ressuyage permettent en effet d'estimer les quantités d'eau susceptibles de circuler à vitesse rapide et plus lente et d'interpréter en termes de circulation probables des valeurs d'humidités observées en place. Enfin, toujours en fonction de nos objectifs, il est également intéressant, chaque fois que possible et au moins dans quelques cas précis, d'analyser conjointement l'ensemble du phénomène, c'est-à-dire non seulement la percolation des horizons qui drainent mais aussi l'immobilisation de l'eau dans les horizons sous-jacents.

212.32. Détermination de la capacité au champ et moyens d'étude de la redistribution

a. Détermination sur le sol en place, après une période pluvieuse

Le sol ayant été préalablement bien humecté par des pluies, est abandonné au ressuyage tout en étant protégé de l'évaporation. L'humidité, élevée au début, décroît pour atteindre une certaine valeur à partir de laquelle elle n'évolue que très lentement ; cette valeur est la capacité au champ (HENIN et al., 1969).

Nous ne reviendrons pas sur l'intérêt de suivre l'évolution de l'humidité dans le temps plutôt que de se fixer une durée de ressuyage suffisamment longue ; nous essaierons de voir les avantages, les inconvénients et les difficultés de mise en oeuvre de cette méthode directe.

La première difficulté est la réalisation de la protection de l'évaporation. Sur sol nu, on peut disposer une toile plastique sur le sol. Mais sachant que l'évaporation - toujours sur sol nu - ne touche que les horizons superficiels du sol, l'étude de l'évolution des profils hydriques sans aucune protection permet aussi de déterminer la capacité au champ au-delà d'une certaine profondeur. Pour le sol sous couvert végétal, l'annulation de l'évaporation n'est possible que par destruction de celui-ci, ce qui n'est pas toujours compatible avec les autres objectifs poursuivis sur le site étudié.

L'intérêt de la méthode est de mesurer une caractéristique in situ sans perturbation du milieu sol et sous des conditions d'arrosage absolument naturelles. Ce dernier point est en même temps un avantage et un inconvénient : les conditions d'arrosage n'étant évidemment pas standard, la dynamique de la redistribution est dépendante de la séquence climatique après laquelle on opère et ceci renforce la nécessité de tracer la courbe de ressuyage. En définitive, on peut ainsi étudier des cas multiples et approcher l'action des différents facteurs réglant cette dynamique, mais en restant entièrement tributaire des conditions naturelles qu'on ne maîtrise pas.

Cette détermination in situ suppose une bonne connaissance du profil sur lequel elle est pratiquée et des observations sur la répartition de l'eau une fois l'équilibre atteint : il convient en particulier de s'assurer que cet équilibre correspond bien à un stade ressuyé et non par exemple à un état d'engorgement par défaut de perméabilité d'un horizon sous-jacent. Cette précaution s'impose d'ailleurs pour toutes les méthodes in situ.

Au point de vue pratique, la détermination consiste en l'établissement de profils hydriques successifs (cf. 221). Les méthodes de mesure d'humidité in situ non destructives (méthode neutronique associée ou non à des enregistrements tensiométriques) sont idéales si toutefois l'appareillage est susceptible de fournir la précision suffisante : elles permettent des mesures aussi nombreuses et fréquentes que l'on veut, car elles sont rapides ; elles permettent aussi de tracer des courbes de ressuyage correspondant aux emplacements des appareillages et libérées de l'hétérogénéité du terrain. Au contraire, la méthode des prélèvements à la tarière est destructive ; elle oblige donc à des répétitions dans l'espace, alors que l'exécution des prélèvements est déjà longue. Non seulement elle met en jeu des nombres

d'échantillons importants, mais il est matériellement difficile de suivre le début de la redistribution, où l'évolution de l'humidité est rapide et suppose des prélèvements rapprochés.

Au point de vue échelle de temps en effet et ceci s'applique à toutes les méthodes, il est recommandé de prendre une échelle de type logarithmique, telle que 5 mn, 15 mn, 45 mn..... jusqu'à plusieurs jours.

Pour la détermination de la capacité au champ par des mesures périodiques d'humidité in situ (méthode des "paliers"), FEODOROFF et GUYON (1972) proposent le protocole simple suivant qui a fait ses preuves en conditions tempérées : les mesures doivent être effectuées en évitant les périodes de gel et de dessèchement et en réalisant à chaque date, au minimum trois répétitions dans chaque couche étudiée. On répète dans le temps à des intervalles de 7 à 15 jours, jusqu'à obtenir au total 50 mesures par horizon. Les paliers d'humidité constante peuvent être déterminés graphiquement, ou mieux, pour éviter les interprétations subjectives, par une méthode de calcul sur ordinateur à l'aide d'un programme mis au point à l'INRA-Versailles (FEODOROFF et al., 1969).

b. Détermination sur le sol en place, avec arrosage artificiel

Cette technique permet d'être maître de la dose et du mode d'arrosage et ainsi, soit d'obtenir des mesures comparables entre elles en fixant ces paramètres, soit de procéder à de véritables expérimentations en les faisant varier. Jusqu'alors, elle a surtout été utilisée pour déterminer la capacité au champ après des doses d'arrosage importantes et massives déterminant une infiltration en régime saturé sur de petites surfaces limitées ; toutes les variantes sont concevables et les possibilités techniques de simulation de pluie élargissent l'éventail d'expérimentations possibles ; mais il va de soi que recourir à des pluies artificielles sur des surfaces suffisantes engage des moyens matériels toujours importants.

Comme exemple de méthode peu coûteuse utilisant une infiltration d'eau saturante sur un petit volume bien limité, on prendra la technique utilisée par COMBEAU et QUANTIN (1963) (cf. fiche technique n° 14). Elle consiste à enfoncer dans le sol un cylindre d'un diamètre voisin de 30 cm, comme pour une perméabilité MÜNTZ, puis à arroser avec une quantité d'eau déterminée et à protéger de l'évaporation. Une fois terminée l'infiltration, les auteurs, opérant sur sols ferrallitiques très perméables, faisaient des prélèvements échelonnés après 5, 20 et 43 heures de ressuyage dont ils déduisaient la capacité au champ pratiquement atteinte dans ce cas au bout de 20 heures. La technique se prête à des prélèvements échelonnés comme on l'entend et peut donc permettre de tracer une courbe de ressuyage toujours souhaitable. On peut évidemment jouer sur les doses d'arrosage, observer la répartition de l'humidité après ressuyage... On protège facilement de l'évaporation en recouvrant le cylindre d'une feuille de plastique, et sur sa bordure extérieure, en recouvrant le sol par un petit talus de sable sec ou de terre sèche émietlée qui assure un mulch. Pas de problème particulier en opérant sur sol nu ; mais sous couvert végétal, il faut détruire ce couvert sur une surface dépassant suffisamment celle du cylindre et il est bon de vérifier une fois la mesure faite que des racines latérales n'ont pas contribué au dessèchement du volume de terre considéré par sa base ; on peut aussi prendre la précaution de sectionner préalablement de telles racines à la bêche, tout autour du cylindre.

Cette méthode au cylindre présente l'avantage d'être miniaturisée et d'intéresser un volume de sol bien isolé correspondant à l'intérieur même du cylindre. Elle impose, en contrepartie, de se limiter à ce volume de sol intérieur et interdit d'étudier le ressuyage plus profondément que les couches superficielles. Elle est donc surtout commode pour les horizons de surface, obligeant à des terrassements importants pour être pratiquée sur des horizons profonds qui doivent être décapés. Ceci confère à la méthode de donner des résultats rigoureusement comparables entre eux, mais de ne pas correspondre aux conditions de régime d'humectation du sol en place, pour l'étude des horizons profonds.

Pour pratiquer en de telles conditions d'humectation et étudier le ressuyage au niveau du profil sans perturbation, il faudrait de toute évidence arroser des surfaces plus importantes et recourir aux techniques vues pour le sol en place appliquées après des pluies naturelles.

Les résultats obtenus sur horizons décapés et sur profil non perturbé pourraient le cas échéant être intéressants à comparer. A condition toutefois que les différences soient suffisantes et apparaissent nettement, vu que les méthodes sont elles-mêmes relativement peu précises et qu'étant destructives, l'hétérogénéité du terrain affecte les résultats.

A ce sujet et à titre d'exemple, figurent ci-dessous les valeurs obtenues sur le sol de Dilbini (cf. 211.53) avec dix répétitions, sur cinq horizons, méthode au cylindre : l'erreur relative sur la moyenne au risque 5 % varie de 5 à 10 % suivant les horizons.

DIV. Capacités au champ en % poids Méthode au cylindre (COMBEAU-QUANTIN)

- 10 répétitions -

Profondeur	Moyenne	Intervalles de confiance 5 %			Extrêmes	
		Mn	Mx	Err. relat. 5 %	Mn	Mx
0- 10	6,9	6,4	7,5	7,5	5,8	8,2
25- 35	7,2	6,6	7,7	7,9	6,2	8,5
65- 75	7,8	7,4	8,2	5,1	6,7	8,7
115-125	8,4	7,5	9,3	10,5	6,3	11,2
150-160	9,8	9,2	10,4	5,9	8,4	10,8

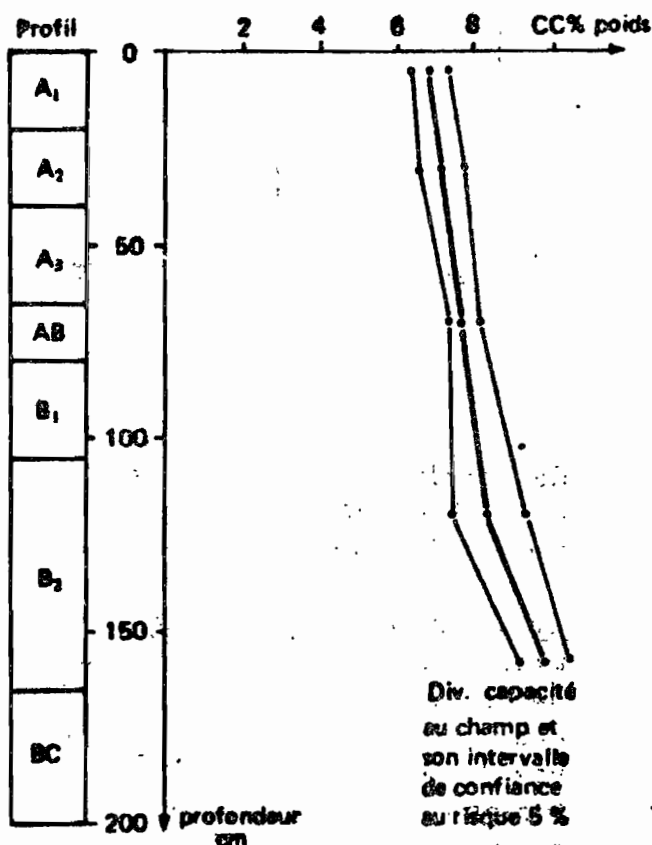


Fig. 18

c. Détermination en laboratoire et sur échantillon remanié, basée sur le ressuyage de la terre humectée en tube, au contact d'une masse de même terre sèche (cf. fiche technique n° 13)

Il faut d'abord noter que les déterminations de laboratoire sont possibles sur monolithes et qu'elles s'apparentent alors à la technique de terrain au cylindre, mais nous présenterons ici la méthode sur échantillons remaniés, mise au point par FEODOROFF et BETREMIEUX (1964). "Cette méthode consiste à étudier la vitesse d'écoulement de l'eau à partir d'un sol saturé, en reproduisant au laboratoire, d'une façon accélérée, le phénomène de redistribution avec des échantillons remaniés. On obtient ainsi, pour un sol donné, une courbe expérimentale $H = f(t)$ où H est l'humidité en % de poids et t le temps. Pour chaque intervalle de temps expérimental, on calcule $(\Delta H / \Delta t)$. Les valeurs sont portées en ordonnée sur un graphique où les humidités moyennes H de l'intervalle considéré sont portées en abscisses".

La capacité au champ, étant définie comme l'humidité correspondant au passage de la dynamique rapide à la dynamique lente, se déduit de la courbe obtenue. De telles courbes peuvent présenter une assez grande diversité (cf. fig. 19) et il va de soi que si l'interprétation d'une courbe de type (1) est facile vu le raccord brutal entre les deux branches correspondant aux deux dynamiques, les autres sont plus délicates. L'étalonnage à partir de la capacité au champ déterminée sur le terre a cependant permis aux auteurs,

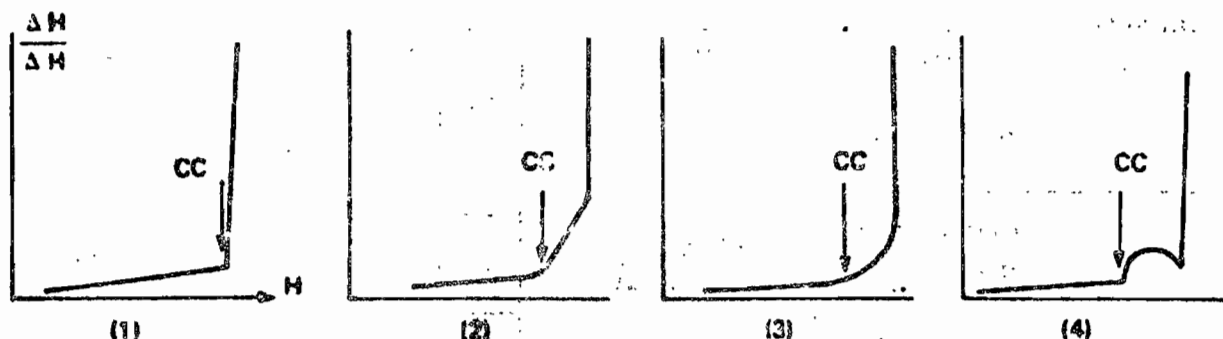


fig. 19

de conclure que cette valeur se situe, sur les courbes de redistribution, à la limite supérieure de la branche à dynamique lente, tel que représenté sur les différentes formes de courbe de la fig. 19.

Au point de vue pratique, on opère avec des tubes de terre portés à saturation en immergeant leur base, puis mis en contact intime avec un volume de terre approximativement égal à six fois leur propre volume (là est la cause de la dynamique accélérée), le tout étant maintenu à l'abri de l'évaporation : les tubes sont sacrifiés pour mesurer l'humidité au bout des temps $t_1, t_2 \dots t_n$ choisis proches d'une progression géométrique, du moins en début d'opération.

Les conditions d'humectation ne conduisent qu'à une saturation incomplète et variable suivant les cas (85 à 100 %), mais dans cet intervalle ce facteur ne paraît pas influencer sur la dynamique du phénomène ; d'autre part, la distri-

bution de l'humidité dans les tubes drainant ne montre pas de gradient dans les conditions expérimentales fixées; d'où facilité de manipulation et sécurité des prélèvements pour dosage d'humidité.

La méthode est seulement délicate pour le compactage de la terre dans le tube : s'il intervient peu pour les sols à texture moyenne, les résultats sont très dépendants du tassement de la terre dans le tube pour les sols sableux ; dans ce cas, on obtient des résultats concordant avec les déterminations au champ dans la mesure où on réalise dans le tube une densité apparente voisine de celle du sol en place ; quel que soit le type de sol, il est prudent de ne pas trop s'éloigner de cette règle.

La méthode enfin est pratiquement inapplicable dans les sols gonflants (FEODOROFF, commun.verbale).

Au point de vue pratique et revenant au traitement des résultats, on doit faire une remarque qui s'applique à tous les cas où on étudie le ressuyage, aussi bien in situ qu'au laboratoire. Il est commode de représenter d'abord les variations de l'humidité H en fonction du temps t dans un système de coordonnées H ; $\log t$; ces variations s'ajustent généralement à une droite ou à plusieurs segments de droite (FEODOROFF, 1962) : ceci permet de juger d'éventuels résultats aberrants, de compléter les couples de valeurs mesurées par des couples ajustés ou extrapolés ; dans une limite raisonnable bien sûr : toute ambiguïté dans l'interprétation de la courbe vitesse/humidité et spécialement au voisinage du point singulier définissant la capacité de rétention doit être levée par des mesures complémentaires.

Cette méthode de laboratoire présente à priori l'inconconvénient de recourir à des échantillons remaniés. Cependant, la concordance avec les mesures de référence sur le terrain, vérifiée par les auteurs, lui confère un intérêt certain, tout en ayant permis de préciser ses conditions d'emploi (problème de compactage). La normalisation des conditions hydriques de départ lui confère enfin une valeur comparative intéressante.

Elle présente aussi un caractère conventionnel : le ressuyage ne se réalise pas comme dans le sol en place, au bénéfice des horizons sous-jacents, mais au profit d'une masse homogénéisée de l'horizon lui-même. D'après ce qu'on connaît de la dynamique du phénomène de redistribution, ceci doit influencer sur l'allure du ressuyage mais non sur la valeur de la capacité au champ. Cette particularité est un inconvénient comparativement aux méthodes avec arrosage en place dont les résultats sont plus globalement applicables aux interprétations dynamiques de l'évolution de l'humidité du sol en place. C'est toutefois aussi un avantage de disposer d'une méthode dégagée de l'environnement du profil permettant de déterminer la capacité au champ; elle peut être d'ailleurs parfois la seule applicable : tel sera le cas d'un A_2 reposant sur un B imperméable : il sera intéressant de connaître la capacité au champ intrinsèque de l' A_2 très difficile à déterminer sur le terrain où l'engorgement après arrosage est la règle, et où le ressuyage en place est difficile à suivre avec certitude.

d. Méthode de laboratoire de "redistribution gravitaire"
(FEODOROFF, 1969 ; FEODOROFF et GUYON, 1972)

On ne donnera ici que le principe de la méthode qui repose sur l'expérience suivante déjà évoquée : si on remplit des colonnes avec de la terre humidi-

fiée de façon homogène à des taux d'humidité encadrant la capacité de rétention et si on les abandonne verticalement à l'abri de la lumière et fermées à leurs deux extrémités pour éviter l'évaporation, on constate que dans les colonnes où la terre était initialement supérieure à la capacité de rétention et seulement dans celles-ci, il y a redistribution lente sous le seul effet de la gravité ; ceci se traduit par une accumulation d'eau à la base de la colonne et est d'autant plus net que l'humidité initiale était plus élevée.

La méthode consiste à réaliser ainsi six à huit colonnes portées à des humidités encadrant la valeur estimée de la capacité de rétention. Sous le seul effet de la gravité, la redistribution est lente et il faut laisser les colonnes en ressuyage une à deux semaines ; le protocole préconise de fermer les colonnes à chacune de leurs extrémités, tout en les mettant en communication par un tube plastique. A l'issue du délai de ressuyage, les colonnes sont sacrifiées et leur contenu extrait et découpé en rondelles pour détermination du profil hydrique. La capacité de rétention correspond à l'humidité initiale la plus élevée pour laquelle on n'observe aucune redistribution.

Au point de vue pratique, la réalisation d'humidités croissantes et homogènes par malaxage de terre et d'eau et le remplissage des tubes avec ces terres humides, sont des opérations assez délicates. Il convient évidemment de faire une prise pour déterminations des humidités initiales au moment du remplissage.

e. pF de la capacité au champ. Humidité équivalente. Possibilités d'estimation de la capacité au champ

- Il est à présent nettement établi que la capacité au champ ne correspond pas à une force de succion déterminée : si la capacité au champ, comme l'humidité à différents pF croît avec le taux de colloïdes - argile et matière organique - elle est en outre largement dépendante de l'arrangement structural du sol. On constate (GRAS, 1962; COMBEAU et QUANTIN, 1963) que le pF correspondant à la capacité au champ augmente lui-même avec le taux d'éléments fins du sol, avec la teneur en humus et moins nettement, avec l'instabilité structurale. Il est donc aléatoire d'estimer la capacité au champ, comme il est parfois pratiqué, en prenant le taux d'humidité au pF 3,0 - 2,5 - ou 2,0 suivant la texture du sol et suivant les auteurs.
- Il coule de source qu'il est également aléatoire d'assimiler la capacité de rétention à l'humidité équivalente puisque ce paramètre, facilement déterminé en laboratoire, correspond pratiquement à pF 2,5.
- Seulement pour des horizons homologues de même famille de sols, à comportement comparable et pour lesquels on aura bien établi à quel pF correspond la capacité de rétention, on disposera d'un outil d'estimation pour ce cas d'espèce.

212.33. Conclusion sur la capacité au champ et l'intérêt de la connaissance de la dynamique de la redistribution de l'eau libre

En définitive, la capacité au champ reste, malgré une certaine imprécision de sa détermination, un repère essentiel pour l'interprétation de la dynamique de l'eau à partir de données d'humidité. Elle permet de distinguer l'eau

libre et l'eau retenue, l'eau rapide et l'eau lente ; la position du profil hydrique d'un sol par rapport à ce repère pourra permettre - avec d'autres éléments et tout spécialement des observations détaillées et les plus complètes possibles sur quelques cas de redistribution in situ - de prévoir quels vont être les mouvements de l'eau apportés par une pluie donnée, ou du moins quels sont les mouvements possibles. En ce sens la détermination de la capacité au champ gagne toujours à être assortie d'une analyse détaillée de la dynamique de la redistribution de l'eau libre dans quelques cas bien choisis et il pourra être utile de recourir à plusieurs méthodes dont les informations se complèteront : par exemple au niveau du profil sous pluie naturelle, sur horizons décapés avec arrosage standard, sur horizons remaniés au laboratoire ; il sera en tout cas indispensable de garder présent à l'esprit que les méthodes de terrain sont les méthodes de référence, mais qu'en certains cas particuliers de drainage interne défectueux ou bloqué dans le profil, elles ne sont pas indifféremment adaptées et peuvent être plus ou moins totalement en défaut pour atteindre la capacité de rétention d'un horizon, définie comme une de ses caractéristiques intrinsèques.

L'importance pratique de connaître cette capacité au champ explique qu'on se préoccupe avant tout de la dynamique de l'eau qui draine dans les horizons qui se ressuyent. Mais la redistribution de l'eau libre comprend aussi la fixation de cette eau par des horizons sous-jacents dont l'humidité est inférieure à la capacité au champ. Et cet aspect est extrêmement important pour nous, vu nos objectifs qui visent non seulement à la connaissance de la circulation mais aussi de ses effets.

Connaissant l'état hydrique et le repère capacité au champ pour un profil de sol ou à travers une toposéquence, on peut déjà établir des schémas probables de circulation de l'eau consécutive à une pluie, sinon de ses effets potentiels supposés : dans le processus de redistribution, la progression du drainage conduit en fin de compte le sol uniformément à sa capacité de rétention et se poursuit tant que cette situation n'est pas atteinte (cf. 212.22.c ; fig. 14), suivant des voies et avec des vitesses fonction du freinage opposé par la dimension et la morphologie de l'espace poral du sol.

De tels schémas probables peuvent être vérifiés par la mesure de l'état hydrique ressuyé qui donne la répartition finale de l'eau. Une connaissance plus intime de cette dynamique suppose des mesures directes, fines et rapprochées de l'évolution de l'humidité du sol et du front de redistribution. Comme pour les mesures portant sur le front d'infiltration, seules les méthodes permettant l'enregistrement paraissent des outils vraiment adaptés.

De telles études paraissent d'autant plus intéressantes que les quelques travaux entrepris sur ce sujet permettent de relier cette dynamique à des paramètres de l'organisation du sol et tout spécialement son état structural et sa porosité et qu'il est légitime de penser que cette voie doit conduire non seulement à relier plus étroitement les phénomènes de circulation de l'eau à leurs causes réelles, mais aussi à renseigner directement et à formuler des hypothèses sur leurs conséquences du point de vue migrations.

212.34. Engorgement. Saturation. Nappes

A plusieurs reprises, le terme d'engorgement a déjà été utilisé pour indiquer un excès d'eau. Telle est en effet sa signification classique ; encore est-il utile de chercher à le mieux définir et à préciser les moyens susceptibles de permettre de juger dans le sol d'un tel état et de son degré ou de son intensité.

On dira qu'un horizon est engorgé quand il est dans un état d'humidité supérieur à sa capacité de rétention ; sa macroporosité est alors plus ou moins complètement occupée par de l'eau, qui peut être exprimée à la main. Cet état est normal en cours d'infiltration ($H_{mi} > CC$) et aussi - sans qu'il y ait défaut de drainage - tant que le ressuyage après un arrosage n'est pas terminé. C'est donc lorsque pour une raison ou pour une autre le drainage ne se fera pas et qu'après un délai d'évolution suffisant (1 à 3 jours) la vidange de la macroporosité ne sera pas réalisée qu'on observera l'engorgement. Un tel état peut se prolonger plus ou moins longtemps ; il peut être aussi plus ou moins poussé : lorsque la totalité de la macroporosité est remplie d'eau, l'engorgement est complet : l'horizon est saturé.

En fait, la saturation ainsi définie est une situation réalisée in situ seulement dans les nappes : si l'eau est apportée par la surface, qu'il s'agisse d'un régime d'infiltration avec ou sans charge, une certaine partie de la porosité emprisonne toujours de l'air et son remplissage par l'eau ne dépasse pas 80 à 90 %. Aussi est-il préférable de définir la saturation comme l'état d'un volume de sol qui s'est incorporé la quantité d'eau maximum en présence d'un excès de liquide (HENIN, 1971), en retenant ces limites de remplissage de porosité comme des présomptions d'un tel état.

Juger d'une situation engorgée qu'on soupçonne, suppose de pouvoir comparer l'humidité du sol en place à une valeur de la capacité de rétention mesurée en dehors de ces mêmes conditions ; soit dans des conditions d'arrosage in situ éliminant la cause de l'engorgement (par exemple une dose suffisamment faible pour ne pas risquer de s'accumuler sur un horizon sous-jacent imperméable) ; soit par une méthode libérée de l'environnement des horizons voisins, comme la méthode de laboratoire exposée précédemment. En de telles circonstances il sera instructif, là encore, de comparer les courbes de ressuyage et non seulement les valeurs d'humidités et de capacité au champ. En sols à mauvais drainage interne, à faible macroporosité et tout particulièrement en sols gonflants, le ressuyage est toujours lent ou très lent ; l'engorgement tel que défini est donc en quelque sorte la règle, et le problème qui se pose est surtout celui de leur saturation.

Juger d'une situation saturée peut être évident : en présence d'une nappe installée dans un horizon à macroporosité forte ou en tout cas non négligeable la nappe se voit, on peut suivre l'évolution de son niveau hydrostatique... etc. Mesurer l'humidité correspondante est plus compliqué, alors que ce peut être indispensable pour des calculs de bilan ; de l'eau libre s'écoule immédiatement de tout prélèvement qu'on réalise ; il n'y a guère d'autre moyen que de réaliser un prélèvement volumique dans la nappe pour mesurer la porosité de l'horizon magasin, ce qui n'est pas toujours facile, ni précis : l'humidité volumique est alors considérée comme égale à la porosité.

A l'autre extrême, dans les sols compacts gonflants, on pourra avoir des horizons saturés, sans nappe et sans écoulement d'eau libre : la totalité de la porosité étant pratiquement remplie d'eau, mais celle-ci étant essentiellement retenue ou à mouvements très lents. Il est alors facile de juger d'une telle situation et de la caractériser en réalisant un prélèvement volumique permettant de déterminer et son humidité volumique et sa porosité totale du moment.

On ne saurait clore enfin ces quelques considérations sans souligner les difficultés pratiques d'étude des sols inondés et des horizons compacts sous-jacents à des nappes perchées : une telle entreprise suppose en effet d'isoler artificiellement de la nappe sus-jacente, le volume de sol à étudier.

Quant à la dynamique des nappes elles-mêmes, elle peut être suivie en utilisant des piézomètres : les tubes peuvent être en métal ou en plastique, et il est économique et souvent suffisant de remplacer les crépines du commerce par des perforations directement effectuées sur le tube (trous fins, traits de scie...). Certaines précautions doivent être prises dans la mise en place pour éviter des déboires :

- le tube doit être placé dans un trou de tarière nettement plus grand et en tout cas pas en force, ce qui lisserait les parois et pourrait boucher les perforations. Au contraire, le remplissage entre le tube et la paroi du trou avec du sable grossier, des granulés plastiques, réalisera une colonne filtrante évitant le colmatage et assurant le minimum d'inertie. Seule la partie supérieure de ce remplissage devra au contraire être bien colmatée pour éviter une infiltration préférentielle, en particulier d'eau de ruissellement.
- lorsqu'on se propose de réaliser des prélèvements d'eau pour analyse, il faudra prendre soin d'adapter la longueur crépinée et sa position, au problème étudié et au régime de battement et d'alimentation de la nappe, car on sait que les eaux des nappes peuvent être "stratifiées". Ainsi un piézomètre dont la crépine serait profondément immergée dans la nappe serait inadapté pour l'étude qualitative d'une alimentation par la surface : il faut dans ce cas que la crépine atteigne le plus haut niveau saisonnier de la nappe et recouvre bien la totalité de l'amplitude de son battement.
- l'implantation de la base du tube piézométrique est délicate lorsqu'on veut étudier la dynamique et l'épuisement saisonnier d'une nappe perchée peu épaisse reposant par exemple sur un B très imperméable. Si la base du tube n'est pas en contact avec le B, on manquera l'observation de son épuisement. Mais si la base du tube est plantée dans un trou foré dans le B, on observera, au-delà de l'épuisement de la nappe, celui de l'accumulation artificielle d'eau dans ce trou. Ce type d'implantation est cependant celui à préférer, à condition de bien connaître le niveau du B par rapport au fond du tube, ce qui peut nécessiter l'observation directe sur tranchée, a posteriori, une fois terminé le cycle de mesures.

212.4. Mouvements de l'eau suspendue ; potentiel matriciel. Potentiel total et potentiel efficace ; loi de DARCY généralisée. Application à l'ensemble des domaines de circulation
Mesure des paramètres

212.41. Rétention. Potentiel matriciel de l'eau dans le sol.

Origine de ce potentiel

C'est un fait d'expérience et une donnée classique qu'en deçà de la capacité au champ, l'eau est d'autant plus énergiquement retenue par le sol et moins mobile que le desséchement est plus poussé et qu'elle y est moins abondante.

L'extraction de l'eau ainsi retenue exige de fournir une certaine énergie : on appelle potentiel matriciel de l'eau dans le sol, l'énergie nécessaire pour en extraire une masse égale à l'unité et la porter à l'état d'eau libre, à la même hauteur, la même température et sans modification de concentration saline ni par conséquent de pression osmotique (HALLAIRE et BALDY, 1964).

Si on désigne par Ψ le potentiel matriciel ainsi défini, le travail à fournir pour extraire une masse d'eau retenue M est donc ΨM . Ce travail peut aussi s'écrire $V.P_s$, V désignant le volume de la masse d'eau et P_s une pression équivalente proportionnelle au potentiel : $\Psi M = V P_s$ d'où $P_s = \Psi \frac{M}{V}$.

Cette pression équivalente est fréquemment utilisée pour exprimer le potentiel matriciel : on l'appelle tension de l'humidité du sol, ou pression de succion ou succion matricielle ; l'unité de pression employée est généralement le cm d'eau et le niveau d'énergie de rétention dans le sol est alors commodément exprimé par le logarithme décimal de cette pression, désigné par le symbole pF.

Les forces en jeu dans les phénomènes de rétention, longtemps uniquement assimilées à des actions capillaires - on parlait alors de potentiel capillaire - sont en fait multiples : forces capillaires, pression de coin de DERJAGUIN, forces d'adhésion, pression osmotique des sels non solubles adsorbés...

Le potentiel matriciel Ψ défini plus haut, dont on mesure une valeur globale, représente la résultante des différentes composantes entrant dans le phénomène de rétention.

Dans le domaine de l'eau retenue, où le potentiel gravitaire peut être négligé devant le potentiel matriciel, l'équilibre d'humidité dans un sol suppose que le potentiel matriciel ait la même valeur en tout point du liquide ; mais on doit bien réaliser que ce potentiel pourra par exemple être dû essentiellement à un effet de capillarité en tel point du liquide et à un effet d'adhésion en tel autre.

C'est en effet au niveau de la répartition intime de l'eau dans le sol que doit être recherchée l'origine de son potentiel matriciel, et on doit citer ici le schéma des auteurs russes repris par HALLAIRE (1964) distinguant les films et manchettes :

- en des points tels que A où les particules solides présentent des faces à peu près planes, l'eau s'étale sous forme d'un film dont l'épaisseur est fonction de l'humidité. L'origine du potentiel au niveau de ces films où les phénomènes de capillarité sont absents, peut être expliquée par

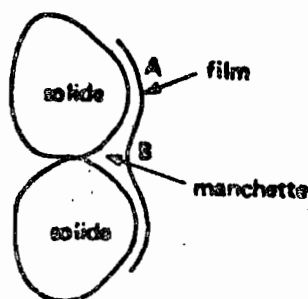


fig. 20

deux théories, permettant l'une et l'autre de calculer le potentiel en fonction de l'épaisseur du film, les résultats étant d'ailleurs assez concordants : il s'agit de la théorie de la pression intrafilmaire ou pression d'écartement ou pression à effet de coin de DERJAGUIN et de la théorie de l'adsorption exprimant la force d'attraction entre deux corps en fonction de leur distance.

- en des points tels que B (manchettes), la surface du liquide est suffisamment éloignée du solide pour que les forces ci-dessus soient négligeables ; par contre, les phénomènes de capillarité expliquent ici, au niveau des ménisques, le potentiel de l'eau.

En un point quelconque du liquide, le potentiel matriciel - exclusion faite de l'action des cations adsorbés - sera la somme $= \Psi_1(\text{film}) + \Psi_2(\text{manchettes})$ et dans le domaine de l'eau retenue une quantité donnée d'eau présente dans un sol tendra à se répartir à l'état de films et de manchettes, de telle façon que cette somme Ψ soit la même en tout point.

Des expériences de laboratoire faisant varier la tension superficielle du liquide (influant sur la seule quantité d'eau retenue sous forme de manchettes) confirment le comportement prévu par ce schéma en même temps qu'elles précisent les proportions relatives de l'eau présente sous forme de films et manchettes dans les différentes gammes de potentiel : pour un sol donné, l'eau est essentiellement sous forme de films aux potentiels élevés, les manchettes n'apparaissant qu'aux potentiels plus faibles. Il va de soi que l'organisation microscopique du sol détermine également les parts respectives des formes d'eau possibles et présentes : c'est sur cette base que les auteurs russes ont défini des terminologies plus détaillées de l'eau suspendue, en fonction des formes de liaison possibles déterminées par l'assemblage élémentaire des constituants dans les différents sols.

Pour terminer ces données générales, on doit enfin rappeler que les potentiels matriciels en régime de dessèchement et en régime de réhumectation sont différents (cf. fig. 21) : c'est ce qu'on appelle le phénomène d'hystérésis. L'explication qui a été donnée du phénomène, recourt à la capillarité : en régime de dessèchement les ménisques se raccordent tangentiellement aux parois des canalicules, alors qu'en régime d'humectation et pour un même remplissage, donc une même humidité, les ménisques se raccordent suivant un angle α , d'où un potentiel diminué dans le rapport

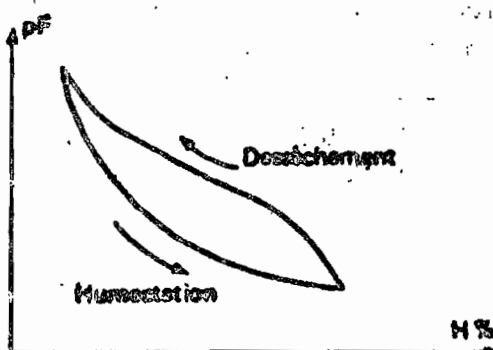


fig. 21

On doit immédiatement noter que ce phénomène peut tendre à renverser, ou en tout cas empêcher, la circulation prévisible de l'eau dans une terre homogène dans le sens de l'égalisation des humidités : la terre sèche pourra en effet avoir un potentiel Ψ (humectation) inférieur au potentiel Ψ (dessèchement) de la même terre plus humide mise à son contact, si la différence d'humidité n'est pas suffisamment importante.

212.42. Potentiel total. Loi de DARCY généralisée. Application aux différents domaines de circulation de l'eau dans le sol : aspect théorique et intérêt.

a. Equation de diffusion appliquée aux mouvements de l'eau suspendue.

Comme on vient de le signaler, si on met en contact une masse de terre humide et une masse de terre plus sèche, l'eau se déplace de la plus humide vers la plus sèche, à condition que la différence d'humidité soit suffisante pour qu'il existe une différence de potentiel susceptible de provoquer ce déplacement. On note que la vitesse de circulation est d'autant plus élevée que la différence d'humidité est plus élevée, mais reste toujours faible ; elle est en outre d'autant plus faible que l'humidité des échantillons est moins élevée : ceci exprime que la mobilité de l'eau décroît avec l'augmentation du potentiel.

Cette constatation engage à appliquer aux mouvements de l'eau non saturante l'équation générale de diffusion :

$$q = \lambda(H) \cdot \frac{d\Psi}{dz}$$

q = débit

λ = coefficient de conductibilité pour l'eau du matériau, qui est fonction de l'humidité H .

$\frac{d\Psi}{dz}$ = gradient de potentiel matriciel suivant la direction du déplacement considérée dz .

On suppose ici que le potentiel matriciel est seul responsable du déplacement, soit : sol suffisamment desséché pour que l'action de la gravité soit négligeable, conditions isothermes, absence de pression osmotique.

Cette loi peut aussi s'écrire : $q = D(H) \cdot \frac{dH}{dz}$,

définissant le coefficient de diffusivité $D(H) = (H) \cdot \frac{d\Psi}{dH}$

Nous nous bornerons à dire ici que cette équation rend effectivement compte des mouvements de l'eau retenue dans les sols dans certaines conditions : l'application en est en particulier vérifiée expérimentalement en conditions de régime permanent et sur échantillons de sols homogénéisés.

On traitera plus loin (cf. 212.42.c) de son application in situ et de son insuffisance apparente en régime non permanent, dans le cadre plus large d'une généralisation de la loi et du problème à l'ensemble des domaines de circulation de l'eau dans le sol en faisant intervenir le potentiel total (cf. 212.42.b).

b. Loi de DARCY généralisée. Potentiel total. Aspect théorique.

L'équation de diffusion appliquée plus haut n'est autre que la formulation d'une loi phénoménologique très générale exprimant que dans un transfert, le flux par unité de surface et de temps est proportionnel à la différence de potentiel responsable du mouvement sur la longueur du déplacement et qu'il dépend du corps assurant la transmission, se laissant traverser plus ou moins facilement (notion de conductibilité et notion inverse de résistance).

C'est la formulation de l'équation de DARCY au sujet de laquelle on a déjà fait un rapprochement avec la loi d'OHM ayant permis d'introduire la résistance hydraulique en régime saturé (cf. 212.21.a.).

Il est établi qu'une telle loi de circulation générale ou loi de DARCY généralisée est susceptible d'exprimer les transferts liquides dans les milieux poreux, et on va examiner d'un point de vue physique les conditions de son application dans les différents domaines de circulation d'eau dans le sol.

On écrira : $q = \lambda \cdot \frac{d\phi}{dz}$

pour une formulation unidirectionnelle suivant Oz, ϕ désignant le potentiel total de l'eau dans lequel nous retenons les trois composantes déjà vues : hydraulique, gravitaire, matricielle, en conditions homogènes de température et de pression osmotique.

Dans l'espace, l'expression plus générale de cette loi est, sous forme vectorielle : $\vec{q} = \lambda \cdot \text{grad. } \phi$

Dans tout ce qui suit, on se limitera à des mouvements verticaux, donc parallèles à la direction du potentiel gravitaire ; on supposera aussi que le sol est homogène et rigide.

En régime saturé, c'est la loi de DARCY : le potentiel total est le potentiel hydraulique ; la conductibilité hydraulique est une constante caractéristique du sol, qu'on a appelée aussi perméabilité K.

En passant en milieu non saturé, on peut faire la description suivante des phénomènes (GRAS, 1972) : le système poreux est occupé partie par une phase gazeuse et partie par la phase liquide, d'où diminution de la perméabilité du fait d'une moindre section efficace à la circulation du liquide : ainsi λ décroît avec H ; dans ces conditions, il existe aussi des interfaces air-eau qui font apparaître une tension de succion qui se compose avec l'action de la gravité dans la fonction potentiel. Ces différentes actions se combineront de façon différente en régime permanent d'infiltration, d'infiltration sur sol plus ou moins sec (humectation), de dessèchement ; mais les mécanismes responsables des déplacements restent les mêmes ; seules leurs modalités varient.

L'importance relative de la gravité diminue progressivement au fur et à mesure de l'assèchement du sol ; ainsi, si on suppose qu'on se trouve dans des conditions où seuls existent des mouvements verticaux, si on compte la profondeur z négativement à partir de la surface du sol et si on exprime tous les potentiels en cm d'eau, on a, en un point de profondeur z exprimée en cm, où l'humidité est H et le potentiel matriciel ψ :

$$\phi(z) = z + \psi$$

$$\text{ce qui donne } \frac{d\phi}{dz} = 1 + \frac{d\psi}{dz}$$

z correspond à la profondeur exprimée en centimètres, qui atteint au maximum, dans les études de surface, quelques centaines de centimètres,

ψ potentiel matriciel est égal à 1 000 cm à pF 3,0 et atteint 16 000 cm à pF 4,2.

On ne saurait perdre de vue la formulation exacte du potentiel total et les ordres de grandeur de ses composantes, afin d'éviter toute approximation abusive, en l'assimilant au seul potentiel matriciel dans le domaine de l'eau non saturante.

On conçoit aisément l'intérêt de l'outil que peuvent constituer une telle loi générale de circulation et le concept de potentiel total de l'eau dans le sol :

- alors que les seules mesures des humidités ne donnent qu'une succession de figures de répartition d'eau dans le sol, sans pouvoir préciser les cheminement permettant de passer de l'une à la suivante,
- la connaissance de semblables figures de répartition des valeurs de potentiel total renseignerait sur le sens des circulations qui tendent à l'égalisation du potentiel,
- l'application de la loi permettrait enfin de calculer les flux à l'intérieur du sol, pour tout volume assez petit et pour tout intervalle de temps assez court aux bornes duquel les situations initiales et finales seraient connues.

C'est l'objet même des préoccupations que nous nous sommes assignées en matière de dynamique de l'eau.

Ceci suppose toutefois que :

- l'application de cette loi générale aux sols différenciés soit confirmée et ses conditions d'application précisées (cf. 212.43. et 212.44).
- l'outil soit utilisable ; c'est-à-dire que les techniques d'observation et de mesures permettent d'accéder aux paramètres du sol responsables des circulations, soit essentiellement : potentiel (cf. 212.45) et conductibilité (cf. 212.46). On verra qu'on est assez loin d'une situation idéale de ce dernier point de vue.

212.43. Application de la loi générale de circulation aux sols. Ses limites.

a. De nombreux travaux de laboratoire ont montré que l'application de cette loi pour exprimer les transferts d'eau dans les sols est satisfaisante dans l'ensemble, quand on se trouve du moins en régime permanent. Il s'agit essentiellement d'expériences menées en conditions idéalisées : sur matériau homogène, avec des échantillons de taille moyenne, avec la maîtrise totale des différents facteurs et la mesure précise des différents paramètres, toujours ainsi en nombre assez réduit. Outre la vérification de cette loi, de

tels travaux ont permis d'étudier la variation de la conductibilité en fonction de l'humidité ou du potentiel, qui se présente suivant une courbe tel que figuré ci-contre (fig. 22). Les travaux récents, effectués dans le domaine de l'eau libre où les techniques tensiométriques permettent la mesure précise de son potentiel au sein du matériel étudié, ont également mis en évidence une complexité insoupçonnée des phénomènes régissant la circulation de l'eau non saturante en régime non permanent, entraînant une difficulté accrue d'accéder aux paramètres indispensables à l'application de la loi de circulation.

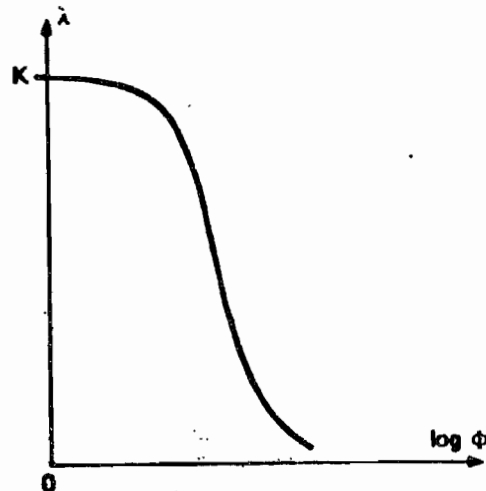


fig. 22

Ces études fines ont en particulier montré :

- la complexité des phénomènes d'hystérésis (THONY et al, 1970, VACHAUD et al, 1970) : il n'existe pas seulement une courbe ψ (H) pour le régime d'humectation et une pour le régime de dessèchement (cf. 212.41 et fig. 21), mais toute une série de courbes intermédiaires suivant la succession réelle humectation-dessèchement imposée. En d'autres termes, la relation ψ (H) dépend du régime mais aussi de l'état initial. Pratiquement ceci impose la mesure du potentiel in situ, mais il faut signaler aussi que ces phénomènes entraînent également la non-unicité de la relation conductibilité-potentiel.
- mais la relation ψ (H) n'est pas déterminée seulement par le régime et l'état initial ; en conditions de drainage, elle apparaît en particulier fonction de la vitesse du phénomène commandée par le saut de pression imposé (VACHAUD et al. 1971, SMILES et al. 1971). Ceci a permis aux auteurs de distinguer, pour une même humidité, une succion statique (vitesse très lente) et une succion dynamique qui en est d'autant plus différente que la vitesse imposée est plus élevée.

Sur le terrain et en conditions naturelles d'évolution les études sont beaucoup plus difficiles (hétérogénéité du sol, difficulté à contrôler les facteurs intervenant) ; c'est seulement depuis peu que les techniques tensiométriques permettent des mesures in situ de la tension, et les travaux en sont encore à leur début.

Mais il est intéressant de souligner qu'avec les seules mesures de potentiel matriciel réalisées au labo, la dynamique du dessèchement, en régime non permanent, avait depuis longtemps révélé des distorsions et même de franches contradictions avec la loi de circulation, dont l'importance interdisait de les attribuer tant à l'imprécision ou l'inadaptation des mesures qu'au seul phénomène d'hystérésis.

b. Insuffisance en régime non permanent. Cas du dessèchement.

Lorsque le sol ne subit pas seulement le transport liquide, mais est en même temps la source du débit observé, il n'y a plus concordance entre les faits observés et l'application de la loi de circulation. C'est ce qui se passe en particulier lorsqu'un sol ressuyé et sans nappe est soumis au dessèchement naturel par sa surface : le débit à tout niveau est assuré par le dessèchement des horizons sous-jacents ; l'évolution observée des profils hydriques n'est pas alors expliquée par la loi de circulation appliquée avec le potentiel matriciel (HALLAIRE, 1953). On peut même observer des contradictions flagrantes : on en citera une particulièrement spectaculaire rapportée par HALLAIRE (1964), consistant en une circulation à contre-gradient : un sol nu présentant un horizon superficiel plus humide que l'horizon sous-jacent et étant soumis à l'évaporation, l'horizon moins humide participe conjointement avec l'horizon de surface à la satisfaction de la demande, la circulation traversant ainsi cet horizon plus humide !

Le phénomène d'hystérésis ne peut expliquer que partiellement certains cas particuliers observés mais non l'ensemble des anomalies constatées. On va voir qu'HALLAIRE (1964) a proposé pour expliquer ces anomalies un schéma de circulation permettant de définir un potentiel efficace expliquant les transferts observés en conformité avec la loi de circulation.

212.44 Explication de la dynamique de dessèchement^(*). Potentiel efficace.

a. Données expérimentales sur le dessèchement

Dans les conditions naturelles de dessèchement, le sol est soumis, soit directement (sol nu), soit par l'intermédiaire de végétaux à une demande, une contrainte climatique, qui se traduit au niveau de la surface d'évaporation par une perte d'eau sous forme de vapeur.

On constate, sous sol nu par exemple, que tant que l'humidité de la terre est supérieure à la capacité au champ, l'évaporation est rapide et constante et intéresse toute la masse de terre (l'évaporation contribue ainsi directement au ressuyage du sol). En deçà de la capacité au champ, les pertes totales diminuent pour une demande constante : l'eau circule de moins en moins vite au fur et à mesure du dessèchement ; les couches supérieures reçoivent moins d'eau qu'elles n'en perdent et se dessèchent donc plus vite que les horizons sous-jacents. Une fois la surface du sol parvenue à une humidité en équilibre avec l'atmosphère, l'évaporation devient alors très lente, tout en gagnant une profondeur d'autant plus grande que le liquide circule plus lentement. Il y a pratiquement stabilisation au bout d'un certain temps en une forme de profil hydrique b de la fig. 23.

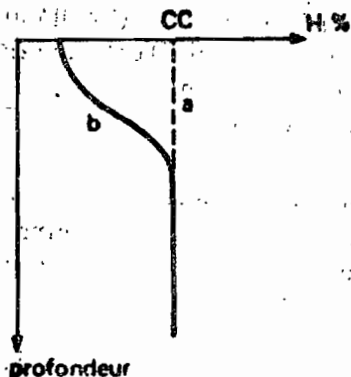


fig. 23 Sol nu

a → b

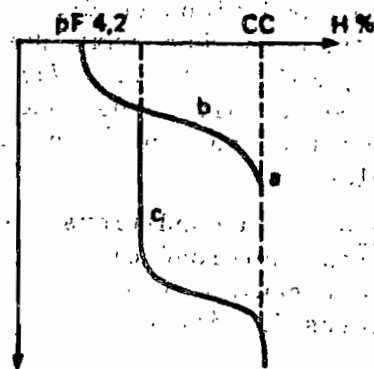


fig. 24 Sol sous végétation

a → b → c

(*) Dans tout ce chapitre, comme d'ailleurs dans le reste du document, on se limitera à considérer les transferts d'eau sous forme liquide, sans aborder le problème des transferts sous forme de vapeur. Pour l'étude des transferts liquides, en supposant des conditions isothermes comme on le fait, ceci est parfaitement justifié. Certes, en conditions naturelles, les gradients thermiques existent et peuvent entraîner des transferts sous forme de vapeur qu'on peut se représenter comme des distillations entre différents niveaux du sol. Nous les négligerons, car quantitativement ils sont toujours faibles, même lorsqu'ils deviennent prépondérants comme tout en surface du sol soumis à évaporation directe et lorsqu'un état de dessèchement suffisamment avancé est atteint.

Schématiquement, sous végétation, le prélèvement de l'eau s'effectue par les racines et intéresse donc une épaisseur de sol plus importante, qui se trouvera amenée en fin de compte à pF 4,2 : en gros, le profil hydrique final (c. fig. 24) est équivalent à la partie supérieure d'un profil hydrique de sol nu desséché se raccordant à une partie à pF 4,2, elle-même raccordée comme sous sol nu mais en-dessous de la zone de développement des racines à la capacité au champ (HENIN et al., 1969).

Le végétal prolonge ainsi, par rapport au sol nu, la période d'évaporation rapide et augmente le prélèvement d'eau total qui lui correspond. Mais avant d'arriver au point de flétrissement permanent, lorsque les conditions d'évaporation instantanée deviennent très intenses, le végétal se flétrit temporairement, la mobilité de l'eau dans le sol n'assurant plus un débit couvrant la demande trop élevée : c'est le point de flétrissement temporaire qui varie avec les sols, mais aussi en fonction des conditions d'évaporation et d'humidité du sol et ne correspond donc pas à un pF déterminé. On peut se représenter le phénomène en considérant que devant une demande trop élevée, la cohésion du réseau liquide assurant l'alimentation en eau se rompt partiellement (notion de rupture du lien capillaire des auteurs russes), limitant le débit du sol dans les conditions d'enracinement données à une valeur limite, d'autant plus faible que le sol est déjà plus desséché, et que le gradient de dessèchement est plus important vers la zone d'absorption ou d'évaporation directe.

En définitive, les données expérimentales confirment certes que l'évolution des profils hydriques en régime de dessèchement est bien dans une certaine mesure dépendante :

- du potentiel matriciel de l'eau dans le sol : elle est fonction des humidités initiale et actuelle (niveau de potentiel)
- des caractères intrinsèques du sol assurant une circulation plus ou moins facile de l'eau non saturante (conductibilité) ;

mais cette évolution apparaît aussi sous la dépendance de :

- la demande climatique qui réalise une succion plus ou moins intense, diversement discontinue...
- le mode d'évaporation, directe par la surface ou par l'intermédiaire des végétaux qui localisent cette succion dans le profil en fonction de l'abondance et de la répartition du système racinaire ;

le débit des transferts apparaît en particulier en liaison avec l'apparition plus ou moins rapide des gradients d'humidité dans le sol.

b. Schéma explicatif. Potentiel efficace (HALLAIRE, 1964)

La répartition et les itinéraires de l'eau dans le sol en voie de dessèchement sont classés en deux catégories :

- des voies privilégiées et réticulées, en bonne continuité, orientées dans la direction générale du mouvement ; on peut considérer que ces voies assurent le débit macroscopique observé. On appellera Ψ_e , potentiel efficace, le potentiel de l'eau dans ce réseau.
- enserrée à l'intérieur des mailles de ce réseau et débouchant dans ce système, une série de voies secondaires, borgnes et à circulation microscopique uniquement divergente, qui dessèchent l'intérieur de la maille et

jouent le rôle de source vis-à-vis du réseau principal. On désignera par $\Psi(H)$ le potentiel matriciel au centre de la maille considérée. Dans les conditions de ses expériences menées en laboratoire sur terre fine homogène, l'auteur assimile ce potentiel $\Psi(H)$ à la valeur qui peut être obtenue par les courbes pF - humidité couramment déterminées sur terre fine en laboratoire (cf. 212.45).

La circulation dans ces voies secondaires implique une différence de potentiel entre Ψ_e et $\Psi(H)$ pour assurer un débit $q_i = \lambda_i \frac{\Psi_e - \Psi(H)}{L}$

L étant la longueur du parcours du centre à la périphérie de la maille ; or, ce débit est par définition proportionnel à la vitesse de dessèchement :

$$q_i = K \frac{dH}{dt} \quad \text{d'où} \quad K \frac{dH}{dt} = \lambda_i \frac{\Psi_e - \Psi(H)}{L}$$

D'où le potentiel efficace dans les itinéraires principaux du réseau :

$$\Psi_e = \Psi(H) + \frac{KL}{\lambda_i} \frac{dH}{dt}$$

qui comprend en deuxième terme la vitesse de dessèchement du sol.

L'application de l'équation de circulation avec le potentiel efficace

($q = \lambda_e \frac{d\Psi_e}{dz}$) concorde avec l'ensemble des phénomènes expérimentaux et explique les anomalies apparentes observées ; elle permet en outre de retrouver certaines lois empiriques relatives au dessèchement (vitesse, débit...)

Ce schéma de circulation permet en définitive d'expliquer les phénomènes observés en conformité avec les lois théoriques relatives à la circulation, d'où son intérêt.

Deux remarques s'imposent à son sujet. La première, qui lui confère une plus grande généralité, est que son auteur l'a conçu dans le cadre plus large de la circulation de l'eau depuis le sol jusqu'à l'atmosphère par l'intermédiaire des végétaux, dans la suite : sol - racines (dont la disposition peut matérialiser les itinéraires principaux invoqués plus haut) - tiges - feuilles - stomates. La seconde est relative à la représentation concrète de la circulation sur un tel trajet : les transferts liquides paraissent se faire en une suite d'étapes, de franchissements, au cours desquels on observe une succession de chutes de potentiel en rapport avec l'importance des résistances hydrauliques interposées en série (HALLAIRE, 1964 ; DAUDET, 1970). Devant une demande de débit donnée, une résistance peut imposer à un niveau donné un débit moindre, voire nul, qui ralentit ou bloque tout le transfert à son aval : c'est ce qui se passe dans les sols en régime de dessèchement au niveau des mailles internes considérées dans le schéma lorsque des dessèchements excessifs apparaissent qui rompent la transmission.

Lorsqu'on rapporte enfin le schéma d'HALLAIRE à l'organisation réelle d'un sol (assemblage de ses constituants, morphologie de sa porosité), on arrive à une dynamique des transferts parfaitement cohérente et déterminée, mais pouvant être extrêmement complexe. Dans le schéma relatif à l'infiltration de l'eau non saturante, on était déjà arrivé à la notion de cheminements préférentiels et successifs dans le temps. Nous reprendrons toutes ces données pour examiner dans une discussion plus générale les relations entre la dynamique de l'eau dans les sols et leur morphologie (cf. 212.6).

Dans l'immédiat, ceci amène à la conclusion pratique qu'une quantité d'eau donnée, présente dans un sol, peut y être répartie de façon extrêmement variée en fonction de son état dynamique. Ceci pose tout le problème de la signification des mesures d'humidité, de potentiel, de conductivité, en fonction des techniques utilisées (échantillon remanié, à structure conservée, ou in situ), des conditions de la mesure (situation statique ou dynamique) et de l'échelle de la mesure (toute mesure non ponctuelle apparaît ne pouvoir fournir qu'un résultat de valeur globale).

212.45 Mesure du potentiel matriciel

a. Présentation : mesures de laboratoire et mesures in situ.

Signification des résultats

Laissant ici de côté le cas des milieux saturés, la connaissance du potentiel total en milieu non saturé nécessite essentiellement une mesure de potentiel matriciel (cf. 212.42.b.).

On dispose pour cela de deux séries de techniques :

- mesures de laboratoire : elles consistent en des mesures indirectes en regard de nos préoccupations qui sont de connaître à un moment donné la valeur du potentiel en un point du sol. En effet, elles consistent à définir une correspondance entre pF et humidité pour déduire le potentiel de l'eau de l'échantillon à son prélèvement à partir du résultat de la mesure de son humidité. Souvent même la courbe pF-humidité est déterminée sur une population d'échantillons représentative d'un horizon et utilisée pour transformer en valeur de potentiel matriciel, tout résultat d'humidité mesurée sur le même horizon ; d'où alors une source d'imprécision liée à l'hétérogénéité du terrain et de l'humectation. Ce caractère indirect entraîne une limite grave vis-à-vis des possibilités d'interprétation : la relation pF-humidité n'est pas univoque puisqu'une même humidité correspond à des potentiels différents suivant qu'on est en régime d'humectation ou de dessèchement. On peut certes déterminer en laboratoire les deux courbes correspondantes et encore partiellement seulement, mais nombreux sont les cas où devant une situation hydrique considérée sur le terrain, on ne sait si on doit utiliser l'une ou l'autre pour transformer la valeur d'humidité en potentiel, faute de connaître le régime local ; et ce sont précisément en tels cas que la connaissance de potentiel in situ serait la plus utile...

Ces mesures de laboratoire ne sont évidemment pas ponctuelles ; elles fournissent donc un résultat global à l'échelle de l'échantillon. Si elles sont pratiquées sur terre fine, on enregistre le comportement des éléments structuraux fins conservés, mis en contact entre eux de façon standard et conventionnelle ; sur petits monolithes, elles prennent en compte la réaction du volume traité intact d'où des possibilités de comparaison intéressantes, mais qui ne peuvent se substituer à des mesures in situ.

Enfin, les déterminations peuvent être faites en régime de dessèchement ou d'humectation, mais elles correspondent à des états d'équilibre fixés sur ces cycles. De ce point de vue aussi ce sont des mesures conventionnelles dont les résultats ne peuvent être assimilés à un potentiel efficace. Dans cette optique on signalera d'ailleurs plus loin l'influence des détails des conditions d'expérience (humectation en particulier) sur les résultats.

- mesures in situ : par comparaison, elles ont l'avantage d'être des mesures directes, réelles et instantanées, dans les conditions de la mesure ; donc a priori adaptées aux interprétations dynamiques. Leurs inconvénients relèvent de limites techniques : les appareillages actuellement utilisables (tensiomètres) sont de dimensions relativement importantes, d'où des résultats globaux, interdisant aussi bien les analyses à une échelle plus fine que celle de la mesure, que l'assimilation sans précaution à un potentiel efficace. De toute façon, ils ne couvrent en outre qu'une gamme de potentiel limitée du côté des fortes suctions, à moins de 1 000 cm d'eau.

b. Mesures de laboratoire. Etablissement des courbes pF/humidité

Toute une série de techniques sont en principe envisageables et ont été proposées ou essayées :

- les unes consistent à déterminer la diminution d'énergie libre de l'eau fixée par la mesure des effets de cette diminution d'énergie libre : l'eau résiste à l'évaporation (mesures d'hygroscopicité) et à la congélation (mesures cryoscopiques), perd en partie ses propriétés dissolvantes...
- les autres consistent à fournir un travail qu'on mesure (suction, centrifugation, pression) pour extraire l'eau du sol en-dessous d'un niveau donné de rétention.

b.1. Revue générale rapide

On signalera très rapidement les domaines d'application de ces différentes méthodes avant de traiter en détail des techniques d'extraction sous pression, de beaucoup les plus intéressantes dans le domaine courant.

Les techniques de cryoscopie, de réalisation délicate, ne sont pas d'un usage courant. Dans leur domaine d'application ($pF < 4,5$), elles cèdent le pas aux techniques plus simples d'extraction par pression.

Les mesures d'hygroscopicité sont assez répandues pour l'étude des sols aux humidités faibles. Leur domaine d'application correspond en effet aux pF supérieurs à 4,2. Le principe est simple : les échantillons humides sont placés dans une enceinte hermétique, à température constante et dans laquelle une solution saline fait régner un degré hygrométrique constant. Après obtention de l'équilibre, accéléré par ventilation interne et atteint au bout de 24 à 48 heures, l'humidité des échantillons est simplement mesurée : elle correspond à la valeur de potentiel Ψ donné par la formule

$$\Psi = \frac{RT}{M} \log_e \frac{f}{F(T)}$$

donnant le potentiel de l'eau du sol en équilibre avec la vapeur d'eau de l'atmosphère de l'enceinte ;

R = constante des gaz parfaits

T = température absolue

f = pression partielle de vapeur d'eau dans l'atmosphère
(régulée par la solution saline)

F(T) = pression saturante de la vapeur d'eau à la température T

M = masse moléculaire de l'eau.

En exprimant Ψ en cm d'eau suivant les conventions habituelles, on a :

$$\Psi_{\text{cm}} = 10840 T \log_{10} \frac{e}{100}$$

avec e = humidité relative de l'air.

On aura par exemple

pF 4,2	pour $e = 99 \%$
pF 5,0	pour $e = 93 \%$
pF 6,0	pour $e = 50 \%$

On notera aussi (DAUDET, 1970) que l'équilibre hygroscopique particulier réalisé dans une étuve à 105° , et qui définit conventionnellement le zéro d'humidité d'un sol, correspond à $pF = 7$. Ainsi, toutes les courbes $\Psi = f(H)$ passent par le point ($H = 0$, $\Psi = 10^7$).

Les techniques basées sur l'application de la succion, assez empiriques, sont pratiquement abandonnées.

Les techniques de centrifugation sont adaptées aux mesures à bas pF ($pF < 2,8$), mais l'imprécision dans le domaine de la vitesse de rotation à retenir pour la centrifugeuse, et du temps d'application du traitement ont conduit à leur préférer, là encore, les méthodes d'extraction sous pression.

Les techniques d'extraction de l'eau sous pression sont donc actuellement les plus répandues, pour diverses raisons : simplicité de la mesure, précision des résultats obtenus, étendue de la gamme de mesure (de pF 1,0 à pF 4,2 récemment porté jusqu'à pF 5,0), adaptation aux analyses de moyenne et grande série.

b.2. Détermination des courbes pF-humidité par les techniques d'extraction de l'eau sous pression (cf. fiche technique n° 15)

Le principe de la méthode consiste à soumettre un échantillon de sol, préalablement saturé d'eau, et reposant dans une enceinte fermée, sur un support hémiperméable, à une pression déterminée P . La présence du support hémiperméable permettant la circulation des liquides vers l'extérieur et interdisant au contraire le passage des gaz, l'eau contenue dans l'échantillon et retenue avec une énergie inférieure à celle correspondant à la pression P appliquée, va être évacuée vers l'extérieur. Lorsque l'équilibre est atteint, l'eau restant dans l'échantillon peut être considérée comme retenue par le sol avec une énergie égale ou supérieure à P . La détermination successive des couples de valeur humidité-énergie de rétention permet donc d'établir par points la courbe représentative du pF en fonction de l'humidité (ou inversement) en régime de dessèchement.

Au point de vue réalisation, ces méthodes de détermination des courbes de pF-humidité par extraction de l'eau sous pression sont basées sur l'emploi de presses à membrane ou à plaque de porcelaine poreuse (cf. fiche technique n° 15).

Dans leur mise en oeuvre classique, ces méthodes sont conventionnelles; elles sont réalisées dans les conditions suivantes :

. utilisation de terre séchée à l'air et tamisée,

- . support hémiperméable correspondant soit à une feuille de cellophane, soit à une plaque de porcelaine poreuse très fine pour les énergies de rétention élevées, et à une plaque de porcelaine à porosité fine ou moyenne pour les énergies de rétention faible.
- . temps de saturation des échantillons : 24 heures.
- . fluide utilisé pour la mise en pression : air comprimé
- . temps de mise sous pression des échantillons : 24 heures
- . poids des échantillons : 6 à 9 grammes.

Plusieurs critiques peuvent être formulées à l'encontre des caractères conventionnels de ces techniques : de nombreux auteurs ont en effet montré que les résultats obtenus varient en fonction du mode de préparation et de traitement des échantillons :

- le séchage préalable de l'échantillon entraîne en règle générale une diminution du taux d'humidité obtenu pour un pF déterminé. Le phénomène est tout particulièrement marqué pour les sols contenant des substances amorphes (COLMET DAAGE et CUCALON, 1965), ou des teneurs élevées en matières organiques. Il peut être en partie attribué à une difficulté de réhumectation de l'échantillon après dessiccation.
- la destruction de la structure initiale de l'échantillon par tamisage modifie les résultats obtenus. Cette préparation perturbant surtout les pores du sol les plus gros, ce sont les humidités aux basses valeurs du pF qui sont les plus affectées : les taux d'humidité obtenus pour un pF déterminé sont en général plus élevés sur terre tamisée que sur terre non tamisée, et ceci d'autant plus que l'on passe des pF élevés aux pF bas, par création d'une macroporosité artificielle dans l'échantillon tamisé.
- le temps de saturation est également en cause : lorsqu'ils ont été séchés à l'air, certains échantillons nécessitent un temps de réhumectation très supérieur à 24 heures. Il peut même arriver que des sols ne se réhumidifient pas.
- pour le temps d'extraction, il peut arriver qu'après 24 heures de passage des échantillons sous pression, l'écoulement de l'eau ne soit pas terminé. L'équilibre n'est donc alors pas atteint et le taux d'humidité mesuré serait supérieur à la valeur réelle si on stoppait là l'extraction.
- on ne reviendra pas sur la question de la dimension des échantillons qui confère à la mesure un caractère global. Elle est cependant assez faible pour étudier des échantillons de différenciations relativement fines du sol. Elle est d'autre part suffisante pour obtenir une bonne reproductibilité de la mesure.
- le gonflement éventuel des sols susceptibles d'un tel comportement peut entraîner des erreurs ; l'expansion de l'échantillon s'effectue librement au cours de l'humectation ; il s'ensuit une tendance nette à la surestimation des taux d'humidité, en particulier aux pF bas.
- dans le principe même de la méthode, on doit rappeler qu'elle est basée sur un dessèchement progressif de l'échantillon préalablement saturé d'eau. La courbe pF-humidité obtenue ne constitue donc que la branche ascendante du cycle lié au phénomène d'hystérésis.

En définitive, à côté des critiques formulées au début au niveau des principes, la méthode présente en outre l'inconvénient d'être sensible aux conditions de sa mise en oeuvre. Elle est cependant la seule disponible pour couvrir, en régime de dessèchement, toute la gamme des potentiels couramment rencontrés dans le sol en place ; elle a rendu et rend de grands services comme test, même imparfait, d'état de l'eau dans le sol et en particulier comme référence de dessèchement (spécialement pF 4,2) tant à l'agronome qu'au pédologue. Pour les études de dynamique les résultats qu'elle fournit doivent être utilisés avec discernement, tandis que la seule solution de remplacement valable serait des mesures in situ sur la même gamme de potentiel ; ce qui est impossible actuellement. En somme, la méthode doit être conservée, en étant normalisée et améliorée autant qu'il est possible ; à ce titre, on peut immédiatement proposer quelques mesures :

- opérer chaque fois que possible sur des échantillons de terre à structure conservée, prélevés en particulier dans les cylindres de 100 cm³ utilisés pour la mesure de densité apparente. Ces échantillons, transportés en boîte étanche, conserveraient ainsi, non seulement leur structure d'origine, mais aussi l'humidité du prélèvement.
Naturellement, cette modification de la technique suppose le cas échéant la mesure du poids et du volume des cailloux inertes de l'échantillon après pesée de la terre sèche totale à la sortie de l'étuve.
- le temps de saturation des échantillons dans l'eau pourrait alors demeurer de l'ordre de 24 heures. Par contre, dans le cas de mesures effectuées sur sol séché à l'air, il est recommandé de porter le temps de saturation sur plaque à trois jours pour les sols argileux ou organiques.
Noter d'autre part qu'on peut également procéder à des extractions directes sur échantillon humide et sans saturation préalable, pour toute la gamme des pF supérieure à l'humidité initiale.
- il est également recommandé d'allonger la durée du passage à l'intérieur de la presse à plaque. Le temps de ressuyage sous pression doit être porté à 48 heures au moins, et à trois jours dans le cas d'utilisation des cylindres de sol non perturbé. Il est de toute façon possible de travailler sur échantillon individuel ou groupe d'échantillons comparables, de tracer la courbe d'extraction et d'arrêter lorsqu'elle est vraiment à son asymptote.
- l'usage des cylindres devrait réduire fortement l'importance des erreurs dues au gonflement des échantillons et permettre ainsi d'améliorer la précision dans la gamme des basses valeurs de pF.

Pour ce qui est de la détermination des courbes de pF en réhumectation, elle est plus difficile et les possibilités restent limitées.

Pour les pF inférieurs à 2,0, on peut procéder par une série de mesures à tensions décroissantes sur plaque poreuse reliée à un plan d'eau. Le dispositif, inspiré de la technique sur bac de sable utilisée à Wageningen, permet aussi la détermination du taux d'humidité du sol à saturation. Il correspond au principe suivant : une plaque poreuse, du type de celles utilisées pour les mesures à pF 3,0, repose par l'intermédiaire d'un joint torique sur une embase circulaire percée d'un orifice muni d'un ajutage et peut ainsi être reliée par l'intermédiaire d'un tube souple à une colonne d'eau réglable (voir fiche technique). Le niveau du plan d'eau étant réglé au-dessous de la surface de la plaque, la tension d'humidité sur la plaque est égale à la distance verticale séparant le plan d'eau de la surface de la plaque. On peut assez aisément réaliser des dénivellations comprises dans la gamme 100 - 1 cm, et obtenir ainsi des mesures entre les valeurs pF 2,0 et pF 0.

Cette technique présente des difficultés et des limites :

- le contact sol-plaque doit être maintenu longtemps pour que l'équilibre soit obtenu, d'autre part il subsiste une imprécision notable au voisinage de la saturation : la seule épaisseur de l'échantillon prélevé en cylindre (5 cm) ne permet pas d'obtenir pF 0 lorsque le niveau d'eau est réglé à 1 cm au-dessous du niveau de la plaque. Pour obtenir des valeurs aussi proches que possible de la réalité, il convient alors d'opérer sur des anneaux de faible hauteur (1 cm).
- il est pratiquement impossible de dépasser le pF 2 sans risque de voir se désamorcer la colonne d'eau : c'est là une limite essentielle.

L'obtention de la courbe totale suppose le recours à d'autres techniques : on pourra mettre une colonne de sol en humectation par la base et mesurer les couples tensions-humidités observés ; ceci suppose le recours à des tensiomètres et si possible une technique non destructive de mesure de l'humidité, comme la gammamétrie ; mais les tensiomètres ne permettent eux-mêmes que d'avoisiner le pF 3,0 sans le dépasser.

On fera deux remarques enfin au sujet des techniques d'extractions par pression (régime de desséchement) :

- (1) en marge de la détermination du potentiel matriciel, ces techniques d'extraction permettent de recueillir et donc d'analyser l'eau extraite au niveau de pression qu'on s'est fixé. Il suffit pour cela d'opérer avec un seul échantillon dans la presse, d'autres adaptations matérielles étant envisageables pour opérer en série en recueillant individuellement les extraits. On a ainsi là une méthode simple de laboratoire permettant d'aborder qualitativement et quantitativement l'étude des échanges eau retenue - sol, et d'étudier l'évolution de ces échanges et de la qualité des solutions en fonction du degré de rétention de l'eau par le sol : d'où possibilité d'élaborer un modèle relatif aux effets de mouvements de l'eau liée en régime de desséchement, à charge d'en chercher la réalité et les modalités d'application dans les sols en place par voie directe.

Cette technique présente cependant des difficultés et des limites :

- il faut opérer sur des volumes déjà importants de sol pour extraire quelques centimètres cubes de solution au total ; à plus forte raison pour extraire une quantité totale fractionnée par paliers telle que chaque fraction soit analysable. On se trouve très vite en face de problèmes de micro analyse, non couramment résolus.
- les extractions par paliers supposent des variations successives de pression relativement faibles : mais on se trouve au départ devant un problème d'amorçage de l'appareil dont la plaque doit être initialement sèche, sous peine de perturber la qualité de l'extrait. Ceci suppose une pression suffisante et se traduit par une perte d'extrait servant à amorcer la plaque.
- enfin, les extraits sont obligatoirement des filtrats et seule l'étude des éléments solubles est ainsi envisageable.

- (2) La détermination des pF à la presse à membrane est une mesure précise (erreur relative de l'ordre de 5 % aux bas pF), mais les résultats sont évidemment soumis à l'hétérogénéité du sol dans l'espace. Dans l'exemple de Dilbini (cf. 211.53), sur sol relativement homogène, on notera cepen-

dant d'après les données rapportées ci-dessous qu'on peut obtenir des résultats très cohérents : avec dix répétitions à neuf profondeurs du profil, on observe une erreur relative sur la moyenne calculée qui varie de 7 à 11 % suivant les horizons (seuil de probabilité : 0,95).

DIV. pF 4,2 en % poids, sur terre tamisée

- 10 répétitions -

Profondeur en cm	Moy.	Intervalle de confiance P 95 %			Extrêmes	
		Mn	Mx	Erreur %	Mn	Mx
0-10	1,77	1,64	1,80	± 7,3	1,5	2,0
10-20	1,91	1,75	2,07	8,4	1,5	2,2
25-35	2,58	2,30	2,86	10,8	1,9	3,0
45-55	3,29	3,05	3,53	7,3	2,7	3,9
65-75	3,74	3,50	4,08	9,1	3,1	4,6
85-95	3,98	3,64	4,32	8,5	3,3	4,9
115-125	4,21	3,87	4,55	8,1	3,6	5,3
150-160	4,62	4,20	5,04	9,1	4,1	5,9
185-195	4,51	4,01	5,01	11,1	3,8	5,6

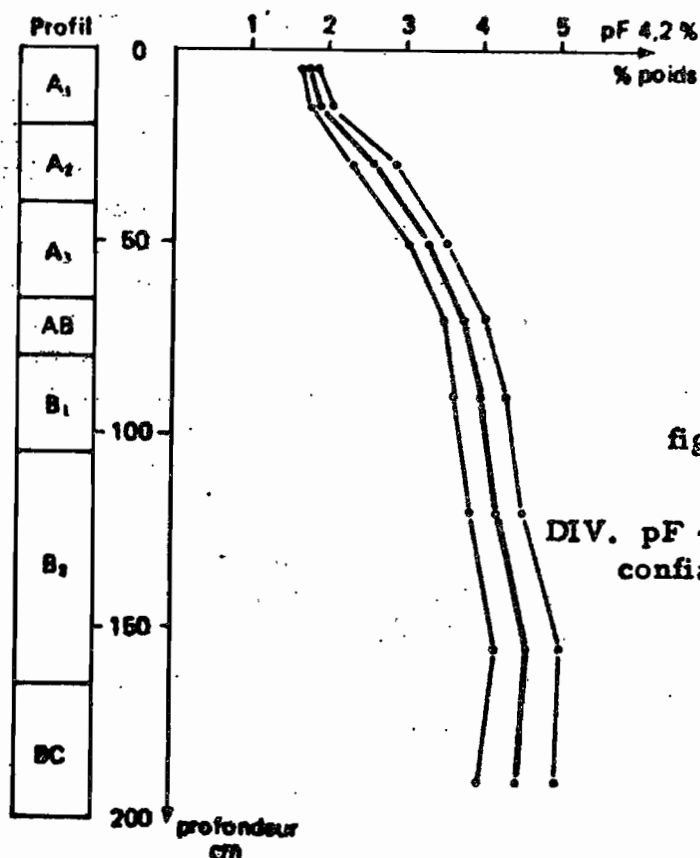


fig. 25

DIV. pF 4,2 et son intervalle de confiance au risque 5 %

c. Mesures in situ

c.1. Revue générale rapide

Deux principes ont été envisagés pour effectuer des mesures in situ avec des appareillages placés dans le sol à demeure :

- réaliser par l'intermédiaire d'une paroi poreuse, la continuité entre l'eau du sol et une masse liquide sur laquelle on mesure la succion du sol ainsi directement transmise (tensiomètre à bougie poreuse, tensiomètre osmotique).
- effectuer in situ des mesures psychrométriques : lorsque l'équilibre est établi entre la tension de l'eau du sol et la tension de vapeur d'eau dans l'atmosphère à son contact, la mesure de celle-ci permet de déduire celle-là.

Tensiomètres à bougie poreuse (DAUDET, 1970 ; FEODOROFF et BÄLLIF, 1969 ; FEODOROFF, 1973 ; SORMAIL et VACHAUD, 1969). Une bougie poreuse pleine d'eau et dont les parois sont parfaitement saturées d'eau est mise en contact intime avec le sol ; la continuité une fois établie entre l'eau du sol et l'eau de l'appareil, la mesure du potentiel consiste en une simple mesure manométrique côté sortie de la bougie. Le problème majeur de ces appareils est que travaillant en dépression, la continuité se rompt pour des suctions supérieures à 800-1000 cm d'eau, d'où désamorçage. Ils sont donc inutilisables dans la gamme d'assèchement plus poussée que le voisinage du ressuyage. On les reprendra cependant plus en détail, car dans leur domaine limité, les appareils sont commercialisés et leur utilisation bien au point.

Tensiomètres osmotiques (DAUDET, 1970) : Le principe en est analogue, mais la continuité entre l'eau du sol et l'eau de l'appareil est assurée par une paroi semi-perméable assurant le seul passage de l'eau du réservoir de la chambre qui est remplie là d'une solution à très forte pression osmotique P_o . Cette pression est suffisante pour pouvoir être considérée comme constante malgré les échanges d'eau toujours faibles d'ailleurs (du fait de la construction de l'appareil et de la technique de mesure manométrique utilisée). Cette pression P_o s'ajoute à la pression hydrostatique dans l'appareil pour équilibrer la succion, si bien que par rapport à un tensiomètre à bougie poreuse et toutes choses supposées égales par ailleurs, la pression hydrostatique à mesurer est systématiquement augmentée de P_o . Il suffit de choisir P_o suffisamment élevée pour qu'elle équilibre à elle-seule la succion maximum à mesurer dans le sol : dans toute la gamme de fonctionnement, on travaillera alors en pression positive et non plus en dépression, donc sans risque de rupture de continuité.

La fiabilité de cette technique très séduisante reste hélas encore dépendante de la réalisation d'un couple parfait membrane semi-perméable - solution osmotique stable (VACHAUD, 1969).

Mesures psychrométriques. On part de la formule exprimant à l'équilibre la relation entre le potentiel de l'eau dans le sol et l'humidité relative de l'atmosphère :

$$\psi_{\text{cm}} = 10\,840\,T \cdot \log_{10} \frac{e}{100}$$

avec T = température absolue du système.
 e = humidité relative de l'air.

Dans la méthode en enceinte déjà vue au chapitre mesures de laboratoire, T et e sont imposés et l'équilibre s'établit à une humidité du sol H qu'on mesure et qui correspond à la valeur Ψ du potentiel déterminée par ce couple T, e .

Une autre possibilité consiste à mesurer T et e pour déduire Ψ dans un état hydrique donné du sol,

- ceci peut être également fait au laboratoire sur échantillon placé en enceinte. L'enceinte est alors thermostatée, donc T fixée et la détermination de e consiste à mesurer, suivant le principe du psychromètre, la différence de température entre un thermomètre humide et la température sèche contrôlée.
- la mesure peut être envisagée in situ et on considère alors la température du thermomètre sec comme régulée par le volant thermique du sol. En fait, c'est un des problèmes délicats de l'application de la méthode in situ, eu égard à la précision de mesure à réaliser et à la durée d'établissement de l'équilibre après la perturbation apportée par l'humidité du thermomètre humecté.

Parmi les appareils proposés pour mettre en oeuvre cette méthode et qui sont tous des thermocouples, le plus intéressant semble être le micropsychromètre à effet PELTIER, qui permet une double fonction :

- par un passage de courant, la température de la soudure sensible est abaissée ; ceci y provoque la condensation d'une goutte d'eau qui va s'évaporer,
- l'appareil étant connecté à un microvoltmètre, la déviation de celui-ci va indiquer la différence de la température ΔT de la soudure humide par rapport à la température de référence.

La gamme des potentiels à mesurer dans le sol situe les valeurs de e à mesurer dans une marge très étroite et voisine de 100 % : un pF de 4,2 correspond en effet à une humidité relative de 99 % environ de l'atmosphère en contact. Ceci entraîne des simplifications dans la formule d'équilibre et aussi dans la formule du psychromètre pour aboutir à une relation linéaire de Ψ en fonction de ΔT : $\Psi = K \cdot \Delta T$. Mais ceci impose aussi une grande précision dans les mesures : comme ordre de grandeur, une variation de Ψ de 1000 cm correspond à un Δt de 0,005 °C et à une f.e.m. à détecter de quelques dixièmes de microvolt.

En conclusion, cette méthode implique un matériel précis et relativement compliqué, tandis que l'interprétation des mesures pose encore des problèmes d'autant plus difficiles à régler qu'on manque d'éléments de comparaison faute d'autres techniques de mesure in situ. Les possibilités offertes sont extrêmement encourageantes : les mesures seraient ponctuelles ; mais on reste tributaire des mises au point en cours.

c.2. Utilisation des tensiomètres à bougie poreuse

Schéma de principe

L'appareil étant mis en place tel que mentionné plus haut (cf. b.1.) et conformément au schéma de la fig. 26 où la bougie est simplement couplée à un manomètre à eau, la tension de l'eau dans le sol est directement lue par la dénivelée du manomètre ; la cote Z de l'appareil par rapport à la surface du sol, permet de connaître le potentiel total (cf. 212.42.b.)

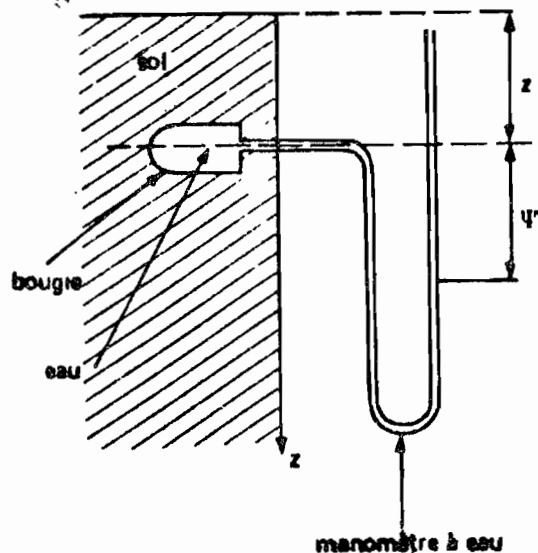


Fig. 26. Tensiomètre à bougie poreuse

Conditions d'utilisation et caractères déterminants des appareils

- Le fonctionnement de l'appareil suppose avant tout la continuité de la phase liquide entre le sol et le dispositif de mesure ; toute rupture, toute entrée d'air entraîne le désamorçage. Ceci suppose d'abord un excellent contact sol-bougie et il peut y avoir des problèmes avec des sols susceptibles de retrait. Même avec un excellent contact, l'air pénètre de toute façon dans l'appareil au-dessus d'une certaine succion. La tension pour laquelle se produit ce phénomène est une caractéristique de la bougie (pression d'entrée d'air), fonction du diamètre de ses pores. Pratiquement, ceci limite l'utilisation des appareils existants à une gamme de pression inférieure à 850-1000 millibars, soit un domaine de dessèchement moindre que $pF\ 3$. En fait, même avant cette pression, la colonne d'eau risque elle-même de se rompre, d'où une limite encore moindre d'utilisation, bornée supérieurement entre $pF\ 2,7$ et $3,0$.
- Un second problème est celui des échanges d'eau entre le sol et l'appareil : la question ne se poserait pas si la tension était mesurée par un dispositif travaillant à volume constant, comme cela peut être réalisé avec des capteurs de pression que nous n'aborderons pas ici.

Dans notre cas, se pose d'abord le problème de la perturbation apportée au sol du fait de cet échange : si on apportait ou si on retirait brutalement une certaine quantité d'eau la perturbation serait importante ; le nouvel équilibre qui s'installerait pourrait ne pas être parfaitement représentatif du milieu réel si la perturbation était trop importante et le délai d'établissement de ce nouvel équilibre pourrait être long, dépendant d'ailleurs des caractères du sol et de son état hydrique avant perturbation ; soit toute une série de raisons pour qu'on ne sache plus exactement ce que signifie une mesure à un instant donné. Pratiquement, la mesure est réalisée en continu et les quantités totales d'eau transmises sont faibles ; les transferts effectifs pour assurer en permanence l'équilibre sol-appareil sont ainsi étalés et suffisamment faibles pour que la mesure soit pratiquement représentative de l'état du sol non perturbé, avec un léger

retard. Ceci suppose que ce retard ne soit pas augmenté par l'inertie qu'opposerait l'appareil au transfert de l'eau à travers la bougie, puis jusqu'au dispositif de lecture de pression : on peut ainsi caractériser les éléments d'une installation par des paramètres qui définissent son aptitude à fournir des mesures représentatives :

- . la conductance de la bougie représente globalement son aptitude à se laisser traverser par l'eau : c'est une perméabilité intégrant la géométrie de l'appareil ; elle est exprimée en volume écoulé par unité de temps. Elle doit être aussi faible que possible.
- . Les temps de réponse : de la bougie, de la chaîne de mesure, expriment les retards introduits par l'inertie des différents éléments d'une installation dans la transmission d'une variation de tension dans le sol. Le temps de réponse de la chaîne de mesure doit évidemment être le plus faible possible.
- Un dernier problème est celui des variations de température dans les installations : la température joue non seulement sur le potentiel matriciel de l'eau dans le sol, mais aussi et alors de façon gênante sur les caractéristiques des appareils (dilatation des liquides et des organes de transmission...). Il est essentiel d'assurer une excellente protection thermique des parties aériennes des installations pour éviter au mieux d'enregistrer ces effets parasites..

Performances effectives et installation de stations tensiométriques.

Il n'est pas donné de fiche technique en annexe du présent texte relativement à l'utilisation des tensiomètres : aucun des auteurs n'en a en effet une connaissance pratique suffisante, tandis qu'un document récent (FEODOROFF et TOURNIER, 1973)(*) donne toutes indications utiles à ce sujet, concernant :

- les opérations de laboratoire préliminaires à la pose des appareils : mesure de leurs caractéristiques et préparation pour leur mise en place.
- l'installation du dispositif sur le terrain.
- la maintenance.
- le dépouillement et la présentation des résultats.
- on trouve une liste indicative de matériels, avec adresse de fournisseurs et prix.

Le type d'installation qui est décrit correspond à une série de tensiomètres échelonnés à différentes profondeurs dans le sol, introduits horizontalement avec le minimum de perturbation, à partir d'un puits dans lequel débouchent les tubes tensiométriques. Ces tubes sont couplés à un manomètre enregistreur à plusieurs voies (vacuographe) également placé dans la fosse, permettant l'enregistrement continu des tensions.

Le matériel présenté a été éprouvé pour répondre aux qualités essentielles d'une station de terrain autonome : la plus robuste, la plus simple et la moins onéreuse possible.

(*) FEODOROFF (A.), TOURNIER (J.P.) - 1973 - Equipement d'une station pédo-hydrologique. Un dispositif simple pour l'enregistrement de la tension de l'eau d'un sol en place.
Ed. S.E.I., CNRA, Versailles, ét. n° 55, 30 p.

Pour fixer les idées sur les performances d'une telle installation, on obtient avec des bougies poreuses de 21-22 mm de diamètre et 45 à 63 mm de longueur (suivant les modèles) :

- conductance mesurée : 2 à 17 cm³/h/100 cm d'eau
- temps de réponse mesuré de l'ensemble de la chaîne de mesure : voisin de 1 minute.
- sensibilité exprimée en variation de lecture du manomètre (cm d'eau) par unité de volume d'eau entrant ou sortant de l'organe manométrique : $2,15 \times 10^3 \text{ cm/cm}^3$.

Ces chiffres montrent qu'une telle chaîne est sensible et à faible inertie.

Un dernier point important doit être porté aux avantages des tensiomètres à bougie poreuse : si on applique une dépression au circuit hydraulique de sortie de la canne tensiométrique, on peut recueillir un échantillon de solution du sol correspondant à un prélèvement in situ. Ceci peut être réalisé facilement avec une simple pompe à piston manuelle (FEODOROFF et al., 1971) ; un manomètre est indispensable pour connaître la dépression appliquée : celle-ci ne doit pas être trop forte sous peine d'introduire une perturbation trop importante à l'équilibre dans le sol au niveau de l'extraction et doit être à peu près standard pour procéder dans des conditions comparables. Les essais effectués, montrent qu'une dépression de 200 cm d'eau permet de réaliser de tels prélèvements, bien entendu limités à la gamme d'utilisation des tensiomètres, correspondant pratiquement au domaine de l'eau libre. Le problème de la perturbation apportée par un tel prélèvement mériterait certes d'être considéré de près pour des études fines de dynamique, mais dès à présent on dispose d'une technique de prélèvement de l'eau libre in situ, pratiquement non destructive, de mise en oeuvre légère et sûre, certainement moins perturbatrice que les techniques lysimétriques et en tout cas beaucoup plus souple, puisque la mise en place peut en être faite latéralement, sans isolement du volume de circulation et sans destruction ni limitation de condition de couvert végétal. Le seul point faible d'une telle technique par rapport au lysimètre est la quantité limitée des échantillons récoltés (problème d'analyse) mais surtout que ces eaux sont filtrées et n'autorisent que l'étude des migrations en solution et non des colloïdes.

212.46. Conductibilité hydraulique

La conductibilité hydraulique n'est pas un paramètre couramment mesuré. Sa détermination est délicate et peu précise ; elle reste essentiellement du domaine des expériences pratiquées en laboratoire et d'une mise au point incessamment poursuivie par des laboratoires spécialisés.

Sa connaissance est pourtant essentielle : d'une part les variations de potentiel enregistrées dans le sol permettent de prévoir le sens des circulations, mais leur interprétation quantitative, en terme de flux, suppose la connaissance de ce paramètre ; si de telles tentatives en sont encore à leur début et toujours compliquées (cf. 212.43.a), elles sont également tributaires de la connaissance de ce paramètre. D'autre part, en dehors même de mesures de potentiel et de telles interprétations, connaître au niveau des horizons d'un profil ou d'une séquence, ce paramètre intrinsèque caractéristique de la fa-

cilité avec laquelle le milieu est susceptible d'assurer les transferts d'eau en domaine non saturé, est susceptible d'interprétations dynamiques potentielles au même titre que l'est la connaissance de la perméabilité vis-à-vis de la circulation de l'eau saturante.

On va faire une revue rapide des grandes catégories de méthodes utilisées pour la détermination de la conductibilité hydraulique, sans entrer dans les détails techniques, ni revenir sur les problèmes de la signification des résultats pour leur application in situ (cf. 212.44.b.). On signalera rapidement ensuite certaines données relatives à la mobilité de l'eau non saturante dans le sol en rapport avec d'autres propriétés du sol et spécialement la nature et l'organisation intime de ses constituants.

a. Grandes méthodes de détermination

Il faut d'abord rappeler qu'une telle détermination consiste en la mesure de toute une série d'ensembles de valeurs conductibilité (λ) - humidité (H) et/ou potentiel (ψ), de façon à disposer, en fin de compte, de la courbe $\lambda(H)$ et/ou $\lambda(\psi)$. Il va de soi qu'il est toujours préférable d'être en mesure de relier ces trois variables λ , H et ψ , et donc de disposer de deux relations, telles $\lambda(\psi)$ et $\psi(H)$ permettant alors de déduire la troisième. Dans ces conditions, on passe facilement de la conductibilité λ à la diffusivité D : $D(H) = \lambda(H) \cdot \frac{d\psi}{dH}$.

Une première catégorie de méthodes de détermination consiste à soumettre l'échantillon de sol (remanié ou à structure conservée) à un régime permanent de circulation et ceci à toute une série de taux d'humidité ; on mesure alors pour chaque expérience le débit et la différence de potentiel qui en est responsable sur une longueur de transfert définie ; d'où le coefficient par application directe de la loi de DARCY généralisée. Ceci est par exemple réalisé en plaçant l'échantillon dans une enceinte entre deux plaques poreuses horizontales raccordées à un système d'alimentation assurant une différence de pression hydraulique constante entre les deux. Une prise latérale permet de faire régner à l'intérieur de l'enceinte une pression gazeuse plus ou moins importante qui règle l'humidité et le potentiel moyen du milieu. Deux tensiomètres placés dans le sens de l'écoulement (vertical) à une distance L, mesurent sur l'échantillon la différence de potentiel correspondant au débit mesuré pour un niveau de potentiel défini et pour ce parcours L. Cette méthode est en fait limitée à des tensions moindres que 850 cm d'eau et les résultats qu'elle fournit sont pratiquement aussi dispersés que les mesures de perméabilité (KLUTE, 1965).

Une deuxième catégorie de méthodes qualifiées de dynamiques, consiste à extraire à la presse à membrane l'eau d'un échantillon saturé en procédant par palier de pression et en suivant pour chaque palier le débit d'extraction en fonction du temps. Là encore la détermination de λ ou D pour chaque intervalle de potentiel séparant deux paliers successifs (intervalles sur lesquels on assimile ces paramètres à des constantes), se fait par application de la loi de circulation, ici utilisée sous sa forme différenciée par rapport au temps ; des abaques permettent même de déterminer directement D à partir de la courbe des débits : c'est là simple question de calcul.

Une troisième catégorie de méthodes consiste à soumettre une colonne de terre à un régime d'humectation ou de dessèchement en suivant la dynamique du phénomène tranche par tranche (humidité, tension) pour pouvoir lui appliquer la loi de DARCY dont on déduira le coefficient λ pour les différentes valeurs prises par l'humidité tout au long de l'évolution. Pratiquement, ceci suppose des mesures continues ou à intervalles réguliers par des méthodes non destructives :

- la gammamétrie est parfaitement adaptée à ce genre de problème pour la mesure de l'humidité,
- il est toujours intéressant de recouper ces mesures de l'humidité par tranche avec l'évolution globale de l'humidité de la colonne et de son débit résultant, obtenu par simple pesée,
- la mesure des potentiels in situ n'est pratiquement réalisable que dans la gamme de l'eau gravitaire en échelonnant des tensiomètres sur la colonne ; pour les dessèchements plus poussés, force est de se contenter des mesures d'humidité et de la relation tension-humidité déterminée par ailleurs.

Ce type de méthode est particulièrement intéressant pour deux raisons :

- on peut opérer sur monolithe de sol,
- on peut opérer en simulant des conditions de régime proches de celles correspondant à l'évolution in situ pour l'interprétation de laquelle on cherche justement à connaître λ .

En fonction de ce qu'on a vu sur les mécanismes des transferts en fonction de la structure des sols et des conditions naturelles du régime imposées, ceci confère à une telle méthode les plus grandes chances de fournir des valeurs de λ significatives et adaptées, du moins à l'échelle moyenne où les phénomènes sont considérés.

b. Conductibilité hydraulique et constitution intime du sol

Différents auteurs se sont penchés sur le problème de la mobilité de l'eau non saturante, spécialement en régime de dessèchement, où la plus ou moins grande facilité avec laquelle le sol laisse se faire les transferts d'eau aux faibles humidités est un particulier essentielle pour la satisfaction des besoins des plantes. Quels que soient les termes utilisés et les indices définis pour exprimer cette mobilité, une circulation facile ou une mobilité élevée correspondent à une conductibilité élevée, c'est-à-dire à une faible résistance opposée par le milieu aux déplacements de l'eau. Dans les travaux récents, on peut citer ceux de PUECH (1969, 1972) étudiant la "cessibilité" de l'eau en reliant le débit observé à la surface de la porosité active intervenant dans le transfert (loi de POISEUILLE), assimilant ainsi le sol à un réseau de comportement capillaire, ou différentes familles de classes de pores deviendraient successivement fonctionnelles au cours du dessèchement. On doit signaler aussi les travaux de MORIZET (1967) et MORIZET et MILLET (1971) qui ont défini, à partir de l'évolution des profils hydriques de sols expérimentalement soumis au dessèchement, différents indices permettant de comparer les sols entre eux quant à la facilité avec laquelle ils laissent se faire les transferts d'eau non saturante et permettant de dégager l'action de différents caractères du sol qui interviennent comme facteurs de cette plus ou moins bonne conductibilité.

Au stade actuel, un certain nombre de résultats paraissent bien établis : la mobilité de l'eau retenue est supérieure en sol tassé ; elle augmente avec le taux de limon fin et diminue avec le taux d'argile ; elle diminue enfin avec le taux de matière organique fraîche.

Il est intéressant de disposer de tels résultats bruts pour interpréter de tels caractères des sols en terme de comportements probables du point de vue conduction de l'eau non saturante. Il est plus intéressant encore de situer ces résultats dans les schémas de circulation invoqués jusqu'alors : la validité des schémas doit s'en trouver renforcée et les possibilités d'interprétation qu'ils offrent doivent en être multipliées, en pouvant y intégrer des données supplémentaires relatives à la constitution des sols et en définitive leur micromorphologie.

En effet, la conduction de l'eau non saturante peut être considérée comme assurée par un réseau liquide qui a d'autant plus de chances de se rompre qu'il est moins dense et plus ténu ; elle sera moindre aux plus faibles humidités, mais à humidité égale les circulations seront d'autant plus lentes et les ruptures auront d'autant plus de chances de se produire (problème du potentiel efficace et des gradients de dessèchement) que les déplacements de l'eau se feront avec plus de frottements, par des cheminements plus tortueux et présentant plus de discontinuités. Les résultats mentionnés plus haut s'intègrent parfaitement dans ce schéma si on considère l'effet des facteurs observés sur la dimension et la configuration de la microporosité (rendue très fine et tortueuse par l'argile qui apparaît comme un facteur de résistance) et sur la continuité du milieu (favorisée par le tassement et la présence de limon, mais rompue par la présence de matières organiques fraîches).

212.47. Conclusion

Le concept de potentiel pour expliquer les mouvements de l'eau dans le sol apparaît en définitive extrêmement intéressant : il renseigne sur l'état réel de l'eau présente, au contraire des mesures globales d'humidité ; il permet de prévoir le sens des circulations ; il devrait permettre aussi de calculer l'intensité des flux en faisant intervenir la conductibilité hydraulique. Les lois théoriques de la physique s'appliquent en effet aux transferts de l'eau dans les différents domaines de la circulation, à la condition d'en situer l'application au niveau de l'organisation intime, complexe et hétérogène du sol, à l'échelle de laquelle jouent les mécanismes responsables et doit être recherchée l'origine du potentiel et des résistances opposées par le milieu aux mouvements de l'eau.

C'est ainsi que pour une humidité globale donnée dans une masse de sol in situ, la répartition de l'eau peut être très variable : son potentiel et la manifestation des résistances du milieu à son déplacement apparaissent comme des variables spatiales, localement déterminées par la morphologie du sol et comme des variables temporelles, en particulier fonction de la situation dynamique qu'on cherche précisément à saisir. Ceci confirme d'abord la supériorité des mesures de potentiel in situ, mais pose aussi le problème de la signification des mesures en fonction de leur échelle et souligne la difficulté de déterminer aussi bien les valeurs des paramètres considérés à l'échelle pratiquement ponctuelle de la manifestation de leurs effets, que des valeurs responsables de leurs conséquences globales.

Du point de vue technique, la situation est loin d'être idéale : on ne dispose pratiquement pas de moyen sûr et commode pour mesurer les conductibilités ; pour les potentiels, on ne dispose de moyens de mesure in situ qu'à échelle moyenne et dans le domaine de l'eau libre ; pour l'ensemble de la gamme des humidités, on dispose seulement enfin de techniques des mesures du potentiel matriciel sur échantillon au laboratoire, à échelle également moyenne, en conditions standard et essentiellement en régime de dessèchement, soit des déterminations globales, conventionnelles et indirectes quand il s'agit de les utiliser comme outil d'interprétation d'une situation donnée sur le terrain.

Quoi qu'il en soit, cet arsenal insuffisant offre des possibilités déjà considérables pour indiquer le sens des circulations ; à condition que l'utilisation en soit prudente et surtout raisonnée, en tenant compte en particulier des données de la morphologie, jusqu'à la micromorphologie. Quant aux flux, ils peuvent être déduits, faute de moyens plus satisfaisants, de la succession dans le temps des répartitions d'eau dans les systèmes de sol étudiés.

212.5. Mouvements de l'eau capillaire soutenue.

C'est un fait d'expérience classique qu'au-dessus d'une nappe, le sol est humide sur une certaine hauteur (frange capillaire) et que si expérimentalement on plonge la base d'une colonne de sol sec, remanié ou non, dans l'eau, l'échantillon s'humidifie progressivement par ascension capillaire.

Cette ascension capillaire ne se produit que sur une hauteur limitée qu'on relie généralement à la texture du sol, les ordres de grandeur des chiffres généralement cités, pour la hauteur maximale d'ascension, étant :

- sol argileux : jusqu'à 2 m.
- sol limoneux : autour de 1 m.
- sol sableux : moins de 0,50 m.

L'ascension est d'abord rapide puis s'amortit pour devenir très lente avant de s'arrêter : l'équilibre définitif est atteint en quelques heures à quelques jours pour les sols sableux mais il faut quelques semaines à quelques mois en matériau argileux.

En conditions expérimentales et avec des échantillons homogènes de sol, la forme du profil hydrique à l'équilibre est du type de ceux représentés sur la fig. 27, comportant trois parties :

- la base, où l'humidité est assimilable à la saturation : remplissage proche de la porosité totale.
- une partie moyenne où l'humidité décroît.
- une partie supérieure où l'humidité se stabilise à nouveau, mais qu'on observe seulement de façon nette dans les sols sableux ou limoneux (RODE, 1965, 1969). D'après certains auteurs, l'humidité serait alors égale à la capacité au champ, mais le fait ne semble pas général.

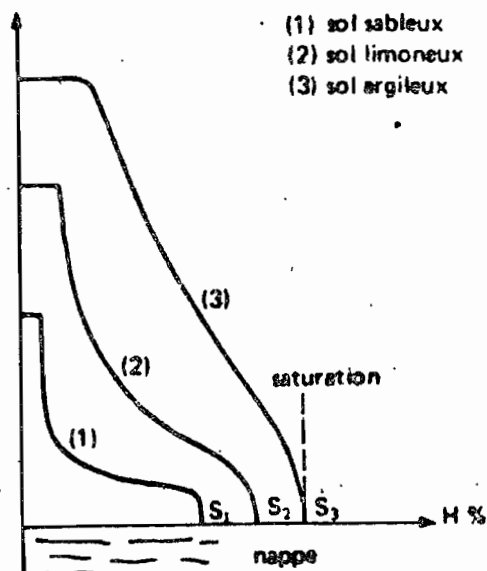


fig. 27

Au point de vue mécanisme, le mouvement d'ascension est commandé par le potentiel qui apparaît au niveau des ménisques en régime d'humectation ; ce potentiel capillaire est d'un tout autre ordre de grandeur que le potentiel matriciel en régime de dessèchement ; dans un capillaire, il est donné par la formule $-\frac{2A \cos \alpha}{r}$, A désignant la tension superficielle du liquide, r le rayon du capillaire et α l'angle de raccordement du ménisque aux parois du tube, exprimant la mouillabilité du milieu. A l'issue de l'ascension capillaire, il y a équilibre en tous points entre les forces de gravité et l'effet de ces forces capillaires.

Pour se représenter la dynamique du phénomène, il est possible de recourir à des schémas assimilant le sol à divers assemblages géométriques idéaux comme un entassement de sphères (RODE, 1965, 1969), ou assimilant la porosité du sol à une série de capillaires verticaux de divers diamètres et communiquant entre eux (HALLAIRE, 1953). Ce dernier schéma permet par exemple d'expliquer l'ensemble des phénomènes constatés expérimentalement. Le sol étant en contact avec un plan d'eau, la vitesse ascensionnelle est différente suivant les rayons des capillaires, et pour un niveau donné il existe une dimension pour laquelle elle est maximale, correspondant à un rayon $r = A \cos \alpha / Z$ (Z = cote du niveau considéré au-dessus du plan d'eau). Cette vitesse maximale commande, aux déversements près dans les capillaires plus petits où le potentiel est supérieur, la vitesse ascensionnelle du front derrière lequel les capillaires plus gros continuent de se remplir avec une vitesse moindre et jusqu'à ce qu'ils aient atteint leur niveau d'équilibre donné par la loi de JURIN ($Z = \frac{2A \cos \alpha}{r}$). En s'éloignant du plan d'eau, le rayon des capillaires dans lesquels la vitesse est maximale diminue, d'où la décroissance de la vitesse d'ascension et du débit de remontée, au fur et à mesure de l'ascension ; à l'équilibre, les capillaires présentant leur remplissage maximum sont de plus en plus fins vers le haut, d'où la forme du profil d'humidité décroissant vers le sommet de la frange capillaire.

Rapporté au sol, ce schéma explique les phénomènes observés, mais permet aussi de saisir la diversité de comportement des sols et l'importance des caractères intrinsèques du sol qui déterminent et la hauteur maximale de la frange capillaire et la forme du profil d'humidité et la dynamique du phénomène : on a en particulier souligné les différences observées en passant des sols argileux aux sols sableux : ces différences correspondent au fait que dans les sols argileux la structure et la porosité sont telles que le milieu est assimilable à un ensemble de capillaires fins et dont les fréquences des diverses classes de rayons varient plus continuellement que dans les sols sableux où ils sont par ailleurs beaucoup plus grossiers. Il va de soi que là encore interviennent plus que la valeur absolue de la porosité, sa morphologie qui commande effectivement les phénomènes physiques responsables du processus, ainsi que la nature des surfaces des pores qui régit leur mouillabilité.

On doit souligner pour conclure que la dynamique de l'eau capillaire soutenue et de l'eau suspendue est réglée pour l'essentiel par les mêmes caractères intrinsèques du sol et que tout en intéressant des gammes d'humidité très différentes, elles présentent des analogies évidentes : la mobilité de l'une et l'autre forme d'eau apparaît en particulier sensible aux forces de frottements et affectée par toute discontinuité du milieu ; c'est ainsi que si on observe les hauteurs d'ascension capillaire maximales dans les sols argileux à structure non discontinue, les vitesses de circulation et par conséquent les débîts possibles y sont très faibles.

Ce dernier point est particulièrement important sur le plan pratique, pour l'alimentation des plantes en eau par exemple et pour l'agronome, et en ce qui nous concerne pour l'importance relative des mouvements d'eau ascendants et des effets qu'ils peuvent entraîner.

On a en effet considéré jusqu'à présent l'eau soutenue en toute indépendance du régime hydrique superficiel du sol. En pratique, la percolation à travers le sol pourra alimenter une nappe existante ou créer elle-même une nappe perchée ; l'évaporation, directe ou par l'intermédiaire des végétaux, puisera dans toute nappe suffisamment proche de la surface, ce phénomène jouant en particulier dans certains phénomènes de salinisation en régions arides. Dans l'un et l'autre cas, le profil hydrique superficiel d'humectation ou de dessèchement se raccordera à la zone d'influence de la nappe. En régime de dessèchement la participation de l'eau de la nappe à l'évaporation diminuera, jusqu'à s'annuler pratiquement, au fur et à mesure qu'elle s'abaissera et que la zone superficielle desséchée soit par évaporation directe, soit par un système racinaire, atteindra une profondeur telle par rapport au profil d'humidité de l'eau soutenue, que les transferts s'annulent pratiquement comme c'est le cas d'un tel équilibre avec la base d'un profil ressuyé cessant d'alimenter la demande climatique.

Sur un plan pratique, on doit souligner que la présence d'une nappe dans un sol rend toujours très difficiles les études de terrains de régime et bilan hydriques : il faut tenir compte en effet de la dynamique propre et du bilan de la nappe elle-même qui doit être considérée à l'échelle de son extension latérale (cf. 111.24.).

212.6. Discussion générale sur la dynamique de l'eau en rapport avec la morphologie des sols. Conclusions.

Pour examiner les rapports entre dynamique de l'eau et morphologie des sols, on procèdera en deux temps et d'une façon schématique et idéalisée puisqu'on considèrera successivement des caractères simplifiés pratiquement toujours complexes et indissociables dans les sols différenciés, à savoir :

- leur système poral : on supposera pour cela un horizon rigide et homogène quant à ses constituants, mais pouvant présenter toute la diversité d'organisation des vides observable dans les sols, en admettant toutefois qu'il n'y a aucune discontinuité ou rupture dans ce système.
- le problème des discontinuités dans la porosité sera considéré dans le deuxième temps en partant des données disponibles relatives aux mélanges hétérogènes comportant des contacts entre éléments de nature et de porosités différentes. Ces discontinuités et contacts se retrouvent dans le sol à toutes échelles depuis l'assemblage élémentaire jusqu'à l'organisation des horizons dans le paysage, en passant par les différenciations de toutes tailles.

212.61. Dynamique de l'eau et morphologie de la porosité en milieu homogène

En se limitant à la porosité ouverte, il y a lieu de considérer la dimension des pores, leur forme, leur orientation, leurs connexions pouvant déterminer des réseaux plus ou moins complexes ; enfin la régularité ou la dispersion de ces différents caractères.

Une manifestation simple mais démonstrative de l'importance de la porosité dans le comportement des sols devant l'eau peut être observée dans l'humectation d'échantillons de sol mis en présence d'eau. Le phénomène consiste en une entrée d'eau dans les pores et se réalise par des ménisques qui progressent à des vitesses différentes suivant leur diamètre, ce qui explique la possibilité d'emprisonnement d'air dans des culs de sac ou au niveau des connexions ; le phénomène a été étudié en détail par GRAS (1972) qui constate que la quantité d'air emprisonnée dépend des conditions de l'humectation - brutale ou ménagée - mais aussi qu'en conditions d'humectation identiques les matériaux se comportent différemment. L'expérience montre que la propriété d'un corps poreux à emprisonner ainsi plus ou moins d'air est en relation directe avec l'irrégularité de son espace poral ; l'application des lois de la capillarité et de l'hydrodynamique à des morphologies simplifiées mais diversement irrégulières et compliquées de l'espace poral, permettent de rendre compte de ces comportements.

En milieu saturé et en régime de filtration, ces mêmes caractères de la porosité déterminent la surface efficace offerte à la circulation de l'eau, la longueur des cheminements, les frottements qu'elle y rencontre ; la loi de DARCY exprimant une vitesse fictive de déplacement peut être assimilée à une loi de POISEUILLE dans laquelle le coefficient de perméabilité intègre l'ensemble de ces effets de la morphologie de la porosité, qui s'expriment globalement par une plus ou moins grande résistance hydraulique.

En régime d'infiltration sans charge, le schéma de FEODOROFF exprime également les faits expérimentaux en termes de résistance aux déplacements en fonction du jeu des mécanismes évoqués plus haut et des mêmes caractères de la porosité : l'eau pénètre dans les pores les plus gros offrant le moins de résistance, en assurant pendant cette progression vers le bas, le remplissage "latéral" des pores de plus en plus fins où la succion est forte mais la résistance aux déplacements élevée. Deux notions fondamentales découlent de ces résultats :

- celle de seuils concernant tant les débits (humidité minimum à l'infiltration, capacité limite d'absorption et intensité maximum admissible) pour la dynamique du phénomène, que la quantité d'eau restant dans le sol une fois l'équilibre des forces atteint après ressuyage (capacité au champ et concept global de microporosité).
- celle de relais dans l'espace et de retards dans le temps, dans les transferts, en fonction des résistances rencontrées dans le système lacunaire. Un cas concret extrême est celui d'une pluie s'engouffrant dans les fissures largement ouvertes d'une vertisol pour en humecter d'abord la base.

Ceci est d'autant plus remarquable que c'est la réplique de ce qui se passé en régime de dessèchement dans le schéma d'HALLAIRE : le réseau de voies privilégiées formant des mailles doit être représenté en fonction de la morphologie du système poral dont la diversité peut être extrême, comporter toute une série de réseaux hiérarchisés, caractérisés par des résistances données, déterminant autant de débits limites pour les transferts ; soit une série de freins localisés, pouvant jouer le rôle de barrages plus ou moins totaux et prolongés.

Les résultats de ces différentes données peuvent être résumés en considérant le cas fictif d'un volume de sol dont la porosité serait constituée de tubes verticaux émettant latéralement des ramifications successives de plus en plus fines. Les zones périphériques à porosité fine s'humecteraient lentement et avec retard par rapport aux zones centrales ; leur dessèchement serait également plus lent et retardé ; à l'équilibre de ressuyage le remplissage relatif en eau des pores fins serait évidemment plus important ; en cas de circulation saturante, les débits y seraient plus lents.

En rapportant ceci à la morphologie réelle d'un sol, on aboutit à des régimes hydriques et des dynamiques localement différenciés en fonction de l'organisation et des caractères de la porosité.

Dans le sol réel, les constituants sont multiples et l'organisation non rigide, mais ce résultat fondamental n'est en rien changé : les mécanismes responsables de la dynamique de l'eau sont en effet les mêmes ; leurs modalités, leurs conséquences sont seules modifiées, dans un sens parfois prévisible du reste, puisqu'il s'agit essentiellement de deux facteurs nouveaux : - la diversité de nature des parois des pores qui détermine des mouillabilités et des suctions modifiées, - les déformations dues au gonflement - retrait changeant les paramètres géométriques du système.

212.62. Discontinuités dans la porosité. Contacts entre éléments différenciés.

On laissera de côté le cas du régime de filtration en milieu saturé : il a été évoqué à propos de la loi de DARCY et de son application au sol en place constitué d'horizons de perméabilité différente (cf. 212.21) ; il se ramène toujours à un problème de composition de résistances hydrauliques même dans les cas où on a affaire à des mélanges hétérogènes (GRAS, 1972), dont la complexité peut bien entendu interdire pratiquement le traitement mathématique.

On empruntera précisément quelques résultats aux travaux de GRAS (1972) réalisés sur modèles pour étudier la dynamique de l'eau dans un système hétérogène terre fine (il s'agissait d'un sable) - éléments grossiers (qu'on considèrera comme poreux et qu'on nommera cailloux) ; on commencera par examiner comment se fait le passage de l'eau d'un capillaire idéal vertical dans un autre capillaire, horizontal, en connexion avec le premier : il s'agit de donner un exemple de description physique fine des mécanismes intimes réglant ce passage, sur un cas théorique et simple mais qui correspond à ce qui peut se passer dans le cheminement de l'eau en régime d'infiltration non saturante, dans un milieu à porosité simplement irrégulière ou au contact de deux éléments différenciés d'un sol. Ceci permettra de présenter rapidement ensuite les résultats de l'auteur relatifs aux transferts liquides entre les phases sable-cailloux de son mélange, pour les régimes d'humectation et de dessèchement, pour rapporter enfin ces conclusions au problème qui nous occupe.

Dans la connexion capillaire simple considérée initialement sèche, l'eau apportée par le sommet au capillaire vertical progresse vers sa base en présentant un ménisque qui détermine sur l'eau du tube une succion ψ_1 . Si au niveau de la connexion le ménisque apparaissant du

côté du capillaire horizontal détermine de la part de celui-ci une succion ψ_2 supérieure, l'eau va y pénétrer et progresser : en supposant que la mouillabilité est la même, ceci est réalisé lorsque le rayon r_2 est inférieur au rayon r_1 .

Dans le cas contraire, le passage ne se fera que lorsque la condition $\psi_2 > \psi_1$ sera réalisée et la progression va se poursuivre en attendant dans le premier capillaire (avec, là, possibilité d'emprisonnement d'air dans le tube horizontal) ;

- si on est en milieu non saturé, il y a toute chance pour que l'eau en déplacement dans le capillaire vertical corresponde à une quantité limitée à son sommet par un autre ménisque, de telle sorte que la tension dans l'ensemble de la colonne est uniformément ψ_1 : la colonne passera la connexion sans pénétrer dans le tube latéral plus large.
- si on applique au sommet du capillaire vertical une charge hydraulique constante, la pression hydraulique qui se transmet dans la colonne liquide vient en tout point en déduction de la pression négative ψ_1 développée au niveau du ménisque ; si la cote de la connexion et les valeurs ψ_1 et ψ_2 sont telles que lorsque le ménisque arrive à ce niveau, la condition $\psi_2 > \psi_1$ est réalisée, il y aura passage immédiat.

Dans le cas contraire, le passage ne commencera qu'avec retard, lorsque le ménisque aura atteint dans le tube vertical une cote telle que le poids de la colonne d'eau venant en déduction de ψ_1 réalise cette condition.

Ce mécanisme, étendu au cas du contact entre deux éléments différenciés par leur porosité fixe les conditions de passage de l'eau de l'un à l'autre en fonction des diamètres respectifs des pores au niveau des connexions qu'ils présentent, c'est-à-dire - statistiquement - suivant la façon dont se chevauchent ou sont au contraire décalées dans un sens ou dans l'autre les courbes respectives de distribution des calibres des pores : le passage est immédiat de tout pore plus gros à un pore plus petit ; il n'y aura aucun passage si cette condition n'est réalisée en aucune connexion. Ces résultats sont effectivement confirmés expérimentalement, à ceci près que dans le cas où le passage d'un élément à l'autre ne se fait pas, on observe cependant une humectation de celui-ci mais qui se réalise lentement ; ceci est attribué au jeu probable des variations de température et de la diffusion de l'air dans l'eau, mécanisme qui assure une élimination d'autant plus efficace de l'air emprisonné que l'eau circule dans le milieu.

Les conclusions finales de GRAS sont qu'au niveau des contacts entre deux phases d'un mélange hétérogène, le passage de l'eau d'une phase à l'autre est sous la dépendance des suctions respectives exercées par l'une et l'autre et que les déplacements se font vers les suctions les plus élevées : ceci a été vérifié tant en régime d'humectation des cailloux à partir du sable, qu'en régime de desséchement ; la seule faculté d'un matériau poreux à emprisonner plus ou moins d'air dans sa porosité ouverte en fonction de l'irrégularité de son espace poral (suivant le jeu d'ailleurs des mêmes mécanismes et dont l'examen du déversement d'un capillaire dans un autre est un exemple), cette faculté

ne peut expliquer seule les comportements observés, tout particulièrement dans les conditions d'humectation ménagées favorables à l'échappement de l'air emprisonné.

Cette précision est fondamentale, puisqu'elle exprime que dans un mélange hétérogène, le comportement de l'eau vis-à-vis des phases en présence ne dépend pas des seules propriétés de chacune mais aussi des inter-relations qui existent à leur contact.

Un des résultats essentiels pour nous consiste en la convergence et les compléments apportés aux conclusions découlant de l'examen de la dynamique de l'eau en fonction de la morphologie de la porosité d'un milieu homogène.

On arrive ici à la conclusion qu'en régime d'humectation un élément à porosité grossière ne s'humectera qu'avec retard et lentement au sein d'un milieu poreux plus fin. On pourra noter que le retard est à l'inverse de celui relatif au remplissage successif des pores fins après les pores grossiers du schéma de l'infiltration sans charge. Il n'y a pas contradiction : dans ce dernier cas d'infiltration en milieu homogène, tel est bien le type de cheminement de l'apport d'eau et le retard est dû aux résistances rencontrées sans qu'il y ait barrage au niveau d'une discontinuité : le passage est bien au contraire immédiat des pores larges aux plus fins, mais la progression dans les pores les plus fins est plus lente et ainsi de proche en proche... Dans le cas du mélange hétérogène, l'apport d'eau se fait à l'inverse, par le milieu à porosité fine, pour des raisons de géométrie du milieu hétérogène : tel sera le cas d'un horizon lessivé grossièrement poreux sous-jacent à un horizon superficiel plus finement poreux, d'un accident sableux au sein d'un horizon argileux... ; le retard à l'humectation de l'élément à pores larges est dû, dans ce cas, à un blocage au niveau des connexions, au contraire du cas précédent.

En régime de dessèchement, un élément à pores fins, au sein d'un milieu grossier qui le contient, pourra être protégé du dessèchement de façon très efficace sinon totale. La discontinuité du milieu renforce les retards et les freins constatés en milieu homogène.

En définitive, on arrive à cette même conclusion que l'organisation même des sols en ensembles différenciés confère à ces ensembles des régimes et des dynamiques hydriques différentes, détermine les transferts des solutions entre eux, et ceci à toutes échelles.

Il faut à présent revenir sur la distinction qui a été faite entre milieu homogène et milieu hétérogène, et qui est parfaitement artificielle, pour des sols différenciés ; à toutes échelles de structure et d'organisation, l'hétérogénéité est la règle, mais les contacts sont progressifs ou brutaux ; tous les intermédiaires sont possibles. Et hormis les cas évidents de contact brutal entre des éléments aux propriétés très contrastées et morphologiquement très apparentes (comme un horizon poreux perméable sur un horizon argileux, compact et imperméable), la clé de la dynamique de l'eau est à rechercher dans l'analyse fine de la structure et de la porosité : bref, la morphologie et spécialement la micromorphologie est un outil à utiliser en ce sens.

212.63. Conclusions

On ne peut conclure sans revenir d'abord sur deux problèmes soulevés dès le début de ce document :

- celui de la signification dynamique des paramètres et des caractéristiques hydriques des sols couramment utilisés, mais avec combien peu de satisfaction,
- celui de la difficulté à appliquer aux sols les lois théoriques de la physique qui apparaissent parfois en contradiction avec les faits d'observation.

Les résultats passés en revue et les interprétations et conclusions de leurs auteurs amènent à considérer que les lois théoriques de la physique ne sont pas en défaut dans le sol, mais que l'hétérogénéité du milieu et les interactions entre le sol et l'eau constituent toute une série de facteurs perturbateurs pour une application brutale. Les conditions de cette application ont pu être en partie précisées : elle doit être de toute façon envisagée à l'échelle à laquelle jouent effectivement les mécanismes responsables des transferts d'eau, c'est-à-dire aux différents niveaux d'organisation des sols et spécialement à l'échelle microscopique de la structure et de la porosité.

Il s'ensuit que les concepts et les paramètres examinés et retenus dans les chapitres précédents ne sont nullement remis en cause : bien au contraire leur intérêt se trouve renforcé et leur portée étendue comme celle des différents schémas de circulation analysés, dans la mesure où l'ensemble s'ordonne dans un tout cohérent théoriquement fondé et conforme aux lois fondamentales de la physique.

Pratiquement ceci ne simplifie pas les choses : la signification des concepts et paramètres est précisée, ainsi que les conditions d'application des lois de circulation ; mais les conséquences qui en découlent pour atteindre des valeurs significatives des paramètres sont considérables et les moyens pour y parvenir nettement insuffisants. Du moins possède-t-on, pour interpréter et dépasser les données imparfaites qu'on peut mesurer, un fil conducteur ^{la morphologie et la} micromorphologie des sols qui reste un moyen à exploiter et un outil à perfectionner en ce sens.

Les relations qui se dégagent en effet entre la dynamique de l'eau et l'organisation des sols est une seconde conclusion pour nous fondamentale, puisqu'elle fonde sur les bases sûres énoncées plus haut, les études mêmes de dynamique actuelle, telles qu'elles ont été définies en tout début du présent document. Les données passées en revue amènent en effet à conclure que des éléments différenciés des systèmes de sols ont des régimes hydriques différenciés et des dynamiques de l'eau originales. De toute évidence ceci peut entraîner des dynamiques physico-chimiques également différentes et des possibilités de transfert des constituants bien déterminées ; restent à préciser tous ces éléments pour aboutir à la mise en évidence et l'explication de l'évolution actuelle de tel système et si possible aboutir non seulement à son sens et sa nature mais aussi à sa vitesse. Si une telle conception pouvait valablement être présentée au départ comme un postulat acceptable et en gros fondé, plus ou moins intuitivement du reste, du moins il est satisfai-

sant et utile de savoir mieux sur quelles bases théoriques il repose effectivement et il est indispensable de connaître en conséquence les outils les plus adaptés pour poursuivre ou entreprendre l'analyse de la dynamique sur des cas précis.

213. Les grands domaines de comportement mécanique des sols et les moyens de les caractériser

213.1. Présentation

Le sol se présente sous des états différents suivant son humidité : en partant d'un sol sec non particulaire et pour des taux d'humidité croissants, on observe successivement :

- l'état cohérent, rigide et fragile : le sol n'est pas déformable et se rompt sous l'effet d'une force ; une fois rompus, les fragments obtenus n'adhèrent pas les uns aux autres quand on les presse entre eux.
- l'état plastique : sous l'effet de l'application d'une force donnée, le sol est susceptible de se déformer de façon permanente, sans se briser (on signalera au passage qu'une déformation non permanente correspondrait à l'état élastique limité pour les sols aux cas d'horizons tourbeux ou riches en fragments organiques).
Outre que les sols argileux sont plus plastiques, le passage de l'état cohérent à l'état plastique est progressif au fur et à mesure qu'augmente l'humidité : la déformation obtenue est d'abord faible en nécessitant une force importante et le sol se rompt encore facilement ; puis le sol se déforme pour une pression de plus en plus faible et de plus en plus, avant de se rompre.
On conçoit dans ces conditions la difficulté d'apprécier une limite entre ces états et le caractère obligatoirement conventionnel d'une telle limite.
En cet état plastique, des fragments de terre se soudent entre eux sous l'effet de la pression ; le sol peut être pétri.
- enfin, on observera l'état liquide : le sol s'étale sous son propre poids ; c'est une boue qui s'écoule presque comme un liquide.

Les humidités critiques limitant ces différents états ont été définies de façon conventionnelle à l'aide de tests : il s'agit des limites d'ATTERBERG (limite inférieure de plasticité et limite supérieure de plasticité ou limite de liquidité) et de l'indice de plasticité mesurant l'intervalle entre les deux.

On verra d'abord la détermination de ces limites, le plus souvent considérées sur un plan pratique et agronomique, parce que ces différents états conditionnent la possibilité de travail du sol et les résultats qui s'ensuivent. On ne reprendra pas ces données classiques sur ce plan, mais on soulignera ce que représentent ces caractéristiques pour l'évolution des sols, d'un double point de vue :

- l'évolution de la structure de certains sols est directement sous la dépendance de l'alternance des états physiques du système sol-eau qui se produisent en fonction des variations d'humidité. A l'état plastique le sol est susceptible de se tasser sous son propre poids si celui-ci est suffisant et de se prendre en masse (adhérence) d'où disparition de la structure fragmentaire. A l'état liquide, ces phénomènes sont totaux.

- à l'état plastique, les déformations intervenant modifient la porosité et les conditions de circulations des fluides. Il va de soi qu'à l'état liquide, rarement observé, la saturation est la règle, la circulation de l'eau et sa dynamique chimique deviennent particulières.

Comme on l'a déjà vu, la structure et la porosité sont également sous la dépendance des phénomènes de gonflement et de retrait. Les mesures de gonflement sur le terrain et au laboratoire ont été examinées, mais on verra ici un repère d'humidité appelé limite de retrait défini comme la teneur en eau dans des conditions normalisées de laboratoire à partir de laquelle le volume de l'échantillon cesse de diminuer quand cette teneur en eau continue de décroître.

Enfin, on considérera les mesures de résistance à la pénétration (pénétrométrie). Il s'agit d'une technique consistant à mesurer l'énergie nécessaire pour enfoncer dans le sol une tige cylindrique, le plus souvent garnie d'une pointe ; cette technique est conventionnelle : suivant les dimensions de l'instrument par rapport aux dimensions et à l'arrangement de la structure, on aura évidemment des résultats différents et de signification différente. Le sol est trop hétérogène pour qu'on puisse lui appliquer facilement des méthodes définies en résistance des matériaux pour mesurer sur échantillons (éprouvettes) ces propriétés comme la cohésion (force de rupture) ; de telles mesures sont seulement possibles sur des échantillons pétris dont les propriétés sont très éloignées de celles du sol en place, et nous ne les abordons pas. Pour conventionnelle et globale que soient les techniques pénétrométriques qui intègrent l'effet de nombreux caractères des sols : cohésion, structure, porosité, humidité, elles n'en donnent pas moins, sous certaines réserves, des résultats utiles pour le praticien ou pour l'agronome. Pour le pédologue elles constituent une technique d'investigation commode et rapide perturbant peu le milieu et susceptible de renseigner sur les propriétés des horizons, sur les discontinuités structurales, sur la répartition de l'eau, sur l'hétérogénéité du terrain.

213.2. Limites et indices d'ATTERBERG

- Ce sont :
- la limite (inférieure) de plasticité (L.P.) : humidité limitant le domaine cohérent et le domaine plastique.
 - la limite de liquidité (L.L.) : parfois appelée limite supérieure de plasticité, limitant le domaine plastique et le domaine liquide.
 - l'indice de plasticité (I.P.) est défini comme l'étendue de l'intervalle d'humidité entre ces limites, c'est-à-dire du domaine plastique.

On doit citer aussi l'Adhésivité (A), taux d'humidité au-dessus duquel un échantillon du sol commence à adhérer à une pièce métallique ou à une plaque de verre amenée à son contact.

Ces différents paramètres sont définis en pourcentage d'humidité pondérale.

213.21. Déterminations (cf. fiche technique n° 16)

Toutes les déterminations font appel à des techniques de laboratoire conventionnelles mais bien normalisées : il s'agit de tests pratiqués sur la fraction de terre de diamètre inférieur à 0,42 mm (en pratique 0,5 mm) afin d'éviter la perturbation apportée par la présence des

sables les plus grossiers ; l'échantillonnage est fait sur le sol non séché à l'étuve, la quantité de terre fine nécessaire étant au minimum de 200 g. Le tamisage à 0,5 mm est effectué par voie humide ; l'essorage de l'échantillon étant réalisé soit par simple dessiccation, soit sur plaque poreuse dans la presse à plaque utilisée pour les mesures de pF.

Les tests sont réalisés en partant de l'état liquide qui sera soumis à dessiccation progressive : la préparation de l'échantillon à tester nécessite une répartition parfaitement homogène de l'humidité qui est obtenue par un malaxage soigneux de l'échantillon, réalisé par étalements et brassages successifs sur une grande plaque de verre.

La détermination de la limite de liquidité est faite en mesurant le taux d'humidité auquel le sol, amené préalablement à l'état de boue liquide qui se dessèche progressivement à l'atmosphère du laboratoire, passe de l'état liquide à l'état plastique (ou pâteux). L'appréciation de ce passage d'un état à un autre comporte nécessairement une part d'arbitraire. La technique suivante est adoptée : le mélange sol-eau est disposé dans une coupelle métallique en forme de calotte sphérique. On pratique dans cette pâte une rainure en forme de V, et on soumet la coupelle à des chocs standardisés au moyen d'un appareil à came (appareil de CASAGRANDE). Sous l'effet de ces chocs, la rainure tend à se refermer. On compte le nombre de chocs nécessaires pour que les lèvres de la rainure se rejoignent sur une longueur de 1 cm. Par définition, la limite de liquidité correspond au taux d'humidité pour lequel la fermeture de la rainure est obtenue en 25 chocs.

Comme il n'est pas possible d'arriver systématiquement à obtenir exactement ce nombre de 25, on a étudié la relation humidité-nombre de chocs, ce qui a permis d'établir des abaques de transformation à partir de nombres compris entre 15 et 35.

Au point de vue pratique, le remplissage de la coupelle doit être homogène et standardisé ; la manière de tracer la rainure, la hauteur de chute de la coupelle, la fréquence des chocs sont autant de données normalisées (cf. fiche technique).

Pour le point d'adhésivité, l'échantillon utilisé pour la mesure précédente continuant à se dessécher, il apparaît que sa consistance devient de moins en moins collante : l'adhérence à une surface polie, qui se traduit par la trace terreuse laissée par une boule de sol humide sur une plaque de verre ou de métal brillant, disparaît progressivement.

L'appréciation de l'adhérence est délicate. Plusieurs procédés sont possibles : la boulette de terre humide peut être coupée en deux au moyen d'une spatule métallique (de préférence en nickel poli). On peut également opérer en laissant la spatule, maintenue à une extrémité entre deux doigts, tomber sous l'effet de son propre poids, sur le pâton de terre humide. On peut enfin se borner à apprécier la trace laissée sur une plaque de verre propre. C'est ce dernier procédé qui est retenu : on détermine le taux d'humidité auquel le sol humide ne laisse plus de trace sur la surface polie.

Pour la limite de plasticité enfin, lorsque le dessèchement de l'échantillon se poursuit, le caractère plastique du mélange sol-eau diminue. La plasticité de l'échantillon est estimée par son aptitude à former, à la main ou entre deux plaques de verre, des rouleaux de terre plus ou

moins fins. On a fixé arbitrairement le seuil auquel le sol cesse d'être plastique au taux d'humidité auquel il devient impossible d'obtenir des rouleaux de moins de 3 mm de diamètre. Ce seuil constitue la limite de plasticité.

La méthode consistera donc à réaliser des rouleaux de terre de faible diamètre et à mesurer leur taux d'humidité lorsqu'au diamètre de 3 mm, ils se brisent ou se fissurent lorsqu'on les soulève légèrement en leur milieu.

Toutes ces méthodes comportent une part considérable d'arbitraire, tant pour la préparation de l'échantillon que pour la définition des caractéristiques étudiées.

Il faut ajouter que leur réalisation est délicate et nécessite un bon entraînement : il est difficile d'éliminer le facteur personnel de l'opérateur.

Malgré ces imperfections, les méthodes en question donnent des indications intéressantes sur le comportement des sols en présence d'eau ; elles donnent des résultats directement utiles dans le domaine du génie civil, où c'est assez concevable puisque la plupart du temps l'ingénieur cherche à réaliser des compactations en créant des conditions qui se rapprochent de celles de la détermination des paramètres. Même en agronomie, où tel n'est pas le cas, les limites et indice d'ATTERBERG rendent aussi des services, pouvant être mis en relation avec le comportement du sol naturel en place et sa réaction aux instruments de culture. Ceci nous invite à appliquer ces techniques pour les problèmes d'évolution de sols et on cherchera quelles voies peuvent être retenues en ce sens (cf. 213.23).

Dans l'immédiat, on doit souligner que les limites et indice d'ATTERBERG ne sont que des paramètres conventionnels et qu'en tant que tels ils ont avant tout une signification comparative. Leur détermination doit strictement respecter les normes du code opératoire et il est recommandé d'opérer sur des échantillons n'ayant pas subi de dessiccation en laboratoire d'où nécessité de conserver une part de prélèvement en sac plastique étanche.

213.22. Facteurs de variation. Déterminisme

Sans entrer dans le détail du déterminisme des propriétés mécaniques des sols en leurs différents états, on se bornera à rappeler le rôle de lubrifiant joué par l'eau et l'argile (FAURE, 1971), et plus généralement les colloïdes dans les déformations sans rupture intervenant dans le domaine plastique et à l'état liquide où joue, alors aussi, de façon déterminante, le phénomène de dispersion. Ainsi, partant d'un sol sec et rigide, auquel on ajoute de l'eau, sa consistance et son état physique varieront quand sa porosité va se remplir d'eau et que l'épaisseur des couches d'eau absorbée enrobant les particules va augmenter.

Parmi les facteurs déterminant les limites et indice d'ATTERBERG, les fractions granulométriques et la matière organique ont retenu au premier chef l'attention des auteurs :

- une série d'ajustements linéaires a pu être établie pour divers sols (COMBEAU, 1964) montrant en particulier que :
 - . limite de plasticité et limite de liquidité croissent avec le taux d'éléments fins (A + L) ; mais LL croît plus vite que LP et il s'ensuit que plus un sol est lourd plus le phénomène de plasticité apparaît pour une humidité élevée, mais plus aussi le domaine plastique est large.
 - . limite de plasticité et limite de liquidité croissent également avec le taux de carbone organique, mais moins sensiblement et dans des proportions comparables, si bien que l'étendue du domaine plastique est peu affectée par la quantité de matière organique.
- en fait, il est très difficile d'isoler l'influence de chacune des composantes de la texture (REMY, 1971) : l'intensité d'action d'une composante n'étant pas constante, mais dépendant :
 - . de la valeur de la composante : une composante est d'autant plus efficace qu'elle est moins abondante. Ceci conduit à des formules d'ajustement des indices d'ATTERBERG en fonction des logarithmes des fractions granulométriques et organiques.
 - . de la valeur des autres composantes : ainsi les fractions sables et limons pondèrent l'action de l'argile ; de même la matière organique joue un rôle pondérateur, augmentant l'indice de plasticité en sols peu argileux, et le réduisant légèrement en sols argileux. Ce rôle compensateur est intéressant à souligner, puisque les équilibres biologiques naturels font généralement que les taux de matière organique sont en corrélation positive avec les taux d'argile : il y a donc en fait conjonction pour que les sols légers soient de toute façon peu plastiques ; ceci est évidemment un problème pour le praticien qui recherche le domaine de plasticité - favorable au travail du sol - le plus étendu possible.

Parmi les autres facteurs, on doit signaler :

- les oxydes de fer : leur présence semble augmenter la limite de liquidité
- la nature de l'argile : les montmorillonites sont plus plastiques
- certains facteurs pédogénétiques : l'argile illuviale apparaît plus plastique toutes choses égales par ailleurs.
- bien entendu la nature de la matière organique : seule la fraction humifiée, colloïdale, est plastique et non la matière fraîche fibreuse.

On doit enfin considérer la relation existant entre limites d'ATTERBERG et stabilité de la structure : l'indice d'instabilité structurale tient compte des différentes composantes agissant sur la désagrégation - en particulier cohésion et dispersion - et on doit attendre une relation avec la limite mécanique correspondant à la perte de cohésion, soit la limite de liquidité. REMY (1971), définissant la marge de liquidité comme l'intervalle entre la limite de liquidité LL et la capacité de rétention CR, a en effet observé sur une grande série de sols tempérés une relation de type $\log 10 I_s = a + \frac{b}{LL - CR}$; a et b varient suivant que le sol est organique ou non, la matière organique accroissant la stabilité structurale, à limite de liquidité égale.

Divers auteurs ont enfin exprimé les limites d'ATTERBERG en terme de succion traduite en pF ; il va de soi que compte tenu des mécanismes en cause, ces différents paramètres ne correspondent pas à des énergies de succion définies. Seule la limite de plasticité correspond à un niveau d'énergie de rétention assez constant et voisin de 2,9.

On donnera ici quelques exemples de valeurs tirées de S.PERIGAUD (1964), qui illustrent en outre la relation entre stabilité de la structure et les limites d'ATTERBERG.

Horizons humifiés cultivés

	Stabilité structurale			Valeurs des pF correspondant aux différents paramètres			
		Is	K	LL	A	CC	LP
Sols lourds	Stable terre noire argilo calcaire	0,4-0,6	10-30	1,2	1,8	2,8	2,9
	Instable sol détritique décalcifié	1,5-2,0	1-3	2,0	2,5	2,8	2,9
Sols de texture moyenne	Stable sol franc granitique	< 1	> 3	2	2,1	2,5	2,8-3,0
	Instable sol limoneux détritique	1-2	1-3	2,3-2,4	2,5	2,6-2,8	2,6-2,9

213.23. Possibilités d'interprétation et d'utilisation de ces paramètres

Nous raisonnerons sur un schéma inspiré de REMY (1971) représentant les positions relatives les uns par rapport aux autres des paramètres suivants : pF 4,2 (PF), capacité au champ (CC), limite inférieure de plasticité (LP), limite de liquidité (LL)

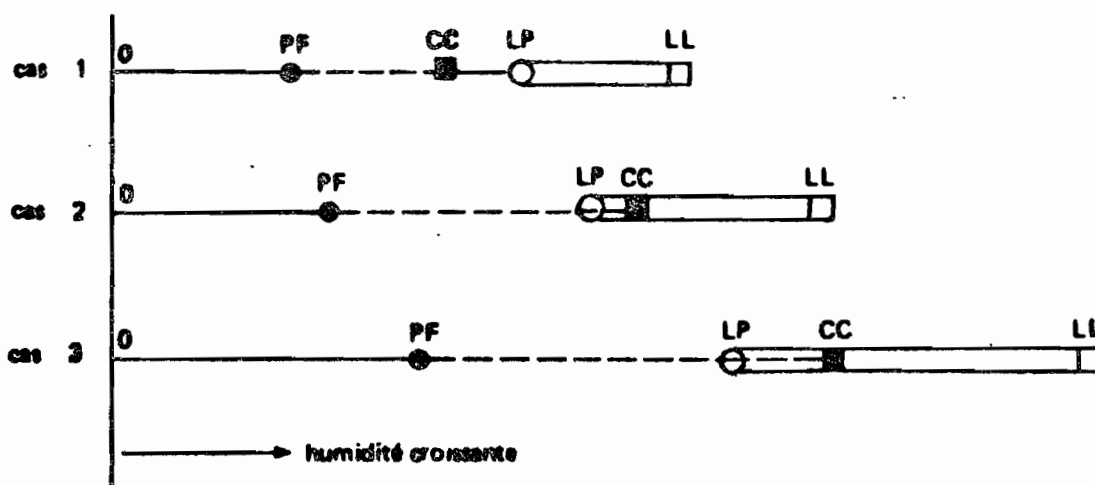


fig. 28

On passe du cas 1 au cas 2 puis 3, aux amplitudes de variations près, lorsqu'à taux de matière organique constant le taux d'argile croît ou lorsqu'à taux d'argile constant le taux de matière organique croît.

Dans le cas 1, la capacité de rétention se trouve en deçà du domaine de plasticité ; il s'agit obligatoirement de sols pauvres en argile et en matière organique, qui ont toutes chances de n'être pas gonflants non plus ; le domaine de plasticité ne sera atteint qu'en état non ressuyé, mais même alors les sols sont peu plastiques. Une fois atteint du point de vue tassement, l'équilibre commandé par la répartition et les caractères de dimension et de forme du squelette, par l'effet du poids du sol dans les conditions de régime hydrique qui lui permettent de jouer, les mouvements mécaniques n'interviennent pratiquement plus dans l'évolution saisonnière du sol qui va se comporter comme un milieu rigide.

Dans les cas 2 et 3, la capacité de rétention se situe dans le domaine plastique ; plus elle est proche de la limite de liquidité, moins la structure est stable et plus les déformations sont faciles ; l'horizon concerné sera alors à l'état plastique de façon prolongée et/ou fréquente et susceptible de tassement, de compaction en fonction de la répartition des efforts et des contraintes dont il est l'objet au sein du profil pendant qu'il est plastique. Dans ces cas, il s'agit généralement d'horizons également plus ou moins gonflants. L'ensemble de ces phénomènes joue alors un rôle essentiel dans l'évolution saisonnière de la structure et de la porosité.

Tous ces commentaires supposent une signification in situ des paramètres considérés, or - on le sait - les raisons sont nombreuses pour que tel ne soit pas le cas : il y a évidemment une grande différence de comportement entre le sol en place et le sol débarrassé de sa fraction grossière, délayé et malaxé comme dans les tests d'ATTERBERG (qu'on reproduit sur le terrain au creux de la main pour l'estimation des textures).

Dans les tests d'ATTERBERG, le malaxage détruit totalement en particulier la structure et dès qu'on a affaire à un sol suffisamment argileux, l'état plastique aussi bien que l'état liquide correspondent à une situation saturée différant par la seule proportion d'eau ; il y a tout lieu de penser que, la structure étant conservée, l'état plastique puisse s'observer avant saturation, l'eau interstitielle étant cependant suffisante pour assurer son rôle de lubrifiant.

Il conviendrait donc de faire des observations directes et si possible des mesures in situ sur profil concernant en particulier :

- l'état plastique et les déformations consécutives à une pression donnée dans tel et tel état d'humidité.
- l'adhérence de la terre à elle-même, qui est réalisée lorsqu'il y a disparition de la structure fragmentaire.

Ces données pourraient être directement utiles à l'interprétation de l'évolution du sol ; il serait intéressant de les mettre alors en relation avec des tests équivalents pratiqués sur mottes, ainsi bien sûr qu'avec les tests standardisés d'ATTERBERG dont on peut aussi envisager

certaines modifications : en particulier les réaliser pour les sols suffisamment argileux, sur la terre fine et non sur la seule fraction inférieure à 0,5 mm.

Enfin, cela va de soi, il est très utile de coupler de telles observations et mesures de terrain avec des mesures de densité apparente pour connaître d'une part le statut hydrogazeux de chaque état, et d'autre part prendre en compte le gonflement qui intervient parallèlement aux phénomènes considérés.

213.3. Phénomènes de retrait - Limite de retrait

213.31. Limite de retrait : définition et détermination

On a déjà considéré longuement les phénomènes de gonflement - retrait (cf. 211.4), en soulignant leur influence sur la valeur de la densité apparente qui entraîne la nécessité de déterminer celle-ci au moment du prélèvement ; en examinant leur importance dans l'évolution saisonnière de la structure et de la porosité, les possibilités d'étudier le gonflement en tant que tel par la mesure de la densité apparente, in situ et sur mottes...

La limite de retrait d'un échantillon de sol se définit comme l'humidité caractéristique pour laquelle le volume apparent de l'échantillon cesse de diminuer lorsque le desséchement se poursuit. En phase d'humectation, c'est l'humidité à partir de laquelle le volume apparent commence à augmenter. Ce paramètre, utilisé en génie civil, est exprimé en pourcentage d'humidité pondérale.

C'est une caractéristique conventionnelle à plusieurs titres : en particulier sa détermination est pratiquée sur la fraction de sol inférieure à 0,42 mm comme ^{pour} les limites d'ATTERBERG, et sur échantillon remanié, malaxé. Son principe repose sur une proportionnalité supposée parfaite entre la diminution de volume et celle du taux d'humidité, entre la limite de liquidité et celle de retrait.

La manipulation (cf. fiche technique n° 17) consiste à amener l'échantillon de poids sec connu P_s (30 g environ) à un état d'humidité légèrement supérieur à la limite de liquidité et à en remplir exactement (débordement et arasement) une coupelle graissée et jaugée, dans des conditions normalisées chassant toute bulle d'air. Le poids de terre humide P_h est mesuré, d'où l'humidité initiale E :

$$E \% = \frac{P_h - P_s}{P_s} \cdot 100$$

La coupelle est mise en desséchement, d'abord à l'air puis à l'étuve ; l'évaporation de l'eau et la diminution de volume qu'elle détermine se manifestent d'une part par le retrait : la terre ne colle pas à la coupelle graissée et on recueille un disque de sol sec, contracté ; elles se manifestent aussi par l'apparition d'une porosité interne dans ce disque de terre sèche.

Le volume apparent du disque est mesuré par déplacement de mercure à l'aide d'un matériel comportant un système de débordement. Soit V_s ce volume apparent, le volume initial de la terre humide (coupelle

pleine) étant désigné par V_h . La quantité d'eau correspondant au retrait est $V_h - V_s$; l'humidité de la terre qui aurait perdu cette quantité d'eau, c'est-à-dire la limite de retrait est :

$$S \% = E - \left(\frac{V_h - V_s}{P_s} \cdot 100 \right)$$

Les données mesurées permettent en outre de calculer le volume spécifique apparent et donc la densité apparente du disque de terre sèche et d'en déduire sa porosité si on connaît la densité réelle du sol. Cette valeur de densité apparente $\rho_a = \frac{P_s}{V_s}$ est parfois appelée rapport de retrait, défini comme le rapport entre la variation relative de volume

$\frac{V_h - V_s}{V_s}$ et la variation relative correspondante de teneur en eau

$$\frac{V_h - V_s}{P_s}$$

Plus intéressante comme autre paramètre est la variation volumétrique : la variation volumétrique d'un sol ayant une teneur en eau donnée H est la variation relative de volume (exprimée en % du volume sec), quand la teneur en eau passe de la valeur donnée à la limite de retrait, S : on la désigne par W , avec $W = (H - S) \rho_a$. Cette variable est intéressante parce qu'elle correspond en principe aux phénomènes observables sur le profil.

Avant d'aborder ces problèmes d'interprétation, on doit revenir sur le caractère conventionnel de la détermination et de la définition de ces paramètres. Outre les points déjà mentionnés, il faut souligner les conditions de dessèchement fixées : pour le disque de sol desséché, la limite de retrait est la quantité d'eau juste suffisante pour remplir ses pores internes ; toute la question est de savoir comment se répartit, en fonction des modalités du dessèchement, la place laissée par le départ de l'eau entre ces deux formes : porosité interne et retrait tel que défini. La méthode est reproductible à condition d'en observer parfaitement la normalisation. Ce n'est qu'un test et son application aux questions de terrain pose des problèmes analogues à ceux considérés pour les limites d'ATTERBERG.

213.32. Schéma d'interprétation, Possibilités et limites.

Dans la mesure où le test reproduirait rigoureusement les phénomènes qui interviennent dans le sol en place - c'est un problème qui sera traité ensuite - les paramètres précédents devraient permettre de calculer commodément la variation volumétrique à tout moment entre deux états dont l'humidité serait connue. Cette variation volumétrique, ou variation de volume en % par rapport au volume du sol sec, ne serait alors que le retrait observable qui joue un rôle essentiel dans la dynamique saisonnière par l'intermédiaire des variations de structure et de porosité qui l'accompagnent.

On se bornera ici à présenter un schéma d'interprétation saisonnier étant entendu que le même raisonnement peut s'appliquer à tout intervalle de temps objet de mesures d'humidité à ses bornes.

Soit S la limite de retrait
h l'humidité minimale saisonnière
H l'humidité maximale saisonnière
W la variation volumétrique saisonnière recherchée
d la densité apparente en sec, mesurée in situ.

- a. Si l'humidité reste constamment en-dessous de la limite de retrait :
 $h < H < S$
la variation volumétrique est nulle.
- b. Si l'intervalle de variation de l'humidité inclut la limite de retrait, encadrée par h et H : $h < S < H$ on aura $W = d (H - S)$, indépendante du minimum h.
- c. Si l'humidité reste constamment au-dessus de la limite de retrait :
 $S < h < H$
on aura $W = \frac{d (H - h)}{1 + d(h - S)}$;

Ces résultats entraînent que W sera maximum si le sol atteint la saturation au maximum saisonnier, puis descend en-dessous de la limite de retrait au minimum saisonnier.

La comparaison entre la densité apparente du disque sec et d, densité apparente en sec mesurée in situ, généralement bien inférieure à la première, renseigne sur le pourcentage de porosité totale perdu par le fait du mode opératoire et par conséquent sur la correction maximum qui pourrait être apportée à dS. On peut aussi, comme ici, remplacer da par d dans l'estimation de la variation volumétrique saisonnière.

En fait, tout le problème de l'application de ce schéma réside dans la reproduction plus ou moins fidèle ou éloignée des phénomènes naturels dans la manipulation de laboratoire.

On peut dire que la limite de retrait mesurée sur échantillon trituré est inférieure à la limite de retrait vraie d'un même échantillon non perturbé. Le malaxage dans l'eau a en effet pour résultat d'effacer une forme de porosité capillaire qui, dans le sol, doit d'abord être satisfaite en eau pour permettre une humectation suffisante pour que démarre le gonflement. Celui-ci peut en outre s'effectuer d'abord aux dépens de certaines formes de porosité grossières sans foisonnement extérieur. Ainsi la limite de retrait conventionnelle caractérise avant tout le gonflement des argiles et dépend de leur nature et leur abondance, en négligeant l'agencement structural du sol en place, et il y a toutes chances que la variation volumétrique calculée soit très surestimée.

La première variante qui vient à l'esprit pour mieux adapter la méthode aux besoins est d'abord d'opérer sur échantillon complet et non sur la fraction granulométrique inférieure à 0,42 mm, puis de comparer la porosité interne du disque sec obtenue à la porosité mottière du sol en place. Ceci donnerait une première idée de la concordance entre les phénomènes expérimentaux et les phénomènes naturels.

Comme on l'a vu (cf. 211.4), l'étude du gonflement sur motte ne donne qu'un indice lui-même potentiel, la motte étant libérée des contraintes qu'elle peut subir dans le sol. Si bien qu'en définitive, seules sont sûres l'étude et la mesure du gonflement in situ, accompagnées d'observations

morphologiques des effets du gonflement et du retrait. Mais il est alors possible d'y associer l'étude sur mottes et l'étude au laboratoire sur échantillon trituré ; la comparaison entre les résultats donnés par ces différentes méthodes peut en effet fournir des renseignements intéressants, tout en permettant de tester la signification des méthodes de laboratoire et en pouvant aboutir à préconiser des types d'analyse de série mieux adaptés.

213.4. Résistance mécanique à la pénétration : pénétrométrie

213.41. Définition et mesure

Comme on l'a déjà signalé, il est pratiquement impossible d'appliquer au milieu sol les protocoles de mesures définis en résistance des matériaux pour mesurer la cohésion. On substitue à la détermination rigoureuse de cette propriété la mesure conventionnelle de la résistance à la pénétration d'une tige cylindrique, généralement garnie d'une pointe.

La mesure est praticable sur motte ou agrégats, sur échantillon remanié et préparé et sur profil non perturbé, seul cas que nous considérons ici.

La méthode consiste à mesurer simultanément la profondeur d'enfoncement de la tige et l'énergie dépensée pour réaliser cet enfoncement. Il existe de nombreux types de pénétromètres, aucune normalisation n'étant définie en ce domaine. Le dispositif le plus simple, dont s'inspire à présent la plupart des auteurs est le pénétromètre dynamique (cf. fiche technique n° 18) qui comporte une tige métallique munie à sa base d'une pointe conique dont le diamètre est légèrement supérieur à celui du corps de la tige. La tige porte une graduation centimétrique partant de la pointe pour mesurer l'enfoncement, et une butée soudée sur son corps, qui joue le rôle de tête de battage ou enclume. Au-dessus de cette butée, une masse cylindrique coulisse sur la tige ; ce "mouton" provoque l'enfoncement de la tige, quand on le laisse tomber sur la butée d'une hauteur définie, sous l'action de son propre poids.

La mesure est donc simple, mais on verra (cf. fiche technique n° 18) que pratiquement elle peut être délicate. Laissant ici de côté les détails proprement techniques (robustesse du matériel, récupération après enfoncement) il faut cependant signaler dès à présent l'importance de la verticalité de la tige en cours d'enfoncement pour éviter qu'une part trop importante de l'énergie dépensée ne soit absorbée par ses frottements contre les parois du forage.

Cette perte d'énergie par frottement constitue de toute façon une des limites de la méthode : même en opérant de façon parfaitement soignée, la tige vibre à partir d'une certaine longueur de travail et les frottements ne peuvent alors être évités ; ceci pose le problème de la profondeur maximale de travail avec un appareil donné, pour obtenir des résultats significatifs. Certaines observations (HUMBEL ; résultats inédits) posent clairement le problème : réalisés sur marche d'escalier mètre par mètre, les profils pénétrométriques partiels montrent systématiquement une légère distorsion au sommet dans le sens d'une absence de frottement et une distorsion inverse à la base dans le sens d'un frottement devenant nettement plus important ; le phénomène est

trop régulier pour pouvoir être imputé à la seule hétérogénéité du terrain qui peut jouer dans la mesure où les déterminations métriques successives ne correspondent pas à une verticale unique ; tandis que par ailleurs, les profils métriques sont bien en continuité à ces distorsions terminales près au niveau des raccords proprement dits.

On manque de données suffisantes pour préconiser un mode opératoire en conséquence. De toute façon, il est toujours intéressant d'éviter de travailler en marches d'escaliers pour conserver à la technique son énorme avantage d'être non destructive. On doit donc suggérer pour les mesures sur des profondeurs importantes :

- d'étalonner si possible son appareillage en comparant dans un nombre suffisant de cas significatifs, des mesures profondes et des mesures fractionnées,
- d'adopter une attitude critique sévère devant tout profil pénétrométrique profond réalisé d'un seul enfoncement et qui montrerait une augmentation monotone de la résistance vers la profondeur qui pourrait ne correspondre qu'au seul jeu des frottements.

Au point de vue manipulation proprement dite, on constate que l'effort à fournir pour enfoncer une pointe donnée varie dans des proportions considérables entre sols et horizons^d suivant les conditions de la mesure ; de même qu'il est plus important avec une pointe de plus grand diamètre. Pratiquement, on joue sur le poids du mouton et sur sa hauteur de chute pour obtenir un enfoncement faible mais sensible par choc du mouton, de façon à réaliser une mesure pratique et précise.

L'expression des résultats peut être multiple :

- pour un appareil de caractéristiques données, la représentation des données brutes de la mesure est tout à fait parlante et offre des possibilités d'interprétation comparative très intéressante. On peut ainsi représenter graphiquement :
 - . le travail cumulé fourni en fonction de la profondeur d'enfoncement.
 - . la courbe dérivée de la précédente, représentant, en fonction de la profondeur, la force à appliquer pour enfoncer l'appareil. Cette représentation est plus parlante et correspond mieux à la notion immédiate de résistance à l'enfoncement.
 - . il revient au même de représenter, toujours en fonction de la profondeur, l'énergie dépensée pour réaliser un enfoncement de n centimètres ; on aurait rigoureusement la courbe dérivée, au facteur multiplicatif constant $\frac{1}{n}$ près, si n était suffisamment petit. Pratiquement, on prend couramment $n = 5$ ou 10 cm. Ce type de courbe est particulièrement facile à dresser, directement sur le terrain : il est commode de prendre pour unité de travail, une chute du mouton utilisé. Etant donné qu'on peut être amené à changer de mouton sur un même profil, il est commode de combiner les poids et hauteurs de chute des différentes masses de façon que le travail d'une chute de l'une quelconque d'entre elles corresponde à un multiple de l'unité de travail d'une chute du plus petit de la série.
- il est cependant indispensable de pouvoir exprimer la résistance à la pénétration comme une caractéristique intrinsèque et donc libérée du coefficient d'appareil. On dispose pour cela de la "formule des Hollandais" donnant la résistance à la pénétration R en kg/cm^2 :

$$R = \frac{P^2 H}{2 (P + p) ES}$$

P = poids du mouton en kg

p = poids des tiges et enclume en kg

S = section de la pointe en cm²

H = hauteur de chute du mouton en cm

E = enfoncement en cm par chute du mouton.

Il s'agit d'une formule empirique qui ne prend en compte que le poids de l'appareil et la section de la pointe, à l'exclusion de tout coefficient de forme ; il faudra en conséquence (cf. 213.42) être réservé sur la comparaison des résultats obtenus avec des appareils de géométrie différente, et les considérer comme des valeurs indicatives.

213.42. Les facteurs de la résistance à la pénétration. Signification et interprétation des résultats.

La pénétration de la pointe de l'appareil provoque une compression latérale de la terre, c'est-à-dire qu'elle vainc des forces de cohésion puis de frottement et réduit la porosité en expulsant eau et gaz, le reste de l'énergie apportée étant dissipé en chaleur.

La résistance mécanique des sols à la pénétration apparaît donc liée d'abord à deux variables essentielles : la cohésion des particules entre elles et le volume des espaces libres ; la grande influence de la granulométrie, du taux d'humidité, peut s'expliquer par l'intervention de ces deux variables (MAERTENS, 1964).

Schématiquement on peut considérer que l'importance des espaces libres permet aux particules de se déplacer, tandis que la cohésion s'oppose à tout dérangement. Il va de soi que suivant les sols, l'un ou l'autre facteur pourra jouer le rôle prépondérant : en sols sableux, les forces de cohésion sont minimales et l'influence de la porosité et du frottement est importante, plus importante que celle de l'humidité ; au contraire, en sols argileux où les phénomènes de cohésion sont prépondérants, l'influence de la porosité est faible, tandis qu'une augmentation de l'humidité diminuera sensiblement la cohésion et aura donc une grande importance.

Partant de ceci, on conçoit que de nombreuses corrélations ont pu être mises en évidence entre la résistance à la pénétration des sols et toute une série de leurs caractères : non seulement porosité ou densité apparente, humidité, mais aussi taux d'argile, capacité au champ, perméabilité (MAERTENS, 1964 ; CANARACHE, 1965).

Pratiquement, il convient pour nous de retenir le rôle essentiel de la cohésion et de la porosité qui se traduit par une variation plus que proportionnelle (allure ou tendance exponentielle) de la résistance mécanique en fonction de ces facteurs ; il convient aussi de noter le rôle très important de l'humidité, d'autant qu'il s'agit là d'une variable saisonnière. Ceci oblige impérativement, si on veut savoir ce qu'on mesure, à associer à toute réalisation de profil pénétrométrique, un profil hydrique.

Avant d'aborder les possibilités d'utilisation des résultats, il faut revenir sur les limites inhérentes à la méthode de mesure elle-même :

- les résultats sont fonction de l'appareil : suivant les propriétés intrinsèques du sol, c'est-à-dire son arrangement s.l., les déplacements mis en jeu dans la pénétration de l'appareil, se réaliseront différemment, avec ou sans rupture, suivant que la pointe sera grosse ou petite et suivant que son angle sera plus ou moins aigu. Ce dernier caractère détermine aussi des frottements plus ou moins importants.

On manque, en ce domaine, d'études comparatives et de données suffisantes pour préconiser en conséquence des matériels standardisés ou adaptés aux divers sols et aux divers problèmes à résoudre.

Il nous paraît important, au stade actuel :

- . de garder une entière liberté dans la conception et l'utilisation du matériel, chaque fois qu'il s'agit de résoudre des problèmes particuliers, d'utiliser la pénétrométrie comme un "outil" de détection non destructeur de diverses propriétés ou de l'état du sol.
- . de s'astreindre dès à présent à l'utilisation d'un matériel normalisé (même s'il n'est pas parfait), susceptible de fournir des résultats rigoureusement comparables entre eux, pour toute étude de caractérisation et pour servir de référence sur quoi caler les données des appareils "libres".

En fonction de l'expérience acquise, pour satisfaire aux exigences de solidité des matériels, tout en ayant la possibilité de travailler sur une gamme importante de sols, nous préconisons des dimensions moyennes et les caractères suivants comme appareil de base :

diamètre de la pointe : 20 mm
angle de la pointe : 90 °
forme de la pointe : sans partie cylindrique à l'arrière du cône (problème de frottement), directement assemblé à un cône inverse de 90 ° minimum d'angle au sommet (cf. fig. 29).

diamètre de la tige :
entre 1/2 et 2/3 du diamètre de la pointe,
soit ici compris entre
10 et 13,3 mm.

Une pointe de 20 mm de diamètre risque d'être trop grosse dans des sols argileux compacts : nous suggérons alors de passer à une pointe de 10 mm avec mêmes autres caractéristiques.

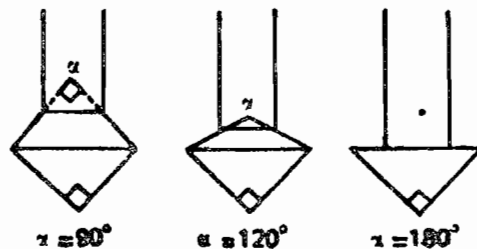


Fig. 29 Formes de pointe acceptées

On ne saurait clore ces considérations sans revenir sur les appareils et utilisations diversifiées à des fins particulières pour signaler :

- combien ces mises au point, pour être adaptées au problème étudié, comportent souvent de tâtonnements longs et pénibles.
- l'intérêt des comparaisons des résultats fournis par différents appareils et à différentes échelles. Il faut mentionner à ce sujet qu'on

peut carrément passer à des échelles plus fines avec d'autres types d'appareil, généralement à ressort et pouvant aller jusqu'à l'aiguille comme pièce travaillante : ces appareils permettent de travailler sur tranchée, sur agrégats...

Ces comparaisons peuvent en effet contribuer à la connaissance des mécanismes intimes de la résistance à la pénétration et permettre de résoudre valablement certains problèmes de méthodologie abordés rapidement ici. Globalement, la combinaison d'échelles différentes peut renseigner sur l'arrangement structural du sol.

Au point de vue utilisation, malgré les problèmes évoqués et toutes les limites et réserves émises, la pénétrométrie rend de grands services aux agronomes et sous divers aspects : application aux efforts de traction pour le travail du sol, importance du facteur résistance mécanique pour le développement racinaire, recherche des fronts de dessiccation et d'humectation, etc...

Pour le pédologue, c'est une méthode qui, vu son arbitraire, ne peut être que comparative, mais qui est susceptible de rendre de grands services aussi, parce qu'elle permet de chiffrer des propriétés - trop globalement certes - pour lesquelles on ne dispose d'aucun moyen commode de quantification : elle permet la mise en évidence d'horizons ou de niveaux de comportement mécanique différent, de recouper ainsi des observations morphologiques (horizons de consistance, de compacité), avec possibilité de préciser la géométrie dans l'espace de limites identifiées sur quelques profils ; elle est apte à des mesures directes sur des différenciations de détails naturelles (croûtages) ou provoquées (semelle de labour, effet de techniques culturales) ; c'est là bien entendu que la diversification du matériel s'impose pratiquement d'elle-même.

Comme autre possibilité de la méthode pénétrométrique sur profil, la sensibilité des résultats aux variations d'humidité, en fait un outil très intéressant pour prospecter en particulier les fronts d'humectation et de dessèchement, d'autant plus précieux qu'il n'entraîne que des perturbations presque négligeables.

B I B L I O G R A P H I E

(Principales références concernant ce seul bulletin.
Cette liste sera reprise et complétée avec la bibliographie
pour l'ensemble du document, qui paraîtra au bulletin n° 3).

- ATTERBERG (A.) - 1911 - Über die physikalische Bodenuntersuchung. Int. Mitt. für Bodenkunde, 1, 7-9.
- AUDRY (P.) - 1962 - Etude pédologique du Centre de Recherches Zootechniques de Dahra-Djoloff (République du Sénégal). ORSTOM, Dakar, multigr., 131 p.,
- AUDRY (P.) - 1967 - Observations sur le régime hydrique comparé d'un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé sous savane et sous culture (arachide et pénicillaire). C.R. Coll. Fertil. des Sols Tropic., Tananarive, nov. 1967, 1591-1614.
- BAVER (L.D.) - 1930 - The Atterberg consistency constants : factors affecting their values and a new concept of their significance. Journ. of the Amer. soc. of Agron., 22, 935-948.
- BAVER (L.D.) - 1956 - Soil Physics. J. Wiley and Sons, New-York, Chapman and Hall, London, 3ème éd., XVIII, 489 p.
- BERTRAND (A.R.), PARR (J.F.) - 1960 - Development of a portable sprinkling infiltrometer. 7ème Congr. intern. Sci. du sol. Madison, Wisc., USA, VI, 4, 433-440.
- BERTRAND (A.R.), PARR (J.F.) - 1961 - Design and operation of the Pusdue Sprinkling infiltrometer. Research bull. Purdue Univers., Indiana, USA, n° 723, 1-16.
- BLAKE (G.R.) - 1965 - Bulk density. In : Methods of Soils Analysis. Part. 1. Physical and Mineralogical Properties, including statistics of Measurement and Sampling. Amer. Soc. of Agron., Madison, Wisc. USA, 374-390.
- BLAKE (G.R.) - 1965 - Particle density. In : Methods of Soil Analysis. Part.1. Physical and Mineralogical Properties, including Statistics of Measurement and Sampling. Americ. Soc. of Agron., Madison, Wisconsin, USA, 371-373.
- BOUCHARD, TREYER, de CASABIANCA, ANDRIAMIHAINGO, ROCHE (P.) - 1964 - Etude pédologique de la plaine de Mahabo (Préfecture de Morondavz). Ech. 1/5.000. IRAT-IRAM, 1962-63. L'Agron. trop., n° 3, 227-252.
- BOURRIER (J.) - 1965 - La mesure des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode Vergière. Bull. Techn. du Gén. Rur., n° 73, 96 p.
- CAILLEUX (A.), PLAISANCE (G.) - 1958 - Dictionnaire des sols. Agronomie, écologie, foresterie, géographie, géologie, géomorphologie, minéralogie, pédologie, travaux publics. La Maison Rustique, Paris, VIII, 604 p.
- CANARACHE (A.) - 1965 - Les facteurs de la résistance mécanique des sols et les méthodes utilisées pour les étudier. Sciences du sol, Versailles, 2, 89-107.
- CAYE (R.), PIERROT (R.), PREVOSTEAU (J.M.) - 1970 - Méthodes de visualisation des milieux poreux en vue de leur analyse quantitative au microscope. Bull. Soc. Fr. Minéral., Cristallogr., 83, 571-578.

- CLOUET (Y.), FEODOROFF (A.), LIBOIS (A.), MERIAUX (S.) - 1972 - Infiltration et déplacement d'un traceur localisé dans un sol non saturé. Effet de l'humidité initiale. Ann. agro., 1972, vol. 23, n° 4, 461-468.
- COLMET-DAAGE (F.), CUCALON (F.) - 1965 - Caractères hydriques de certains sols des régions bananières d'Equateur. Fruits, Fr., 20, n° 1, 19-23.
- COLOMBANI (J.), LAMAGAT (J.P.), THIEBAUX (J.) - 1972 - Mesure de la perméabilité des sols en place : au nouvel appareil pour la méthode Muntz. Une extension de la méthode Porchet aux sols hétérogènes. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. IX, n° 3, 15-46.
- COMBEAU (A.), QUANTIN (P.) - 1963 - Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF-humidité. Sci. Sol., Mai 1963, n° 1, 1-7.
- COMBEAU (A.) - 1964 - Remarques sur les facteurs de variation des limites d'Atterberg. Cah. ORSTOM, sér. Pédologie. vol. II, fasc. 4, 29-39.
- DABIN (B.) - 1962 - Relations entre les propriétés physiques et la fertilité dans les sols tropicaux. Ann. agro., Paris, vol. 13, n° 2, 111-140.
- DAIAN (J.F.), VACHAUD (G.), TAUNIER (J.M.) - 1971 - Sur un dispositif de scrutation et d'enregistrement automatique de pressions de fluides. Application à l'étude des bilans hydriques in situ. C.R. Acad. Sci., 272, 348-350.
- DAUDET (F.A.) - 1970 - La gammamétrie et son application à la mesure de l'humidité des sols. in : Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère, INRA, Paris, 325-338.
- DAUDET (F.A.) - 1970 - Méthodes et techniques d'étude de l'état de liaison et de la teneur en eau dans le sol et la plante. in : Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère, INRA, Paris, 283-313.
- DEMOLON (A.) - 1960 - Principes d'agronomie. T.I. La dynamique du sol. Dunod, Paris, 5ème éd., XXII, 520 p.
- Détermination des masses volumiques en place par gammadensimétrie. Modes opératoires du laboratoire central des Ponts et Chaussées. - 1971 - Dunod éd., Paris.
- DUBREUIL (P.) - 1967 - Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. IV, n° 1, 3-27.
- DUBREUIL (P.) - 1967 - Détermination des paramètres du sol influant sur le cycle hydrologique dans les bassins représentatifs et expérimentaux. Protocoles et mesures. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. IV, n° 3, 7-17.
- DUBREUIL (P.), COLOMBANI (J.) - 1970 - Mesures d'humidité et de perméabilité des sols dans les bassins représentatifs et expérimentaux : additifs aux protocoles et présentation des résultats. ORSTOM, Service Hydrol. Paris, note techn. n° 21, 18 p. multigr. (2ème éd. révisée).
- DUCHAUFOR (P.) - 1970 - Précis de pédologie. Masson et Cie, 3ème éd., Paris, VIII - 482 p.
- DURAND (J.H.) - 1958 - Les sols irrigables. Etude pédologique. Alger, 1 vol., 191 p.
- FAURE (A.) Contribution à l'étude du mécanisme du compactage des sols. Notion de potentiel de lubrification. Ann. agro., Paris, 22, 5, 487-513.

- FEODOROFF (A.) - 1962 - Ressuyage du sol et capacité de rétention pour l'eau. Ann. agron., Paris, 13 (6), 523-547.
- FEODOROFF (A.), BÉTRENIEUX (R.) - 1964 - Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ. Sci. du Sol, Paris, 2ème sem. 1964, 109-119.
- FEODOROFF (A.) - 1965 - Etude expérimentale de l'infiltration de l'eau non saturante. Cas d'un sol initialement sec et d'un arrosage sans formation de plan d'eau en surface. Ann. Agro. 1965, 16 (2) 127-175. et Ann. Agro. 1965, 16 (3), 231-263.
- FEODOROFF (A.), YARON (B.) - 1967 - Expériences sur l'infiltration de l'eau non saturante dans un sol préalablement humide. Ann. Agro., 18 (1), 5-15.
- FEODOROFF (M.) - 1969 - Expérience de redistribution gravitaire. Bull. BRGM (2ème série), sect. III, n° 4, 107-109.
- FEODORODD (A.), ARNOUX (J.), LECONTE (M.) - 1969 - Une définition du "palier" de teneur en eau. SPEPE, C.R. réunion Fontainebleau, 1.1-1.73.
- FEODOROFF (A.) - 1969 - Infiltration et problèmes agronomiques. Quelques approches expérimentales. La Houille Blanche, Paris, n° 8, 869-884.
- FEODOROFF (A.), BALLIF (J.L.) - 1969 - Etude de l'infiltration de la pluie in situ à l'aide de tensiomètres. Ann. Agro., 20 (5), 475-504.
- FEODOROFF (A.) - 1970 - Une méthode pour l'étude de l'infiltration au champ. Premiers résultats. Communication au Symposium international sur l'érosion, Prague, juin 1970. Sci. du Sol, Versailles, n° 1, 19-30.
- FEODOROFF (A.), TOURNIER (J.P.), DELMAS (A.B.) - 1971 - Premières informations sur l'entraînement d'un traceur dans un sol non saturé. Colloque SPEPE "Etude des mouvements de l'eau dans les sols non saturés", Bastia, 3.1.-3.11.
- FEODOROFF (A.), GUYON (G.) - 1972 - Choix du système d'assainissement d'une parcelle. Bull. Techn. d'informat., Minist. Agric. Paris, n° 271-272 : Assainissement et drainage, 803-814.
- FEODOROFF (A.), TOURNIER (J.P.) - 1973 - Equipement d'une station pédo-hydrologique. Un dispositif simple pour l'enregistrement de la tension de l'eau d'un sol en place. Ed. S.E.I., CNRA, Versailles, ét. n° 55, 30 p.
- GAUCHER (G.) - 1968 - Traité de pédologie agricole. Le sol et ses caractéristiques agronomiques. Dunod éd., Paris, X-579 p.
- GRAS (R.) - 1962 - Quelques observations sur les relations entre les propriétés physiques du sol et la croissance du pêcher dans la vallée du Rhône entre Vienne et Valence. Ann. agro., 1962, 13 (2), 141-174.
- GRAS (R.) - 1969 - Considérations sur la porosité et l'étude des milieux poreux. Sci. du Sol, Versailles, n° 2, 79-89.
- GRAS (R.) - 1969 - Les mesures de densités apparentes en sol caillouteux. Bull. ass. Fr. Et. Sol., 9-11.
- GRAS (R.) - 1972 - Effets des éléments grossiers sur la dynamique de l'eau dans un sol savelux. Ann., Agron., Fr., vol. 23 ; n° 2, 197-239.; n° 3, 247-316. ; n° 4, 379-406.
- HALLAIRE (H.) - 1953 - Diffusion capillaire de l'eau dans le sol et répartition de l'eau en profondeur sous sols nus et cultivés. Ann. Agron., Paris, vol. 4, n° 2, 143-244.

- HALLAIRE (M.) - 1964 - Le potentiel efficace de l'eau dans le sol en régime de dessèchement. In : "Eau Produc. vég.", Paris, Inst. Nation. Rech. agro., 24, x 16, 27-62.
- HALLAIRE (M.), BALDY (C.) - 1964 - Potentiel matriciel de l'eau dans le sol et tension superficielle de l'eau. In : "Eau Produc., vég." Paris, Inst. nation. Rech. agron., 24 x 16, 15-25.
- HENIN (S.), MONNIER (G.), COMBEAU (A.) - 1958 - Méthode pour l'étude de la stabilité structurale des sols. Ann. Agron., 1, 73-92.
- HENIN (S.), FEODOROFF (A.), GRAS (R.), MONNIER (G.) - 1960 - Le profil cultural - Principes de physique du sol. 320 p. S E I A, Paris.
- HENIN (S.) - 1971 - Les conceptions des agronomes concernant les états de l'eau dans les sols. Bull. Group. Franc. Argiles, t. XXIII. 1, 9-17.
- HUMBEL (F.X.), PELLIER (J.L.) - 1969 - Porosité, densité et perméabilité de sols ferrallitiques rouge et jaune près de Yaoundé. ORSTOM, Yaoundé, ronéo, 28 p.
- HUMBEL (F.X.) - 1970 - Etude de la densité apparente mesurée in situ dans quelques sols du Cameroun. ORSTOM, centre de Yaoundé, 49 p. ronéo.
- Mc INTYRE (S.D.), LOVEDAY (J.) - 1968 - Problems of determination of soil density and moisture properties from natural clods. Soil Sci., vol. 105, 232-235.
- JONGERJUS (A.), SCHOONDERBEEK (D.), JAGER (A.), KOWALINSKI (St.) - 1972 - Electro-optical soil porosity investigation by means of quantimet - B equipment Geoderma., Amsterdam, vol. 7, n° 344, 77-197.
- KLUTE (A.) - 1965 - Laboratory measurement of hydraulic conductivity of unsaturated soil. In : Methods of soil analysis, Part. 1 : Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling (BLACK C.A. and coll. éd.) ; Agronomy, Monograph. n° 9 of Am. Soc. of Agron., Madison 253-261.
- KLUTE (A.) - 1965 - Water diffusivity. In : Methods of soil analysis, Part. 1 : Physical and mineralogical properties, including statistics of measurement and sampling (BLACK C.A. and coll. éd.) ; Agronomy, Monograph. n° 9 of Am. Soc. of Agron., Madison ; 262-272
- MAERTENS (C.) - 1964 - La résistance mécanique des sols à la pénétration : ses facteurs et son influence sur l'enracinement. Ann. agron., Fr., 15, n° 5, 539-554.
- MAERTENS (C.) - 1965 - Deux méthodes de détermination de la densité du sol en place. Leurs possibilités d'utilisation. Bull. A.F.E.S., n° 8, 283-292.
- Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols S.S.C. - O.R.S.T.O.M. Bondy. ORSTOM, 30 p. 1972.
- MITSCHERLICH (E.A.) - 1923 - Boden Kunde für Land und Forstwirte. Berlin, 4ème éd.
- MORIZET (J.) - 1967 - Etude de la circulation de l'eau non saturante dans différentes terres en régime de dessèchement. Ann. Agron., 18 (3), 267-283.
- MORIZET (J.), MILLET (R.) - 1971 - Etude de la mobilité de l'eau non saturante dans des colonnes de sols soumises à l'évaporation ; influence de la texture et de la teneur en matière organique. Ann. Agron., Paris, 22 (2), 197-211.

- PELTIER (R.) - 1969 - Manuel du laboratoire routier. Dunod, Paris, 291 p.
- PERIGAUD (S.) - 1964 - Travail du sol et limites d'Atterberg. C.R. Acad. Agri. Fr., 50, I, 57-68.
- PIOGER (R.) - 1952 - Mesures d'infiltration sur le terrain. Interprétation des résultats. E.N.A., Grignon, 37 p. ronéo.
- PUECH (J.) - 1969 - Capacité de cession de l'eau des sols et essai d'interprétation des débits. Ann. Agron., 30 (5), 505-516.
- PUECH (J.) - 1969 - Etude expérimentale de la circulation de l'eau non saturante de différents sols vers une zone d'absorption. Ann. Agron., 20 (3), 245-261.
- PUECH (J.) - 1972 - Rôle de la texture et de l'humidité initiale dans la cession d'eau de différentes terres. C.R. Acad. Sci., D, 275, n° 13, 1347-1349.
- PUECH (J.) - 1972 - Distribution des réserves utiles dans différentes terres et cession de l'eau. C.R. Acad. Sci., D, 275, n° 14, 1481-1483.
- REMY (J.C.) - 1971 - Influence de la constitution physique des sols sur leur comportement mécanique : signification des limites d'Atterberg en matière de travail du sol. Ann. Agron., 22, 3, 267-290.
- RENNIE (P.J.) - 1957 - Routine détermination of the solids, water and air volumes within soil clouds of natural structure. Soil Sc., vol. 84, n° 5, 351-365.
- RICHARDS (L.A.) - 1931 - Capillary conduction of liquids through porous mediums. Physics, 1 : 318-333.
- RICHARDS (L.A.) - 1947 - Pressure membrane apparatus, construction and use. Agric. Engng., 28, 451-454.
- RICHARDS (L.A.) - 1948 - Porous-plate apparatus for measuring moisture. Soil Sci., 66, 105-110.
- RODE (A.A.) - 1962 - Soil Science. Moskva, Léninegrad. 1955). Translated from Russian ; Israel Program for scientific Translations, Jérusalem, 1962, 517 p.
- RODE (A.A.) - 1969 - Theory of soil moisture. Vol. I : Moisture properties of soils and movement of soil moisture. Translated from Russian (Léninegrad 1965) ; Israel Program for scientific Translations, Jérusalem, 1969, 560 p.
- ROEDERER (P.) - 1956 - Perméabilité des sols (méthode PORCHET), d'après MM. de BEAUCORPS, de CHEVRON-VILLETTE, LANGLE, PUJOS et ROEDERER, méthodes recueillies par P. ROEDERER. ORSTOM, Rabat, 9 p. ronéo.
- SANGLERAT (G.) - 1965 - Le pénétromètre et la reconnaissance des sols. Dunod, Paris, 230 p.
- RUSSEL (J.C.), WEHR (F.M.) - 1928 - The Atterberg consistency constants. Journ. of the Amer. Soc. of Agron., 20, 354-372.

- SMILES (D.), VACHAUD (G.), VAUCLIN (M.) - 1971 - Sur l'application de l'équation de diffusion aux écoulements d'eau dans les sols non saturés. Non-unicité de la relation $\psi(\theta)$ en drainage. C.R. Acad. Sci., 272, 59-62.
- SMILES (D.), VACHAUD (G.), VAUCLIN (M.) - 1971 - Sur l'application de l'équation de diffusion aux écoulements d'eau dans les sols non saturés. Influence de la dynamique de l'écoulement sur la valeur de $\psi(\theta)$ durant un drainage. C.R. Acad. Sci., 272, 401-404.
- SORMAIL (L.) - 1969 - Quelques considérations sur l'emploi des tensiomètres. C.R. Colloque transferts dans les milieux poreux non saturés, bull. A I H S, XIV, 2, 79-94.
- SORMAIL (L.), VACHAUD (G.) - 1969 - Mesure des potentiels d'humidité dans les sols non saturés au moyen de tensiomètres classiques et osmotiques. La Houille Blanche, 8, 849-860.
- TALINEAU (J.C.), LESPINAT (P.A.) - 1971 - Evolution des profils hydriques relevés par la méthode neutronique sous quelques plantes fourragères en saison sèche. Cah. ORSTOM, Biol., Fr., n° 15, 3-19.
- TERZAGHI (K.), PECK (R.B.) - 1961 - Mécanique des sols appliquée aux Travaux Publics et au Bâtiment. Dunod Ed., Paris, 565 p.
- THIAIS (J.L.) - 1968 - Mesure de la perméabilité à l'eau d'un sol en place à l'aide d'un appareil de Muntz modifié. ORSTOM, Cayenne, 7 p. ronéo.
- THONY (J.L.), VACHAUD (G.), VAUCLIN (M.) - 1970 - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieu poreux non saturés. Redistribution dans une colonne verticale de sol sec. C.R. Acad. Sci., Paris, sér. A, 270, 1444-1447.
- THONY (L.), VACHAUD (G.), VAUCLIN (M.) - 1970 - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieux poreux non saturés. Infiltration et redistribution dans une colonne de sol en drainage. C.R. Acad. Sci., Paris, sér. A, 270, 1538-1541.
- TOBIAS (Ch.) - 1968 - Mesure au laboratoire de la perméabilité d'échantillons de sols non remaniés. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. VI, n° 2, 251-257.
- VACHAUD (G.) - 1969 - Mise au point d'un prototype de tensiomètre osmotique. Convention CEFIE n° 163. Rapport d'essai final, 20 p.
- VACHAUD (G.), WAKIL (M.) - 1970 - Etude expérimentale des phénomènes d'hystérésis dans les écoulements en milieu poreux non saturés. Etude de la conductivité hydraulique. C.R. Acad. Sci., Paris, 271, 175-178.
- VACHAUD (G.), VAUCLIN (M.), WAKIL (M.) - 1971 - Sur la non-unicité de la relation $\psi(\theta)$ pendant le drainage d'une colonne verticale. Dépendance entre ψ et $\partial\psi/\partial t$. C.R. Acad. Sci., 272, 1266-1269.
- VERNET (A.) - 1964 - Evaporation de l'eau du sol. in : L'eau et la production végétale, INRA, Paris, 415-428.
- VERNET (A.), RHAÏEM (H.), DAUDET (F.A.) - 1970 - Micropsychromètre à effet Peltier pour la mesure du potentiel hydrique. Techniques d'études des facteurs physiques de la Biosphère, INRA, 315-324.
- VIZIER (J.F.) - 1971 - Etude des variations du volume spécifique apparent dans les sols hydromorphes au Tchad. Allure des phénomènes. Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. IX, n° 2, 133-145.

- WACQUANT (J.P.) - 1968 - L'analyse au laboratoire de la densité apparente des terres en vue de l'interprétation volumique des résultats d'analyses édaphiques. Sci. du Sol, Paris, n° 2, 119-135.
- WIND (G.P.) - 1966 - Capillary conductivity data estimed by a simple method. Intern. Assoc. of scientif. hydrol., Proc. of the Wageningen Sympos. : Water in the unsaturated zone, 181-191.
- ZWARICH (M.A.), SHAYKEWICH (C.F.) - 1969 - An evaluation of several methods of measuring bulk density of soils. Canad. Journ. Soil Sci., 49, 2, 241-245.
-

ANNEXES : FICHES TECHNIQUES

- N° 1 Densité réelle. Méthode classique au pycnomètre.
- 2 Densité apparente sur mottes. Méthode à la paraffine et à l'eau.
- 3 Porosité des mottes. Méthode au pétrole.
- 4 Densité apparente. Méthode au cylindre.
- 5 Densité apparente. Méthode au sable.
- 6 Densité apparente. Méthode au densitomètre à membrane.
- 7 Porosité ouverte et fermée. Densité pseudo-réelle.
- 8 Perméabilité MÜNTZ
- 9 Perméabilité : Méthode MÜNTZ modifiée par PIOGER.
- 10 Perméabilité PORCHET
- 11 Méthode VERGIERE : mesure en laboratoire, sur monolithes, de la perméabilité et de la densité apparente.
- 12 Infiltromètre de BERTRAND : schéma et utilisation.
- 13 Capacité de rétention déterminée en laboratoire sur terre fine.
- 14 Capacité de rétention déterminée en place par arrosage sur le terrain.
- 15 Détermination de l'humidité d'échantillons de sols à différents niveaux de potentiel matriciel (pF).
SAMPLES
- 16 Propriétés mécaniques des sols. Limites et indices d'ATTERBERG.
- 17 Essais de retrait. Limite de retrait.
- 18 Pénétrométrie sur profil.

Les listes de matériel données sont non limitatives et ne sauraient constituer une recommandation.

1. **/OBJET/** Détermination du poids spécifique (auquel on assimilera numériquement la densité) de la fraction solide d'un échantillon de sol :
$$d_r = \frac{P}{V}$$
2. **/PRINCIPE/** Mesure du poids et du volume de la phase solide d'un petit échantillon sec. La mesure du volume est réalisée par déplacement de liquide.
Rem : on peut opérer sur un échantillon humide dont l'humidité est connue ; ceci entraîne une correction dans le calcul (cf. paragr. 5).
3. **/MATÉRIEL/** Balance sensible au mg.
Pycnomètre classique (cf. fig. 1) ; on utilise généralement un pycnomètre de volume de 50 ml environ.
Dessiccateur/Disposition d'une installation de vide : simple trompe.
4. **/PROTOCOLE/** La méthode consiste à faire une série de quatre pesées a, b, c, d, dont on déduit le poids et le volume de l'échantillon.
On suppose, dans ce qui suit, qu'on opère sur échantillon sec.
Les quatre pesées successives concernent :
a = le pycnomètre vide
b = le pycnomètre contenant le sol à étudier (15 g. environ), séché à l'étuve et ramené à la température ambiante.
c = le pycnomètre + sol + eau.
d = le pycnomètre rempli d'eau.

On a $P = b - a$

$$V = (d - a) - (c - b) \quad \text{d'où} \quad d_r = \frac{b - a}{(b + d) - (a + c)}$$

Il est essentiel que les pesées soient effectuées à température constante (stabilisation du pycnomètre et de l'eau), de 20 °C si possible.

Opération a : pycnomètre vide

Nettoyer le pycnomètre, en principe à l'eau, puis à l'alcool, puis à l'éther. Sécher à l'étuve à 105 °. Laisser refroidir en dessiccateur.
Peser.

Opération b : pycnomètre + terre

On opère avec de la terre fine, passée à la passoire de 2 mm, séchée à l'étuve à 105 ° et ramené à la température ambiante.
Une quantité approximative de 15 g de cette terre échantillonnée est introduite dans le pycnomètre ; la pesée b permet d'en connaître le poids exact.

Opération c : pycnomètre + terre + eau

C'est l'opération la plus délicate de la manipulation ; elle est faite en deux temps.

- On imbibé la terre et on la recouvre d'environ 1 cm d'eau distillée, dégazée. On place le pycnomètre sous une cloche à vide aussi longtemps qu'il le faut pour qu'il n'y ait plus de dégagement de bulles d'air. Ceci demande en général une heure. Il est bon de casser le vide et d'agiter au moins une fois pour modifier la position des particules qui ont décanté, et faciliter le départ de l'air emprisonné entre elles.
- On termine le remplissage à l'eau distillée dégazée, en prenant soin de ne pas perdre les particules de débris végétaux entraînées à la surface de l'eau. On ajuste alors au trait de repère du pycnomètre, soit avec une seringue médicale à aiguille fine, soit à l'aide de

minces bandes de papier filtre enroulées, qui permettent d'enlever le film d'eau qui adhère aux parois du tube capillaire au-dessus du repère. Le bouchon doit être bien assujéti dans le goulot ; quand on essuie l'extérieur du pycnomètre, près du col, le niveau du liquide ne doit pas varier dans le tube capillaire. La partie renflée du pycnomètre ne doit pas être tenue avec la main afin d'éviter les causes d'erreurs dues aux variations de température : on le tiendra avec deux doigts au niveau du col.

Opération d : pycnomètre + eau

On emploie de l'eau distillée (en fait échangée), préalablement dégazée par ébullition ou sous vide, mais toujours à la température ambiante. On en remplit le pycnomètre, puis on ajoute le bouchon creux. Réglage du niveau au repère du tube du bouchon comme ci-dessus en c.

5. CALCULS

- Avec de la terre séchée à l'étuve, on a $d_r = \frac{b - a}{(b + d) - (a + c)}$
- Dans le cas où l'on utiliserait une terre non séchée à l'étuve, au taux d'humidité pondéral H %, le poids d'eau h contenu dans l'échantillon est :
$$h = (b + a) \cdot \frac{H}{100 + H}$$

le poids de sol sec est égal à : $(b - a - h)$
le volume de sol sec est : $(d - a) - (c - b) - h = (b + d) - (a + c + h)$
d'où $d_r = \frac{b - a - h}{(b + d) - (a + c + h)}$

6. PRECISION Avec dix répétitions de la mesure, l'erreur relative commise sur la valeur moyenne de d_r est de $\pm 1,5$ % pris au seuil de probabilité de 95 %.

7. LIMITES TECHNIQUES

- Imprécisions sur la connaissance des volumes et variations de volume du pycnomètre : problèmes de manipulation et de température.
En laboratoire tropical non doté d'une climatisation générale, ce problème de température se pose de façon encore plus aigüe : l'eau distillée et l'échantillon en dessiccateur doivent être stockés dans la salle de pesée 12 heures à l'avance pour assurer l'égalisation des températures.
- Imperfection du dégazage.
- Présence de débris organiques gênants.

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

- Problème général du prélèvement sur le terrain, puis de l'échantillonnage au laboratoire : conditionne le degré de signification du résultat de la mesure vis-à-vis de l'objectif recherché ; il peut se poser une question de taille minimale d'échantillon à traiter (cf. paragr. 9 : normalisation et variantes).
A noter, en ce qui concerne l'échantillonnage d'un sol séché, amené à l'état de terre fine ou broyée, qu'on se trouve en présence d'un mélange de grains de densités différentes qui ont tendance à se trier spontanément lors des manipulations. Là est la cause de l'importance et de la difficulté de réaliser un échantillonnage correct pour toute analyse.
- Faible amplitude de la gamme de variation de la densité réelle : la densité réelle globale d'un échantillon est la somme pondérée des densités réelles de ses constituants ; les coefficients de pondération sont les proportions volumiques de chacun d'eux. Si on se trouve en présence d'un

échantillon dont on a mesuré la densité réelle d_r , et fait d'un mélange de n constituants de densités réelles respectives d_i ; dont les proportions volumiques sont t_i , on a les deux relations :

$$d_r = \sum t_i \cdot d_i$$

$$\sum t_i = 1$$

En principe, ceci permet donc de déduire deux des paramètres d_i ou t_i dans la mesure où tous les autres sont connus. Ainsi la mesure de la densité réelle globale d'un échantillon de composition minéralogique connue (d_i connus), devrait permettre de déduire les proportions volumiques de deux des constituants dans la mesure où les autres seraient connues. En pratique, la faible amplitude de variation de d_r ne permet pas d'obtenir une précision suffisante par cette voie, sauf exception, dans le cas où des constituants auraient des d_i suffisamment différentes des autres (certaines concrétions ; certains horizons organiques).

En fait la détermination de la densité réelle sert surtout au calcul de la porosité totale de l'échantillon.

9. RENDEMENT - PRIX DE REVIENT - ADAPTATIONS - VARIANTES/

- Mesure délicate et assez longue ne supportant pas la médiocrité ou l'à peu près, ni dans la manipulation, ni dans la qualité du matériel.

- La normalisation des volumes et quantités (pycnomètre de 50 ml et 15 g. de terre environ) est à respecter chaque fois que possible, en fonction des limites techniques mentionnées ; il est cependant évident qu'on peut, si besoin est, opérer sur des prises plus petites ou plus importantes, en adaptant le matériel utilisé.

- Variante : méthode simplifiée par ébullition et sans pycnomètre (ROOSE)

Un poids P de terre sèche échantillonnée et exactement pesée (on prendra commodément 20 g) est introduit dans un ballon jaugé (avec 20 g de terre on prendra un ballon de 100 cc). On ajoute de l'eau permutée jusqu'à moitié du ballon environ et on fait bouillir pendant deux à quatre heures. On laisse refroidir ; on ajuste au volume avec de l'eau permutée bouillie et on pèse. On aura préalablement pesé le ballon plein d'eau. Toutes les opérations de mise à volume doivent évidemment respecter une température constante et la plus proche possible de 20 °C.

Soit P_1 le poids du ballon plein d'eau

P_2 le poids du ballon avec terre + eau

V le volume réel de l'échantillon de terre, qu'on cherche à déterminer

On appellera V_1 le volume du ballon jusqu'au trait de jaugeage

p le poids du ballon vide

la détermination de ces deux paramètres n'étant pas utile.

On a en effet $P_1 = p + (V_1 \times 1)$

$P_2 = p + (V_1 - V) 1 + P$

$$P_2 - P_1 = P - V \text{ d'où } V = P_2 - P_1 + P \text{ et } d = \frac{P}{P_2 - P_1 + P}$$

Cette méthode est rapide et simple ; elle met en jeu un matériel courant et peu coûteux. On perd en précision par rapport au pycnomètre pour l'ajustement au volume, mais on peut pratiquer aisément des répétitions. Enfin, la méthode permet facilement de traiter des volumes importants.

10. REFERENCES

Bibliographie

- Traités classiques de science du sol, physique du sol (cf. bibliographie générale du rapport)
- BLAKE (G.R.) - 1965 - Particle density - in Methods of Soil Analysis. Part. 1. Physical and Mineralogical Properties, including Statistics of Measurement and Sampling.
Amer. Soc. of Agron., Madison, Wisconsin USA, pp. 371-373.
- MITSCHERLICH (E.A.) - 1923 - Bodenkunde für Land und Forstwirte
Berlin, 4e éd.
- Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols SSC-ORSTOM Bondy.
ORSTOM, 30 p., édition revue et corrigée 1972.

Rédacteur : A.COMBEAU - P.AUDRY

Pédologues à consulter : A.COMBEAU - F.X.HUMBEL - E.ROOSE - P.AUDRY.

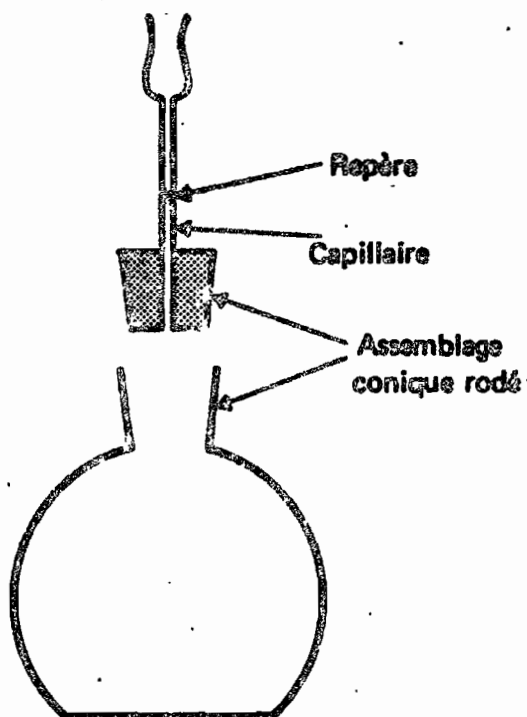


Fig. 1. PYCNOMETRE.

1. **OBJET** Détermination du poids spécifique apparent (auquel on assimilera numériquement la densité apparente) de mottes de sol : éléments structuraux ou fragments :
$$d_a = \frac{P}{V_a}$$
 P = poids de la motte sèche
 V_a = volume apparent de la motte.

Ce paramètre permet de calculer la porosité de la motte dans la mesure où l'on connaît sa densité réelle.

2. **PRINCIPE** Mesure du poids et du volume apparent d'une motte.

Le poids est déterminé par simple pesée. La mesure du volume apparent est réalisée par déplacement de liquide après que la motte ait été enrobée extérieurement d'une couche de paraffine la rendant imperméable, le volume correspondant de paraffine étant déduit du volume total mesuré.

La méthode est le plus couramment utilisée pour des mottes de 30 à 100 g et sèches : c'est le cas qui sera retenu pour la décrire. Le volume apparent est alors mesuré par la poussée d'Archimède reçue par la motte quand on l'immerge, technique d'ailleurs utilisable, quelle que soit la dimension de la motte.

On citera cependant en paragr. 9 les autres techniques possibles de mesure de volume apparent pour des mottes de dimensions différentes ; on verra également en paragr. 9 l'application de la méthode à des mottes humides.

3. **MATERIEL. PRODUITS**

- Trébuchet (avec butées), dont on remplace un plateau par une nacelle en fil métallique, destinée à recevoir la motte. On fixe également à l'extrémité du même bras un contrepoids, afin d'équilibrer commodément l'ensemble nacelle + contrepoids, par un poids P + une tare ajustée dans l'autre plateau. cf. fig. 1 La nacelle porte un repère r (peinture, trait de lime) sur sa tige.
- Paraffine.
- Dessiccateur
- Récipients : béciers pouvant être remplacés par des récipients plus rustiques.

4. **PROTOCOLE**

- a. Détermination du volume de la nacelle jusqu'au repère r , par mesure de la poussée d'Archimède : la nacelle est immergée dans l'eau jusqu'au niveau r (fig. 2). L'équilibre est établi en remplaçant le poids P par un poids P_1 .
On a : poussée d'Archimède = $P - P_1$ = volume nacelle $\times 1 = V_1$.
- b. Pesée motte sèche : la motte est placée sur la nacelle ; l'ensemble est mis à l'étuve à 105 °C dans une capsule. On fait dessécher, puis on laisse revenir à température ambiante en dessiccateur.
Une fois l'ensemble refroidi, la nacelle est raccrochée au fléau et on pèse, en équilibrant par P (initial) + P_2 (fig. 3)
Le poids de la motte sèche est P_2 .
Une fois cette pesée réalisée et jusqu'à enrobage, le manipulateur doit veiller à ce que la motte ne subisse aucun effritement.
- c. Enrobage de la motte à la paraffine : il est essentiel que la motte froide soit plongée dans la paraffine amenée juste au-dessus de son point de fusion, sinon la paraffine trop liquide risque de pénétrer dans les pores de la motte. La paraffine est amenée à l'état liquide en chauffant au bain-marie ; elle est à point pour enrober la motte, lorsqu'en refroidissant apparaît à sa surface un mince film solide. On y plonge alors la motte toujours sur la nacelle ; on retire ; on laisse prendre la paraffine ; on observe l'enrobage ; on plonge à nouveau si nécessaire.

Une fois un bon état d'enrobage réalisé, on laisse refroidir jusqu'à température ambiante.

d. Pesée de la motte enrobée : réalisée avec les poids $P + P_3$ (fig. 4), on a : poids de la paraffine enrobant la motte = $P_3 - P_2$.

e. Détermination du volume de la motte enrobée : l'ensemble est immergé et le niveau du liquide ajusté jusqu'au repère r (fig. 5). On doit prendre garde qu'aucune bulle d'air ne soit emprisonnée contre la motte dans l'eau. L'équilibre étant réalisé avec $P + P_4$, on a :

$$\begin{aligned} \text{poussée d'Archimède sur motte enrobée + nacelle} &= P_3 - P_4 \\ &= (\text{volume motte enrobée} + \text{volume nacelle immergé}) \times \rho \end{aligned}$$

5. CALCULS

On cherche d_a :
$$\frac{\text{Poids de la motte}}{\text{volume apparent de la motte}} = \frac{P_2}{V_a}$$

$$\begin{aligned} V_a &= (\text{volume motte enrobée} + \text{volume nacelle}) - (\text{volume paraffine} + \text{vol. nacelle}) \\ &= \frac{P_3 - P_4}{\rho_p} - \frac{(P_3 - P_2 + P - P_1)}{\rho_p} \end{aligned}$$

avec ρ_p = poids spécifique de la paraffine = 0,87 à 0,91 suivant produit

soit
$$V_a = P_3 + P_1 - (P_4 + P + \frac{P_3 - P_2}{\rho_p})$$

Remarque : Pour des mottes fragiles, il est commode d'avoir une nacelle indéformable et tenant bien la motte par un fond aussi armé que nécessaire ; dans ce cas la nacelle est lourde et son volume non négligeable. Pour des mottes solides, on pourra prendre une nacelle en fil très fin jouant le seul rôle de suspenseur et dont le volume pourra alors être négligeable. La manipulation et les calculs seront alors simplifiés d'autant :

- suppression de l'opération a

$$- V_a = P_3 - P_4 - \frac{P_3 - P_2}{\rho_p}$$

6. PRECISION La précision de la mesure proprement dite est excellente et fonction des qualités du trébuchet utilisé.

Par contre, pour un même horizon, les résultats obtenus sur une série de mottes peuvent être plus ou moins dispersés et on aura toujours intérêt à faire des répétitions pour estimer cette dispersion.

7. LIMITES TECHNIQUES

La méthode est inapplicable pour les mottes trop fragiles, trop friables. Elle devient imprécise sur des mottes de trop petit volume.

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

Echantillonnage des mottes.

Signification des résultats limitée aux seules mottes ; pb d'interprétation.

9. RENDEMENT - PRIX DE REVIENT - VARIANTES ET ADAPTATIONS

- La méthode n'est pas rapide ; elle nécessite des manipulations soignées. Elle a par contre l'avantage de ne nécessiter qu'un matériel relativement rustique et peu coûteux.

- Application à des petites mottes (moins de 20 cc), ou au contraire à des volumes importants (1 000 à 2 000 cc).

Pour les petites mottes, on est limité par la précision sur la détermination du volume. On peut y remédier partiellement (reste toujours la proportion relative volume motte/volume paraffine) en mesurant le volume de la motte enrobée au pycnomètre (cf. densité réelle).

Pour les grosses mottes, on pourra au contraire se contenter d'une détermination de volume assurant une précision suffisante, en mesurant directement le volume de liquide déplacé quand on immerge la motte enrobée dans un récipient : soit par débordement (fig. 6a), soit par lecture directe (fig. 6b et 6c).

- Application aux mottes humides. C'est un des gros avantages de la méthode permettant ainsi la mesure d'un gonflement potentiel (cf. 211.4 du rapport).
"La motte séchée à l'étuve est pesée dans une capsule (p₁). On ajoute une certaine quantité d'eau suivant l'humidité que l'on veut obtenir. L'eau est ajoutée en plusieurs fois au fond de la capsule de façon à ce que la motte s'humecte progressivement (McINTYRE - LOVEDAY, 1968). On la met (tous jours dans la capsule) sous une cloche de verre dans laquelle l'atmosphère est saturée d'eau (la cloche est reliée à un ballon d'eau chauffée). Le dessèchement de la motte est limité et on constate au bout de cinq heures que toute l'eau ajoutée dans la capsule et qui ne s'est pas évaporée, s'est répartie régulièrement dans la motte... La motte humide dans la capsule est pesée (p₂). La motte ou une partie de la motte, ne contenant aucune fente pouvant être due aux fortes valeurs de l'humidité ou à un début de désagrégation, est plongée dans la paraffine liquide... Le résidu de terre humide restant dans la capsule est pesé immédiatement (p₃), puis après séchage à l'étuve (p₄). Le poids de la motte enrobée de paraffine (pesée avec une balance à fléau) est p₅ ; quand la motte est immergée dans de l'eau ce poids est égal à p₆.

"Le poids de la motte sèche dont on mesure le volume à l'humidité h est

"p₁ - p₄

"Le volume de la motte enrobée de paraffine est p₅ - p₆

"Le volume de la paraffine est : $\frac{p_5 - p_2 + p_3}{d_p}$

"Le volume de la motte à l'humidité h est $p_5 - p_6 - \frac{p_5 - p_2 + p_3}{d_p}$

"et le volume spécifique apparent est :

$$V = \frac{p_5 - p_6 - \frac{p_5 - p_2 + p_3}{d_p}}{p_1 - p_4}$$

"l'humidité h = $\frac{(p_2 - p_3) - (p_1 - p_4)}{p_1 - p_4}$

(VIZIER, 1971)

- Question à suivre : possibilité d'enrobage par d'autres produits que la paraffine, soit plus commode d'emploi, soit susceptible d'enrober la motte par un film plus fin, ce qui serait en particulier intéressant pour les très petites mottes. Dans tous les cas, l'idéal serait un film de volume négligeable, parfaitement imperméable et si possible élastique.

A titre d'exemple, voici une formule d'un produit thermodurcissable, fournie par l'INRA et utilisée par HUMBEL sur des sols tropicaux :

Dissoudre 40 g de polystyrène expansé dans 160 g de trichloréthylène ; bien agiter après dissolution complète, puis laisser reposer trois à quatre heures jusqu'à élimination de toutes les bulles d'air en suspension. Tremper la motte dans ce vernis pendant quelques secondes puis la laisser sécher six heures au moins suspendue par un morceau de ruban adhésif. Obstruer ensuite les pores restés ouverts avec une goutte de vernis.

La pellicule est très légèrement perméable ; il faut donc opérer assez vite pour les opérations d'immersion.

Cette pellicule n'est pas élastique.

On trouve d'autres formules dans la littérature (cf. paragr. 10), que les auteurs du présent document n'ont pas testées.

10. REFERENCES

Bibliographie

- Données générales :

- . Traités classiques de pédologie, science du sol, physique du sol (cf. bibliographie générale du rapport).
- . DUGAIN et al. - 1961 - Les méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physicochimie des sols (Dakar-Hann).
ORSTOM, Dakar, 1 vol. ronéo, 70 p.
- . MAERTENS (C.) - 1965 - Deux méthodes de détermination de la densité du sol en place. Leurs possibilités d'utilisation.
Bull. AFES, 8, pp. 283-292.
- . Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols SSC-ORSTOM - Bondy.
ORSTOM, 30 p., éd. revue et corrigée 1972.

- Mottes humides :

- . VIZIER (J.F.) - 1971 - Etude des variations du volume spécifique apparent dans les sols hydromorphes au Tchad. Allure des phénomènes.
Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. IX, n° 2, pp. 133-145.

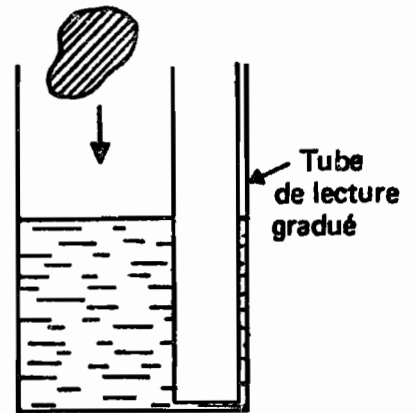
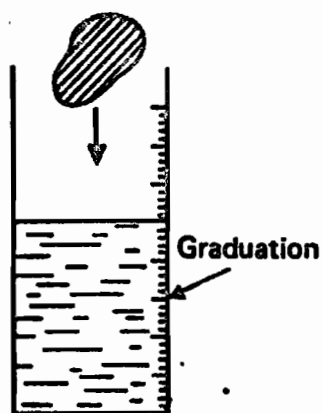
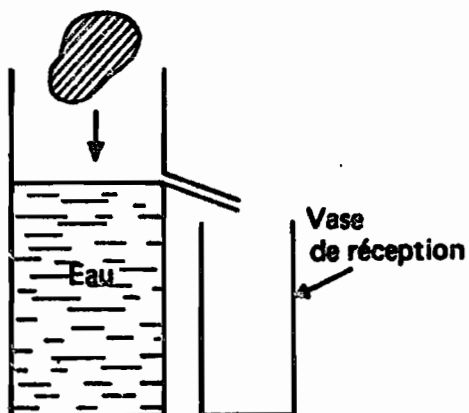
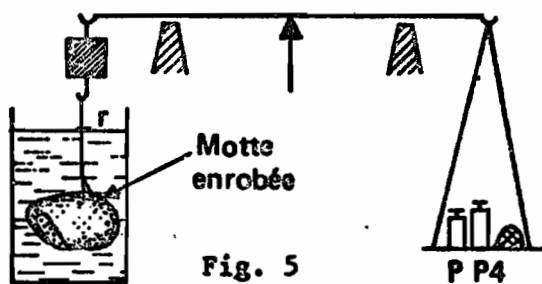
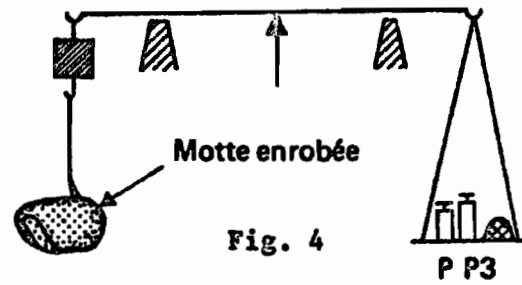
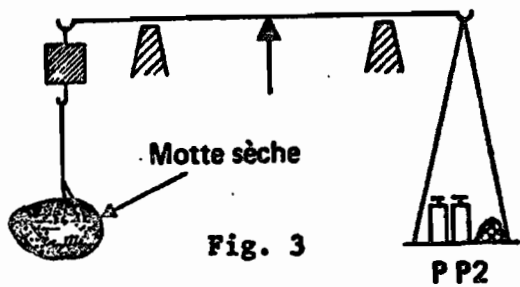
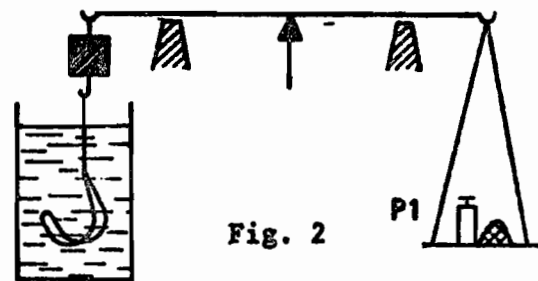
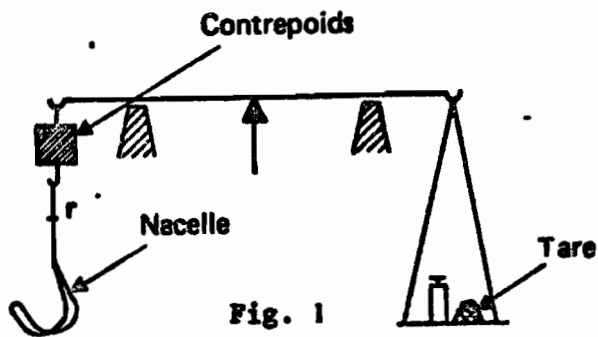
- Produits d'enrobage divers :

- . ABROL (I.P.), PALTA (J.P.) - 1968 - Bulk density determination of soil clods using rubber solution as a coating material.
Soil Science, 106, 6, pp. 465-468.
- . BRASHER (B.R.), FRANZMEIER (D.P.) et al. - 1966 - Use of Saran resin to coat naturel soil clods for bulk density and water retention measurements.
Soil Science, 101, 2, p. 103.
- . REMY (J.C.) - 1964 - Détermination de la densité apparente des mottes de terre.
Bull. AFES, n° 7-8, pp. 278-281.

Rédacteur : P. AUDRY - A. COMBEAU - F. X. HUMBEL

- Pédologues à consulter :

- . Mottes sèches : P. AUDRY - A. COMBEAU - F. X. HUMBEL.
- . Mottes humides : J. F. VIZIER.



1. **/OBJET/** Détermination de la densité réelle et de la densité apparente sur la même motte de terre : élément structural ou fragment.
On obtient ainsi immédiatement la porosité de la motte : $P = 1 - \frac{d_a}{d_r}$
2. **/PRINCIPE/** Une motte sèche de poids connu est trempée dans le pétrole de façon que la totalité de la porosité soit remplie par ce liquide qui s'y maintient quand la motte est sortie. La différence de poids permet de connaître la quantité de pétrole retenue et d'en déduire le volume des vides.
La motte étant alors immergée telle quelle dans le pétrole, on mesure la poussée d'Archimède qu'elle subit dont on déduit son volume apparent.
Ces trois pesées permettent ainsi de connaître directement les proportions volumiques de solide et de vide de la motte.
La méthode est applicable à des mottes humides et donne alors les proportions volumiques de solide, eau, vide restant.
3. **/MATÉRIEL. PRODUIT/** A rapprocher de la méthode sur mottes à la paraffine (cf. fiche technique n° 2)
 - Trébuchet (avec butées) dont un plateau est remplacé par un filet ou une nacelle en fil métallique très fin où seront placées les mottes à peser.
 - Pétrole.
 - Bécher. Capsule en porcelaine.
 - Dessiccateur
 - Disposition du vide (simple trompe).
4. **/PROTOCOLE/**

On pratique généralement sur une motte de 30 g environ.
La motte est séchée à l'étuve à 105 °C puis pesée (p₁).
Elle est ensuite imbibée de pétrole : pour cela on la place dans une capsule en porcelaine et on la recouvre entièrement de pétrole. On place la capsule dans un dessiccateur et on fait le vide pendant une demi-heure en vérifiant que le dégagement gazeux est bien terminé.
On sort la motte et on la laisse ressuyer un quart d'heure sur une toile métallique en atmosphère de pétrole.
Le pétrole resté en surface doit être alors épongé en faisant rouler la motte sur une feuille de papier filtre.
On pèse la motte imbibée (p₂) placée sur la nacelle.
Toujours sur la nacelle, on l'immerge suspendue au fléau du trébuchet dans un bécher contenant du pétrole (p₃).

Toutes ces manipulations sont délicates avec des mottes fragiles qui risquent de s'effriter : au-delà d'une certaine fragilité, la méthode est inapplicable.
On doit noter de ce point de vue que la méthode suppose plus de manipulations que dans la méthode à la paraffine, où la motte peut être placée sur la nacelle dès la pesée initiale et immergée telle que dans la paraffine qui la protège pour la suite des manipulations. Dans ces conditions, on pouvait avoir intérêt à utiliser une nacelle robuste dont la rigidité protégeait la motte de l'effritement avant l'enrobage par la paraffine, mais dont l'importance nécessitait des corrections de poids et de volume.
Ici, on prendra de préférence une nacelle en fil métallique très fin dont le volume pourra être négligé.

5. CALCULS Dans le cas où le volume de la nacelle est négligeable, et si on appelle d le poids spécifique du pétrole, on a immédiatement :

$$\text{Porosité } P \% = \frac{\text{poids du pétrole absorbé par la motte}}{\text{volume apparent de la motte}} \times 100$$

$$= \frac{\frac{P_2 - P_1}{d}}{\frac{P_2 - P_3}{d}} \times 100 = \frac{P_2 - P_1}{P_2 - P_3} \times 100$$

$$d_a = \frac{P_1}{\frac{P_2 - P_3}{d}} = \frac{d \cdot P_1}{P_2 - P_3}$$

$$d_r = \frac{P_1}{\frac{P_2 - P_3}{d} - \frac{P_2 - P_1}{d}} = \frac{d \cdot P_1}{P_1 - P_3}$$

6. PRECISION Fonction du remplissage effectif de la porosité par le pétrole (échappement de l'air ; pores grossiers), du non effritement de la motte pendant les manipulations, et de la précision des pesées.

Les auteurs ne disposent d'aucunes données et expériences avec répétitions pour juger réellement de la précision de la méthode.

7. LIMITES TECHNIQUES

Méthode inapplicable pour des mottes trop friables.

L'épongeage sur papier filtre du pétrole extérieur à la motte reste une manipulation délicate et suppose une motte sans angle rentrant ou surface concave importante.

Risque d'erreur en cas de présence de pores internes trop grossiers qui ne seraient pas remplis par le pétrole.

Gros avantage de pouvoir opérer sur motte humide.

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

Echantillonnage des mottes.

Signification des résultats limitée aux seules mottes ; problèmes d'interprétation.

9. VARIANTES - ADAPTATIONS

RENNIE (1957) opère un ressuyage sous vide au lieu d'un passage sur papier filtre, ce qui devrait permettre l'application de la méthode à des mottes relativement fragiles.

10. REFERENCES

Bibliographie

- . Traités classiques de pédologie, science du sol, physique du sol (cf. bibliographie générale du rapport).
- . RENNIE (P.J.) - 1957 - Routine determination of the solids, water and air volumes within soil clods of natural structure. Soil. Sc., 84, 5, pp. 351-365.
- . Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols SSC - ORSTOM. Bondy. ORSTOM, 30 p., éd. revue et corrigée 1972.

Rédacteur : P.AUDRY - A.COMBEAU

Pédologue à consulter : A.COMBEAU

1. OBJET Détermination du poids spécifique apparent (qu'on assimilera numériquement à la densité apparente) d'un volume de sol connu, découpé in situ :
$$d_a = \frac{P}{V_a}$$
2. PRINCIPE Le prélèvement volumique (V_a) est effectué avec un cylindre directement enfoncé dans le sol et dont les extrémités sont soigneusement arasées. L'échantillon est recueilli, séché et pesé (P).
3. MATERIEL
 - Prélèvement. Le cylindre peut présenter des caractéristiques diverses ; il est enfoncé soit par chocs à l'aide d'une masse, soit par pression continue à l'aide d'un cric ou d'un vérin. Une fois enfoncé le cylindre, le bloc de sol est basculé avec une bêche, avant d'être arasé.
 - . cylindre
 - + il doit être tranchant et convenablement biseauté pour éviter le tassement lors de l'enfoncement (cf. fig. 1).
 - + ses dimensions, sa forme (proportion H/D), dépendent de l'objectif recherché et des caractères du sol :
 - = avec un petit cylindre on pourra mesurer la densité apparente d'horizons peu épais et de différenciations de petites dimensions, cerner les effets de l'hétérogénéité locale. Si tel n'est pas le but recherché un petit cylindre donnera des résultats très influencés par cette hétérogénéité de détail que l'usage d'un cylindre plus grand pourra au contraire plus ou moins masquer.
 - = On doit toujours éviter le tassement à l'enfoncement : or, le sol aura d'autant plus tendance à se tasser qu'il sera plus compact et plus collant et que le cylindre sera plus long, plus étroit (et moins lisse). Mais plus le cylindre est court par rapport à son diamètre plus il faut un sol de bonne tenue pour que le prélèvement soit possible. On est ainsi amené à chercher un moyen terme pratiquement compris dans la gamme $1/2 < H/D < 2$.
 - = Pratiquement aussi, le volume total du cylindre doit être compris entre 100 et 1 000 cm^3 , On peut cependant aller jusqu'à 2 000 cm^3 .
 - . masse d'enfoncement ; "casque".

pour réaliser l'enfoncement, le cylindre est coiffé d'un "casque" (fig. 2a, 2b) qui lui transmet l'énergie des chocs ou la pression continue, sans le détriorer. Cet appareil, facile à fabriquer, est d'une forme telle que la force transmise soit appliquée suivant l'axe du cylindre ; il doit comporter une ouverture suffisante pour observer l'intérieur du cylindre pendant l'enfoncement, afin de détecter tout tassement éventuel.
 - . cric ou vérin

rien de particulier à signaler, sinon qu'il est utile de se munir d'une série de cales et coins en bois qui seront employés pour assurer commodément la mise en place, puis un enfoncement bien rectiligne. On opère généralement sur une paroi verticale d'une tranchée en prenant appui sur la paroi opposée.
 - . bêche

en plus ou au lieu d'une bêche ordinaire, il peut être utile de se faire fabriquer une pelle sans manche et de dimensions adaptées, en simple tôle façonnée (cf. fig. 3).
 - . arasement : suivant le cas : couteau, machette, toute lame rectiligne aiguisée.

- Stockage, conditionnement. Suivant qu'on doit ou non déterminer l'humidité avec précision, soit un sac plastique ordinaire bien fermé, soit un conditionnement hermétiquement clos : sac plastique soudé ou fermé avec un adhésif, boîte métallique ou plastique fermée avec un ruban adhésif (genre scotch électrique).
- Laboratoire :
 - Balance ou trébuchet
 - Plateaux pour séchage de la terre humide
 - Boîtes à tare
 - Etuve.

4. PROTOCOLE

- Sur le terrain

Le cylindre peut être enfoncé dans une direction quelconque ; en pratique on l'enfonce en général, soit verticalement en surface et sur des marches d'escalier taillées sur la face d'une tranchée, soit horizontalement sur la face d'une tranchée.

L'enfoncement doit être rectiligne et sans tassement interne ; suivant le terrain et son état, la meilleure méthode pour éviter le tassement peut être les chocs ou la pression.

L'utilisation du cric est évidemment plus complexe que l'enfoncement à la masse. Pour des prélèvements horizontaux, le support du cric sera la face du profil opposée à celle du prélèvement, armée de planches, madriers... Pour des prélèvements verticaux, l'arrière du châssis d'une voiture, éventuellement aménagé d'un support, pourra jouer ce rôle.

Une fois le cylindre enfoncé jusqu'à affleurement ou mieux léger débordement, le bloc de sol dans lequel il est planté est extrait à la pelle, en prenant suffisamment en-dessous. Dans certains sols, il est indispensable de faire un véritable découpage du bloc contenant le cylindre.

Il est commode de disposer d'une planche pour réaliser dessus l'opération d'arasement des faces. Pour un échantillon de bonne tenue, le cylindre sera posé horizontalement et les deux faces arasées sans difficultés. Si la tenue de l'échantillon est insuffisante, il pourra être nécessaire d'araser d'abord la face supérieure en position verticale, de poser un couvercle, de retourner l'ensemble et d'araser la base.

La récolte et le stockage de l'échantillon doivent être faits soigneusement et exactement. L'extérieur du cylindre doit donc être préalablement nettoyé pour éviter une récolte faussée par excès et on a intérêt à opérer au-dessus d'une feuille plastique pour pallier toute perte de terre.

Durant toutes ces opérations, des observations précieuses peuvent être notées sur la constitution et la morphologie de l'échantillon, sur sa représentativité...

- Au laboratoire

Il s'agit de déterminer le poids sec de l'échantillon. Il est toujours intéressant d'associer en plus une mesure de son humidité et donc de commencer par le peser à l'état humide.

- a. Si aucune autre analyse incompatible avec un dessèchement poussé de l'échantillon n'est prévue, on pourra simplement mettre la totalité de l'échantillon à l'étuve à 105 °C jusqu'à stabilisation de son poids.
- b. Dans le cas contraire, ou simplement si la taille et le nombre des échantillons sont tels qu'il est impossible de les traiter ainsi raisonnablement, on procédera en deux temps :

- l'échantillon est d'abord mis à sécher à l'air, sur un plateau, en couche mince (1 cm) et les plus gros agrégats étant fragmentés à la main.
- une fois sec, il est pesé et on pratique alors un petit prélèvement en prises multiples qui sera seul passé à l'étuve.

5. CALCULS

$$d_a = \frac{P}{V_a} \quad \begin{array}{l} V_a \text{ est le volume interne du cylindre, connu.} \\ P \text{ est le poids sec de l'échantillon prélevé.} \end{array}$$

- a. Séchage direct de la terre. soit P_1 le poids de l'échantillon humide
 P le poids de l'échantillon sec

on a immédiatement $d_a = \frac{P}{V_a}$

$$\text{humidité pondérale } H_p \% = \frac{P_1 - P}{P} \times 100$$

$$\text{humidité volumique } H_v \% = \frac{P_1 - P}{V_a} \times 100$$

- b. Séchage en deux temps. P_1 étant toujours le poids de l'échantillon humide.

On appellera P_2 le poids de l'échantillon séché à l'air.

h_1 l'humidité pondérale correspondante (rapportée au poids de la terre séchée à l'air).

P_1 le poids du sous-échantillon séché à l'air pesé avant son passage à l'étuve.

P_2 le poids du même sous-échantillon après son passage à l'étuve.

h_2 son humidité pondérale.

On doit calculer P poids du sol sec prélevé, et H son humidité totale.

On a :

$$h_1 = \frac{P_1 - P_2}{P_2} \quad \text{soit } P_1 = P_2 (1 + h_1)$$

$$h_2 = \frac{P_1 - P_2}{P_2}$$

Si la totalité de l'échantillon avait été séchée en deux temps (schéma ci-contre), on aurait :

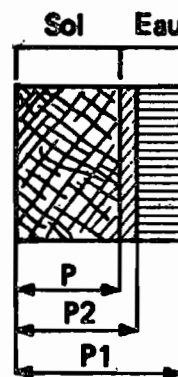
$$h_2 = \frac{P_2 - P}{P} \quad \text{soit } P_2 = P (1 + h_2)$$

$$\begin{aligned} \text{d'où } P_1 &= P (1 + h_1) (1 + h_2) \\ &= P (1 + h_1 + h_2 + h_1 \cdot h_2) \end{aligned}$$

et comme $H_p = \frac{P_1 - P}{P}$, on obtient

$$H_p = h_1 + h_2 + h_1 \cdot h_2$$

$$\text{d'où } P = \frac{P_1}{1 + H_p} \quad \text{et le calcul de } d_a = \frac{P}{V_a}$$



Calcul des densités apparentes partielles de la terre fine et de la fraction grossière d'un mélange terre fine-cailloux

Il suffit de tamiser à 2 mm l'échantillon prélevé en recueillant la totalité des fractions fine et grossière : si P_F et P_G sont les poids respectifs de ces deux fractions fines et grossières sèches, on a immédiatement :

densité apparente partielle de la terre fine : $d_{pF} = \frac{P_F}{V_a}$

densité apparente partielle de la fraction grossière : $d_{pG} = \frac{P_G}{V_a}$

N.-B. : ces densités partielles sont des densités fictives, servant simplement à calculer de façon commode l'eau contenue dans un volume de sol donné respectivement par la terre fine et les éléments grossiers dont l'humidité pondérale est mesurée (cf. 211.52 du rapport).

6. PRECISION

- Les pesées peuvent facilement être faites avec une précision de 0,5 % (balance précise à 5 g pour un échantillon d'1 kg) et en général même mieux.

- La précision sur la valeur de d_a dépend donc de l'erreur sur l'estimation du volume, et de la qualité des manipulations.

On peut estimer à 3 % la précision relative sur un résultat de d_a .

- En fonction de la variabilité dans l'espace du paramètre, il est bon de faire au moins cinq répétitions chaque fois que possible et sauf cas particulier.

7. LIMITES TECHNIQUES

- Gamme de dimension large mais cependant limitée.

- Application limitée à une certaine gamme de sols et d'horizons : problèmes de pénétration (cohésion, cailloux, racines...), de tenue, et parfois d'humidité.

8. DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE

- Problème d'échantillonnage, de dimension.

- Signification d'un résultat isolé.

On doit en contrepartie signaler que lorsque la méthode est applicable, elle est sûre en tant que mesure in situ, et qu'elle peut permettre de mesurer le gonflement en place.

Consistant enfin en un prélèvement volumique, elle autorise toutes déterminations sur l'échantillon avec possibilité d'expression en résultats volumiques de façon sûre.

9. RENDEMENT - PRIX DE REVIENT - ADAPTATIONS

- En définitive, c'est une méthode sûre et précise.

- Elle est également rapide (au terrassement près pour les horizons profonds).

- Elle est enfin peu onéreuse en matériel.

- Tout le matériel de prélèvement peut être fabriqué et diversifié à peu de frais.

10. REFERENCES

Bibliographie

- Traités classiques de pédologie, science du sol, mécanique des sols, (cf. bibliographie générale du rapport).

- DAUDET (F.A.) - 1970 - Méthodes et techniques d'étude de l'état de liaison et de la teneur en eau dans le sol et la plante.

in : Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère, INRA, Paris, pp.283-313.

- MAERTENS (C.) - 1965 - Deux méthodes de détermination de la densité du sol en place. Leurs possibilités d'utilisation.
Bull. AFES, n° 8, pp. 283-292.
- Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols SSC-ORSTOM Bondy.
ORSTOM, 30 p., éd. revue et corrigée 1972.

Rédacteur : P.AUDRY

Pédologues à consulter : P.AUDRY - A.COMBEAU - J.F.VIZIER.

11. FOURNITURE DE MATERIEL MANUFACTURE

Des cylindres à prélèvement sont fournis par :

- H.J.EYKELKAMP und SONS
Rivierweg 1.
LATHUM Holland

et par :

- SOILTEST INC.
2205 Lee Street
EVANSTON. Illinois 60202 - USA.

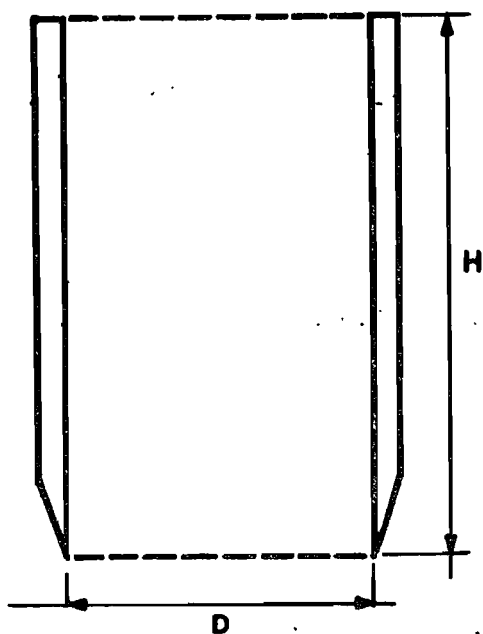


Fig. 1 CYLINDRE EN COUPE :
NOTER LE BISEAUTAGE

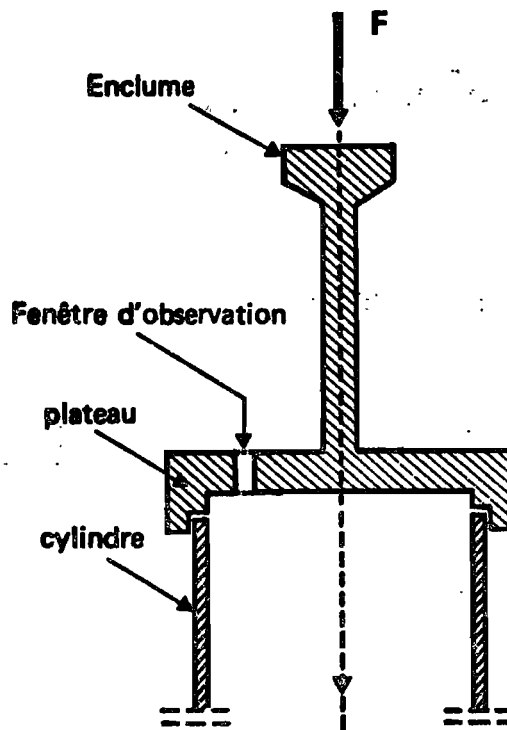


Fig. 2a CASQUE-PLATEAU VU EN COUPE

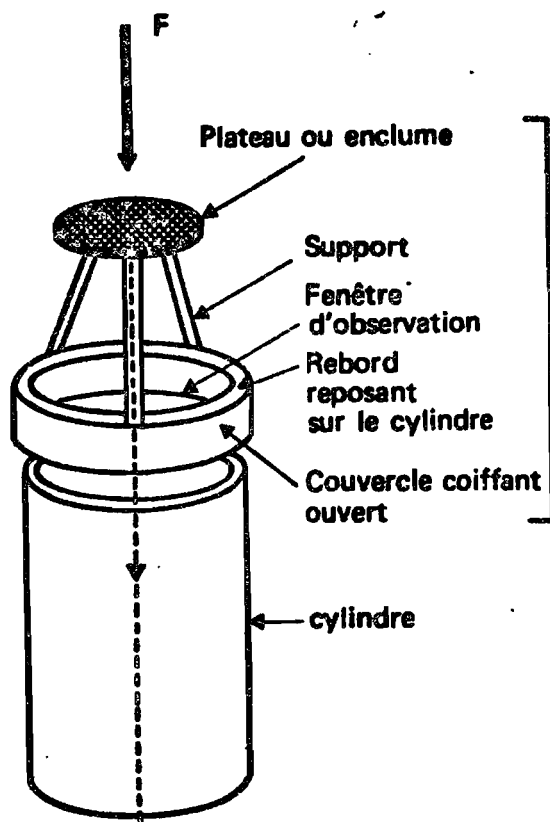


Fig. 2b AUTRE MODELE DE CASQUE
A LARGE OUVERTURE

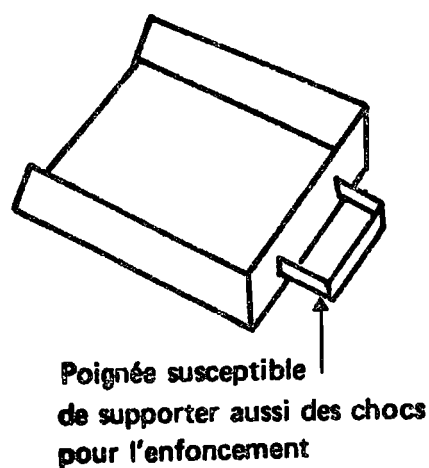


Fig. 3 PELLE A BASCULER L'ECHANTILLON

1. **OBJET** Détermination du poids spécifique apparent (qu'on assimilera numériquement à la densité apparente) d'un volume de sol déterminé in situ sur la cavité qu'il laisse après prélèvement $d_a = \frac{P}{V_a}$
2. **PRINCIPE** Une cavité est creusée dans le sol sur une surface plane taillée horizontalement. La totalité de la terre est recueillie pour détermination de son poids sec P (et de son humidité). La cavité est exactement remplie de sable dont le volume versé correspond à celui de l'échantillon prélevé.
3. **MATERIEL**
 - Terrain : en plus du matériel de terrassement :
 - . pour préparer et creuser la cavité et pour prélever l'échantillon :
 - + machette à lame droite ou toute lame rectiligne aiguisée.
 - + piochon, bêche, burin, ciseau à bois, marteau, couteau, pelle plane en tôle ou plastique (genre ménage), pinceau, sécateur (pour couper les racines), feuille plastique.
 - . pour mesurer le volume :
 - + sable calibré
 - + grandes éprouvettes ou balance.
 - Prélèvement, conditionnement)
 - Labo (cf. méthode au cylindre. fiche n° 4.
4. **PROTOCOLE**
 - Préparation d'une surface parfaitement plane et à peu près horizontale : ceci est réalisé soit en surface même du sol, soit en marche d'escalier sur une face d'une fosse. Le finissage de la planéité est obtenu avec une lame tranchante rectiligne, utilisée comme un râteau, en croisant les passages dans deux directions approximativement perpendiculaires.
 - Réalisation de la cavité, prélèvement. Il est de toute façon commode de limiter le champ opératoire en posant sur la surface plane réalisée une feuille de plastique percée d'une fenêtre de forme comparable à celle de la cavité à creuser et de dimension très légèrement supérieure. Cette feuille plastique servira à récupérer les éclats projetés en creusant (sols durs) et les fragments et agrégats tombant à l'ensachage.
Les dimensions horizontales de la cavité pour lesquelles la méthode est précise varient autour de 10 cm X 10 cm.
Suivant les caractères du sol, le creusement sera réalisé au couteau, au piochon, au burin ou au ciseau à bois, etc...
La régularité de la forme de la cavité n'importe pas ; sa profondeur doit être bien définie (généralement et commodément 10 cm ; entre 5 et 15). Ses bords supérieurs doivent être nets pour que la mesure du volume soit précise.
 - Mesure du volume. Le sable utilisé doit être bien sec et calibré entre deux mailles de tamis. Rien ne permet d'en fixer plus précisément les caractères de dimensions, la forme des grains étant un autre facteur essentiel déterminant sa façon de se tasser. Le sable obtenu doit couler facilement et permettre des mesures exactes et reproductibles de volume dans les conditions où il est versé sur le terrain. Le mieux est de vérifier directement, par un test en conditions simulées et comparables, que ceci est bien réalisé.
La cavité est alors remplie de sable à l'excès, rasée avec une lame et l'excès est récupéré. Le volume est soit lu directement à l'éprouvette, soit déduit du poids versé ; cette seconde méthode peut autoriser une précision

plus grande, mais implique d'avoir déterminé le volume par unité de poids dans les conditions d'utilisation et d'opérer dans des conditions comparables d'humidité.

On verra (cf. paragr. 9 variante n° 1) qu'on peut utiliser un appareil simple (cône à sable) pour mesurer le sable versé pour remplir la cavité.

- Récolte et stockage de l'échantillon)
 - Détermination de son humidité et de son poids sec en laboratoire ()
- cf. méthode au cylindre.
fiche n° 4

5. CALCULS

cf. Méthode au cylindre - fiche n° 4.

6. PRECISION Avec un volume compris entre 1 000 et 2 000 cc, en utilisant une simple éprouvette pour la mesure du volume et en manipulant avec soin (planéité de la surface essentiellement), on peut estimer à moins de 2 % l'erreur relative de la mesure, soit nettement mieux que la variation couramment due à la seule hétérogénéité densimétrique d'un horizon, qui invite à faire des répétitions.

7. DISCUSSION - POINT DE VUE TECHNIQUE

- Gamme de volumes relativement étroite et surtout impossibilité d'opérer sur des petits volumes ; on peut au contraire opérer sur de grands volumes.
- Difficile à appliquer en sol fissuré ou en présence de cavité où le sable peut s'écouler : il faut colmater le trou (mastic ou feuille plastique : cf. paragr. 9 variantes).
- En contrepartie, cette technique résout tous les cas où la méthode du cylindre n'est pas applicable (éléments grossiers, racines, horizons trop durs et cassants, ...), sauf celui des horizons particuliers sans tenue.

8. DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE

- Problème de l'échantillonnage et de l'hétérogénéité.
- En sol humide gonflant, l'ouverture de la cavité peut s'accompagner d'une expansion du sol par annulation de contraintes subies par l'échantillon en place, d'où risque de sous-estimation du volume apparent de l'échantillon. Dans ce cas de sol gonflant, la méthode au cylindre est la meilleure mais non parfaite, l'expansion de l'échantillon restant possible sur la face du profil et aux extrémités du cylindre. Il est alors à noter que l'erreur qui en résulte est en sens inverse : il y a surestimation du volume prélevé.

9. RENDEMENT - PRIX DE REVIENT - VARIANTES

- La méthode est longue : sur une tranchée ouverte, la préparation et le prélèvement nécessitent une bonne heure en moyenne pour un opérateur entraîné.
- Par contre, elle met en jeu un matériel peu coûteux.
- Variante n° 1 : utilisation du cône à sable pour mesurer le volume de la cavité. L'appareil dit "cône à sable" est constitué (fig. 1) d'une embase en forte tôle percée d'un orifice circulaire, recevant exactement, dans un épaulement, la base d'un cône circulaire ; celui-ci est surmonté à son sommet d'une éprouvette fermée à sa base par une vanne ; l'éprouvette est munie d'une graduation permettant de lire le volume de sable qui y est contenu. On peut opérer de deux façons différentes :

- a. Sur une surface de sol parfaitement aplanie sur laquelle a déjà été réalisé le prélèvement ; la surface de la cavité doit être plus petite que l'orifice de l'embase. L'ensemble embase-cône est posé sur cette surface en coiffant la cavité. La vanne est manoeuvrée et un volume V de sable s'écoule. Ce volume V est égal à la somme V_1 , volume de la cavité cherché + V_2 , caractéristique de l'appareil (fig. 2).
- b. On procède sur une surface non rigoureusement aplanie, mais dont seul le contact embase-sol a été réalisé pour ne pas autoriser de fuite de sable. L'embase est solidement ancrée sur le sol à l'aide de piquets, avant de réaliser le prélèvement. Le cône est mis en place, la vanne manoeuvrée ; soit V le volume versé (fig. 3a).
Le cône est enlevé, le sable soigneusement enlevé à l'intérieur de l'orifice de l'embase (petite pelle, pinceau, jet d'air) ; la cavité est creusée à l'intérieur de l'orifice de l'embase qui ne doit absolument pas être déplacée. Une seconde mesure est faite avec le cône (fig. 3b) : soit V' le volume versé. Le volume du prélèvement est $V' - V$.
- Variante n° 2 : Utilisation d'autres fluides que le sable pour mesurer le volume de la cavité.
Au lieu d'utiliser du sable pour mesurer le volume, on peut poser à l'intérieur de la cavité une feuille de plastique très souple, adhérant parfaitement à ses parois (difficile pour des parois très irrégulières, avec certaines structures) et verser un liquide (huile, eau, mercure).
En ce sens, une question à suivre serait la recherche de produits plastifiants liquides, faciles d'emploi et à prise rapide, pour assurer l'étanchéité de la cavité par une pellicule imperméable de volume négligeable.

10. REFERENCES

Bibliographie

- Traités classiques de physique du sol (cf. bibliographie générale du rapport).
- BLAKE (G.R.) - 1965 - Bulk density. In : Methods of soils analysis. Part. 1. Physical and Mineralogical Properties, including statistics of measurement and sampling. Amer. Soc. of Agron., Madison, Wisc., USA, pp. 374-390.
- ZWARICH (M.A.), - SHAYKEWICH (C.F.) - 1969 - An evaluation of several methods of measuring bulk density of soils. Canad. Journ. Soil Sc., 49, 2, pp. 241-245.

Rédacteur : P. AUDRY

Pédologues à consulter : P. AUDRY - J. F. VIZIER.

1. FOURNITURE DE MATERIEL MANUFACTURE

Le cône à sable (facile à fabriquer dans un bon atelier) est commercialisé chez :

SOILTEST INC.
2205 Lee Street

EVANSTON. Illinois 60202. USA.

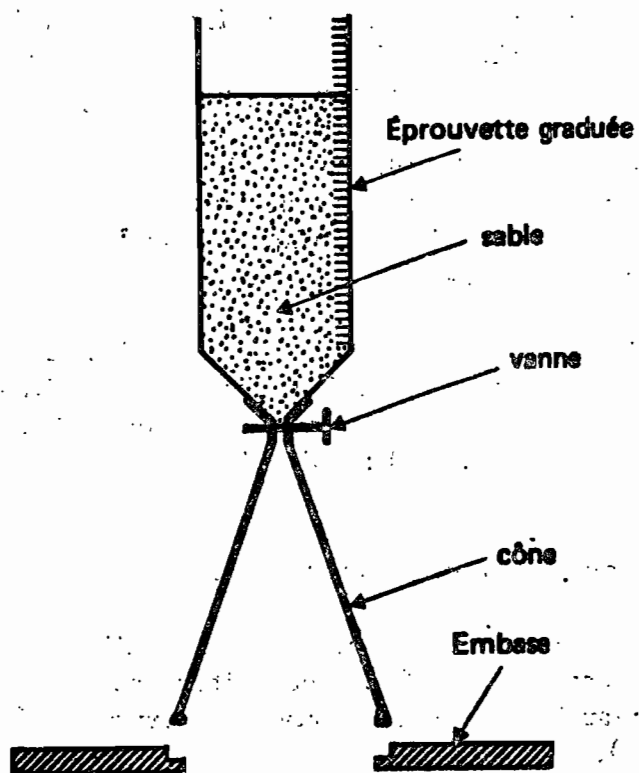


Fig. 1 SCHEMA DU CONE A SABLE

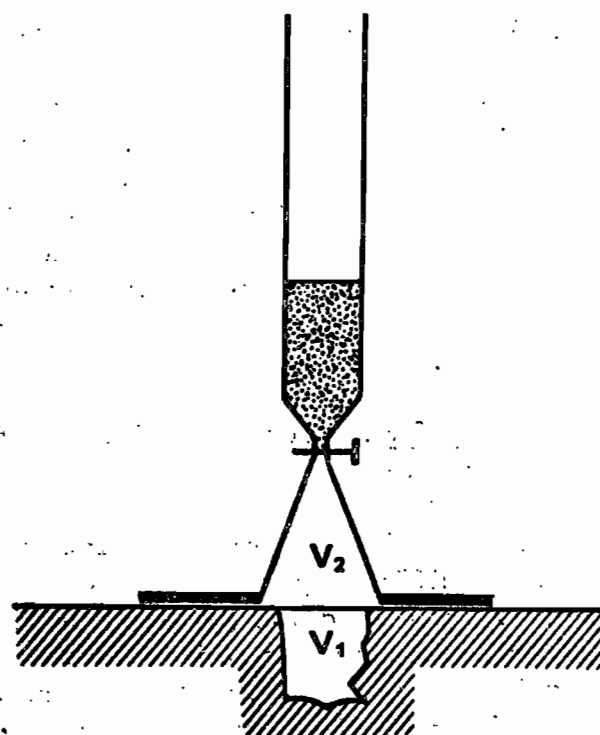
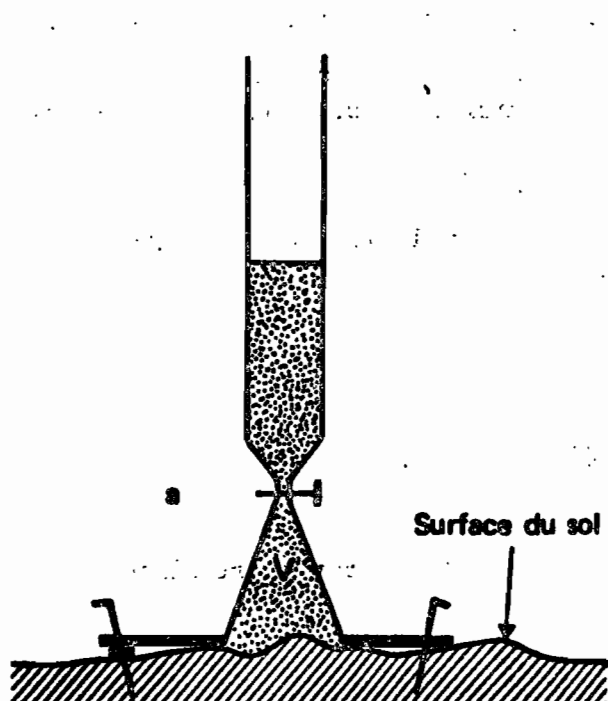
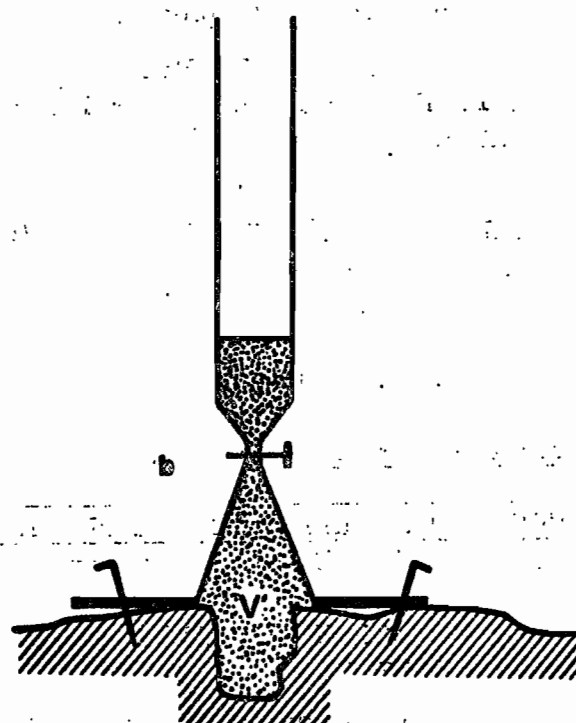


Fig. 2 MESURE SUR UNE SURFACE PLANE



a. Mesure initiale : V



b. Mesure après prélèvement : V'

Fig. 3 MESURE EN DEUX TEMPS SUR SOL IRREGULIER

1. **/OBJET/** Détermination du poids spécifique apparent (qu'on assimilera numériquement à la densité apparente) d'un échantillon de sol dont le volume est déterminé sur le terrain en mesurant le volume de la cavité qu'il laisse après prélèvement.

$$d_a = \frac{P}{V_a}$$

2. **/PRINCIPE/** La totalité de l'échantillon est recueillie pour détermination de son poids sec P (et de son humidité). La mesure du volume de la cavité est réalisée avec un densitomètre à membrane.

3. **/MATERIEL/**

- Terrain

- . Matériel de terrassement pour réaliser la fosse de prélèvement.
- . Matériel pour creuser la cavité et prélever l'échantillon : piochon, bêche, burin, ciseau à bois, marteau, couteau, pelle plane en tôle ou en plastique (type ménage), pinceau, sécateur, feuille plastique.
- . Densitomètre à membrane : description ci-dessous.

- Prélèvement, conditionnement)

- Labo

(cf. méthode au cylindre, fiche n° 4.

Densitomètre à membrane (cf. fig. 1)

Comporte :

- . une plaque de base en forme de couronne pouvant être fixée sur la surface du sol par des piquets d'ancrage.
- . l'appareil proprement dit, qui vient s'encaster sur cette plaque de base. Il est constitué d'un cylindre vertical prolongé à sa base par une membrane élastique : cet ensemble est rempli d'eau. Dans le cylindre, un piston se déplace, dont la tige est munie d'une poignée permettant de l'actionner et d'un système de repérage (index, vernier, graduation) donnant directement par différence de lecture, la variation du volume d'eau déplacé par le mouvement correspondant du piston. On peut enfin avoir un manomètre pour mesurer la pression transmise par le liquide.

On verra en paragr. 9 un autre type de densitomètre à membrane.

4. **/PROTOCOLE/**

La plaque de base est solidement ancrée sur la surface étudiée ; l'appareil est posé dessus. Le piston est abaissé et on fait une première lecture. Le prélèvement est ensuite réalisé à l'intérieur de la couronne, l'échantillon étant entièrement récolté, sans perte (cf. méthode au sable, fiche n° 5). L'appareil est à nouveau posé sur la plaque de base, le piston abaissé et une seconde lecture faite.

La différence entre les deux lectures donne le volume du prélèvement.

Les points délicats des opérations sont :

- l'ancrage de la plaque de base : il doit être suffisamment solide pour que la plaque ne bouge pas entre les deux mesures ; la fixation ne doit pas être perturbée par le prélèvement de l'échantillon, mais l'ancrage ne doit pas perturber non plus le volume à prélever.
- la pression à exercer sur le piston ne doit pas déformer le sol : on exercera une pression "jusqu'à perception d'une résistance élastique" et on ne la maintiendra pas plus de deux secondes.

Pour le conditionnement de l'échantillon et la détermination de son humidité et de son poids sec au laboratoire : cf. méthode au cylindre, fiche n° 4.

5. CALCULS cf. méthode au cylindre, fiche n° 4.

On aboutit de toute façon à $da = \frac{P}{V}$

6. PRECISION En conditions moyennes (V entre 500 et 2 000 cc) et avec des pesées de l'échantillon total à 1 g près, l'erreur relative est inférieure à 3 % et généralement meilleure que 2 %.

7. DISCUSSION - POINT DE VUE TECHNIQUE

- La technique est applicable dans une gamme de volume de 300 à 2 000 cc. Il est impossible en particulier de dépasser en surface horizontale, celle de la partie ouverte de la plaque de base. Par contre, elle reste encore assez précise pour des prélèvements de petit volume et, en particulier, de faible épaisseur, ce qui n'est pas le cas de la méthode au sable qui reste également plus délicate de manipulation.
- Par ailleurs, la méthode présente les mêmes avantages et limites que celle au sable : en particulier, elle est exclue en horizons particuliers, sans tenue et en sols fissurés, du moins sans précautions particulières ; elle présente cependant un avantage par rapport à la méthode au sable : la préparation de la surface à prélever est plus rapide, car sa planéité et son horizontalité n'exigent pas d'être aussi rigoureuses.

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

- Problème de l'échantillonnage et de l'hétérogénéité.
- Risque d'erreur sur le volume en sol gonflant (annulation des contraintes, cf. méthode au sable).

9. RENDEMENT - PRIX DE REVIENT - AUTRE MODELE D'APPAREIL

- Méthode relativement longue : en s'organisant au mieux, avec un aide de terrain et en disposant de profils déjà ouverts, on réussit à prélever quarante échantillons par jour.
- Autre modèle d'appareil (appareil américain : cf. fig. 2). Par rapport à l'appareil français (fig. 1), seul change le système de déplacement de liquide pour le chasser dans la membrane élastique : ce déplacement est réalisé par pulsion d'air injecté par une poire en caoutchouc et transmis au sommet de l'éprouvette graduée et à lecture directe. A cette différence près, le principe de l'appareil reste identique et son utilisation comparable.

10. REFERENCES

Bibliographie

- BLAKE (G.R.) - 1965 - Bulk density. In : Methods of Soils Analysis. Part. 1. Physical and Mineralogical Properties, including Statistics of Measurement and Sampling. Amer. Soc. of Agron., Madison, Wisc. USA, pp. 374-390.
- HUMBEL (F.X.) - 1970 - Etude de la densité apparente mesurée in situ dans quelques sols du Cameroun. ORSTOM, Centre de Yaoundé, 49 p. ronéo.

- PELTIER (R.) - 1969 - Manuel du laboratoire routier.
DUNOD, Paris, 291 p.

Rédacteurs : P.AUDRY - F.X.HUMBEL

Pédologues à consulter : F.X.HUMBEL - E.ROOSE

11. /FOURNITURE DE MATERIEL MANUFACTURE/

Les densitomètres à membrane sont commercialisés :

- Appareil français :

Fournisseur : Société d'Applications mécaniques et optiques
47, rue de Bagnaux
92120 MONTRouGE - France

Références : . Densitomètre à membrane (Rubber balloon density apparatus)
code n° 106 (notice 106 C)

. Indicateur d'effort maximum pour densitomètre à membrane
code n° 106,3.

- Appareil américain :

Fournisseur : SOILTEST INC.
2205 Lee Street
EVANSTON, Illinois 60202, USA.

Référence : Volumeasure CN.980.

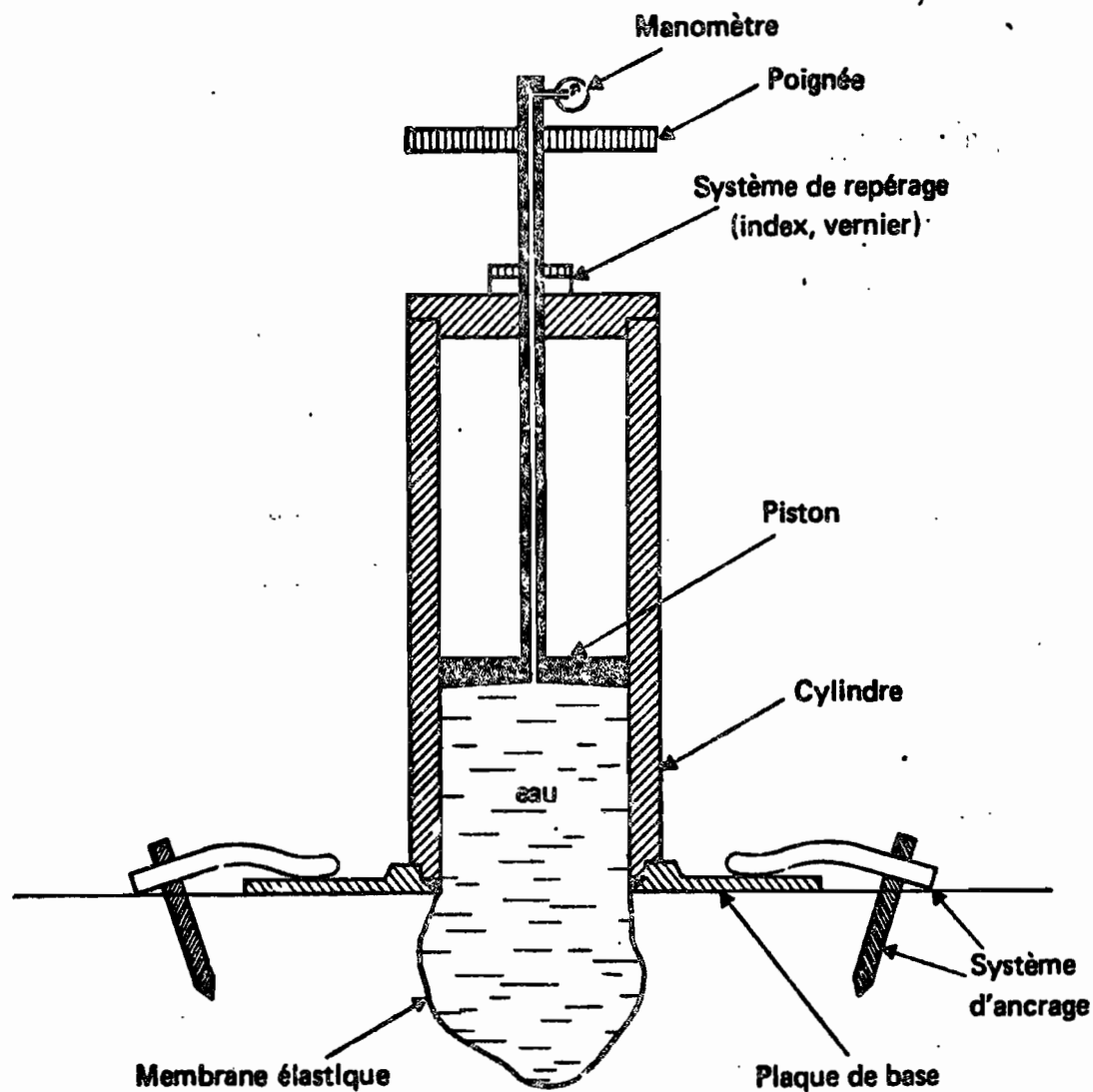


Fig. 1 SCHEMA D'UN DENSITOMETRE A MEMBRANE
(Appareil français)

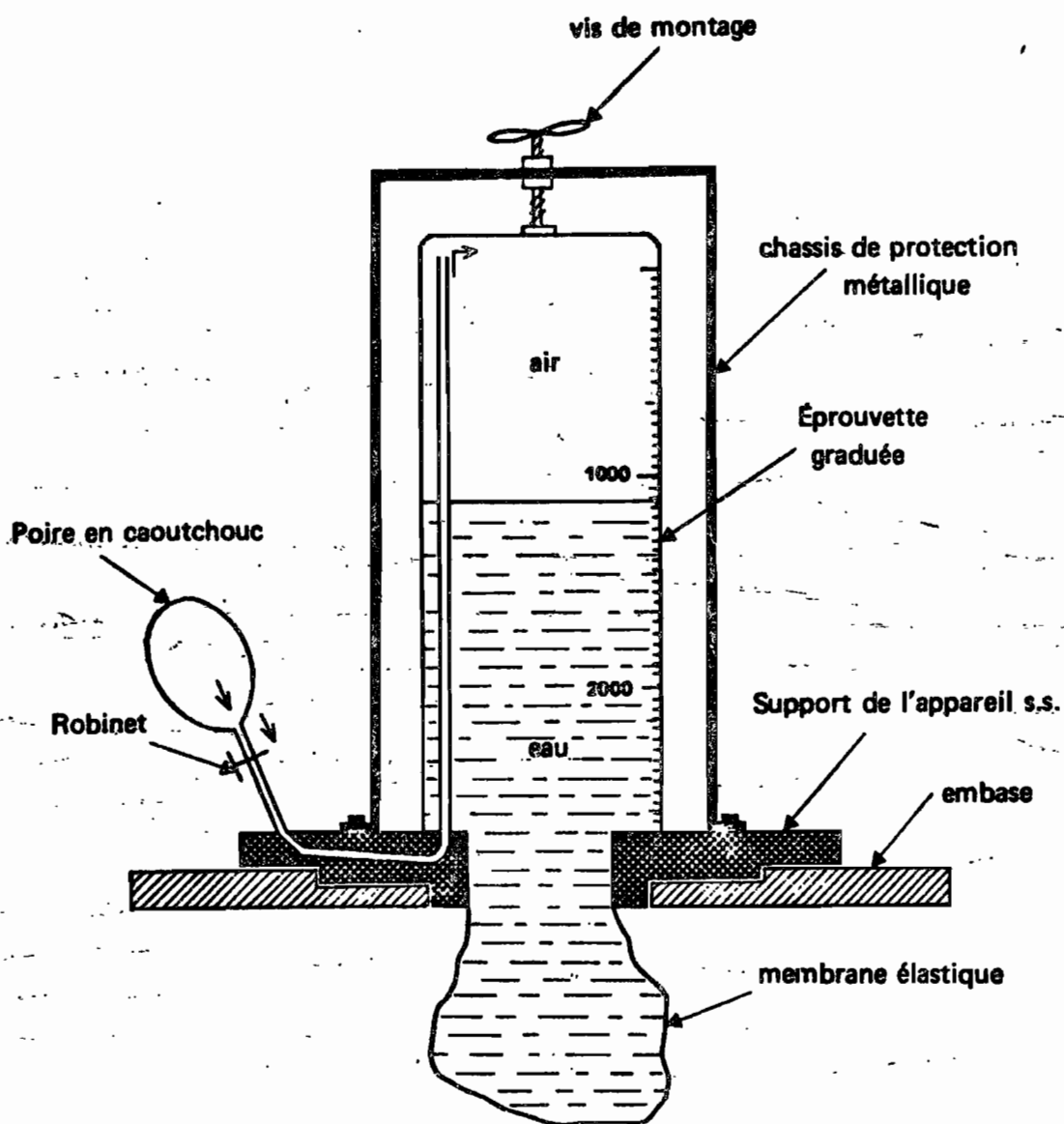


Fig. 2 SCHEMA D'UN DENSITOMETRE A MEMBRANE
(Appareil américain)

1. **/OBJET/** Détermination au laboratoire de la porosité fermée (sans communication avec l'extérieur : F du schéma ci-contre) d'une motte de sol : agrégat naturel ou fragment.



Définitions : Volume pseudo-réal = volume réel + volume des pores F

$$\text{Densité pseudo-réelle} = d_{pr} = \frac{\text{Poids}}{\text{volume pseudo-réal}}$$

(densité assimilée numériquement au poids spécifique)

Si on connaît d_r la densité réelle du sol, on aura :

$$\text{porosité fermée} = P_F = 1 - \frac{d_{pr}}{d_r}$$

Si en outre on connaît la densité apparente d_a de l'agrégat, on aura sa porosité totale : $P = 1 - \frac{d_a}{d_r}$

et par différence sa porosité ouverte $P_O = P - P_F$.

2. **/PRINCIPE/** La méthode consiste à mesurer le volume pseudo-réal de la motte. Pour cela on place la motte dans une enceinte fermée remplie d'air (pycnomètre à air) : l'air remplit la totalité du volume offert, pénétrant dans la porosité ouverte ; il occupe donc le volume de l'enceinte diminué du volume pseudo-réal de la motte.

Le pycnomètre offre la possibilité de faire varier expérimentalement son volume interne en mesurant les variations correspondantes de pression. L'application de la loi de Mariotte à une telle série de mesures avec la motte dans l'enceinte, permet de déduire le volume pseudo-réal de la motte, par référence à un étalonnage pratiqué enceinte vide et contenant un corps de volume connu, réalisé à la même température, et dans les mêmes conditions de pression atmosphérique.

3. **/MATÉRIEL/** L'essentiel en est le pycnomètre à air :

- Pycnomètre à air (fig. 1 et 2) ; comprend :

- Une enceinte cylindrique (fig. 1) dans laquelle on doit pouvoir introduire l'échantillon dont on veut mesurer le volume pseudo-réal. Cette enceinte doit être hermétiquement fermée (joint torique en caoutchouc) et doit, fermée, offrir toujours le même volume après serrage des vis (système de butée). De cette enceinte partent deux tubes :
 - + l'un communiquant avec l'atmosphère ; on fixe sur ce tube un tuyau plastique qui peut être obturé par une pince de Mohr (Robinet R)
 - + l'autre communiquant avec une des branches d'un "tube en U".
- Le "tube en U" qui se compose :
 - + d'un tube de verre calibré A (4 à 5 mm de diamètre intérieur) fixé verticalement à une règle graduée et relié à l'enceinte.
 - + à la base de ce tube un tuyau plastique qui le relie à un deuxième tube B de même diamètre dans sa partie inférieure, mais qui s'évase pour présenter, sur 10 cm au moins de sa partie supérieure, une section intérieure de 1 cm² (réservoir).
 - + Ce deuxième tube en verre B peut coulisser verticalement devant une règle graduée.

- . Ces tubes A et B sont remplis de mercure de telle sorte que, le robinet R étant ouvert, le niveau atteigne la partie du tube B ayant 1 cm^2 de section.
- . Des index couissant sur les règles permettent des lectures de niveau à $\pm 0,5 \text{ mm}$.

- Autres matériels et produits:

- . Un baromètre anéroïde) non absolument indispensables
- . Un baromètre ordinaire ()
- . Mercure (environ 1 kg)
- . Balance, étuve, dessiccateur, ...

4. PROTOCOLE

- Etalonnage : il est réalisé par deux séries de mesures pratiquées :

- . l'une avec le pycnomètre contenant un bécber ou une boîte métallique de 100 à 200 cc environ, vide : cet essai sera dit conventionnellement appareil vide ;

- . l'autre avec le pycnomètre contenant le même récipient rempli d'un volume d'eau exactement connu par pesée, de l'ordre de 30 à 100 cc.

Pour chacune de ces séries de mesures, on commence par ouvrir le robinet R ; les ménisques de mercure s'établissent dans les deux tubes à un même niveau : niveau zéro lu sur les règles graduées (fig. 2).

On ferme le robinet R et on remonte de 5 cm environ le tube B ; lecture des niveaux dans A et B : a et b (fig. 3).

On remonte encore le tube B et on effectue de nouvelles lectures, etc...

On effectue ainsi cinq à dix lectures et on reporte sur des axes de coordonnées rectangulaires Ox, Oy avec :

a en abscisse (1 cm du graphique = 2 cm) (fig. 4)

b-a en ordonnée (1 cm du graphique = 1 mm)

On obtient deux courbes assimilables à des droites : (1) et (2) de la fig. 4.

- Mesures avec motte + récipient vide dans le pycnomètre.

On procède de la même façon et on obtient une courbe (3) également assimilable à une droite (sur la fig. 4, on a opéré avec un autre remplissage du récipient, simulant une motte).

Remarque : Cet ensemble d'opérations doit être réalisé dans des conditions de température constante et de pression atmosphérique constante, soit : dans une salle à l'abri des variations rapides de température et en opérant assez rapidement.

5. CALCULS

a. Equation des courbes expérimentales

Soit P la pression atmosphérique au moment de la mesure

V le volume de l'enceinte et de la partie vide du tube A (au-dessus du niveau du mercure)

s la section du tube A

Pour un couple de mesures a, b, effectuées appareil vide, la diminution de volume du compartiment étanche est $\Delta V = a \cdot s$

l'augmentation de pression, exprimée en cm de mercure est $\Delta P = b - a$, la section du tube B étant de 1 cm^2 .

L'application de la loi de Mariotte donne : $PV = (P + \Delta P)(V - \Delta V)$

$$\text{soit } P + \Delta P = \frac{PV}{V - \Delta V} \quad \text{et} \quad \Delta P = \frac{PV}{V - \Delta V} - P = \frac{P\Delta V}{V - \Delta V}$$

D'où l'équation de la courbe (1) avec $x = a$ et $y = b - a$:

$$b - a = \frac{Pas}{V - as} \quad \text{soit} \quad y = \frac{P \cdot s \cdot x}{V - s \cdot x} \quad \text{qui représente une branche d'hyperbole}$$

Si on remplace les constantes de l'équation par leurs valeurs réelles dans l'exemple représenté fig. 4 :

$P = 73,1 \text{ cm}$ (pression atmosphérique lors de l'expérience)
 $V = 320 \text{ cm}^3$) caractéristiques de l'appareil qui représentent un
 $s = 0,143 \text{ cm}^2$ (ordre de grandeur moyen pour un pycnomètre à air,

$$\text{on obtient : } y = \frac{10,5 x}{320 - 0,143 x}$$

x variant de 0 à 50 cm environ, le dénominateur varie de 320 à 313, et la courbe représentative est pratiquement une droite comme on le constate expérimentalement.

Il en est de même lorsqu'on introduit dans le pycnomètre un volume d'eau donné ou une motte, dans la mesure où le volume de l'appareil est suffisant par rapport au volume introduit.

b. Calcul du volume de la motte introduite dans le pycnomètre

Soit ΔP une variation de pression identique supposée imposée dans les trois expériences (1) appareil vide

(2) appareil avec un volume d'eau Z_2

(3) appareil avec la motte de volume pseudo-réel Z_3

On appellera V le volume de l'appareil vide, comme défini précédemment
 $\Delta V_1, \Delta V_2, \Delta V_3$ les diminutions de volumes respectivement observées dans les expériences (1), (2), (3) pour la variation de pression ΔP , et correspondant à des valeurs lues a_1, a_2, a_3 du niveau de mercure, telles que $\Delta V_1 = a_1 \cdot s$; $\Delta V_2 = a_2 \cdot s$; $\Delta V_3 = a_3 \cdot s$.

L'application de la loi de Mariotte donne :

$$\text{pour (1) : } P V = (P + \Delta P)(V - \Delta V_1)$$

$$\text{pour (2) : } P (V - Z_2) = (P + \Delta P)(V - Z_2 - \Delta V_2)$$

en soustrayant et en résolvant, on obtient :

$$Z_2 = \frac{P + \Delta P}{\Delta P} (\Delta V_1 - \Delta V_2) = \frac{P + \Delta P}{\Delta P} \cdot s (a_1 - a_2)$$

$$\text{pour (3), on a de la même façon : } P (V - Z_3) = (P + \Delta P)(V - Z_3 - \Delta V_3)$$

$$\text{et } Z_3 = \frac{P + \Delta P}{\Delta P} (\Delta V_1 - \Delta V_3) = \frac{P + \Delta P}{\Delta P} \cdot s (a_1 - a_3)$$

d'où

$$Z_3 = \frac{a_1 - a_3}{a_1 - a_2} \cdot Z_2$$

D'où la solution graphique (fig. 4) : en prenant ΔP quelconque sur le graphique :

$$Z_3 = \frac{AC}{AB} \cdot Z_2$$

Z_3 = volume pseudo-réel de la motte.

Z_2 = volume d'eau utilisé dans l'étalonnage.

Remarque : On pourrait parfaitement se contenter de l'étalonnage appareil vide et de la série de mesures effectuées avec la motte, en utilisant directement la formule : $Z_3 = \frac{P + \Delta P}{\Delta P} \cdot s \cdot (a_1 - a_3)$

Il est plus sûr de procéder comme indiqué, cette méthode éliminant du calcul les paramètres P et s.

(Dans ces conditions on peut se passer du baromètre.)

6. /PRECISION/ Grâce à la représentation graphique, la précision est de 2 % en valeur relative pour un volume de 100 cm³.

7. /LIMITES TECHNIQUES/

- Cette méthode se limite à l'étude de milieux assez poreux.
- Mesures longues et délicates.
- La nécessité d'opérer à température constante pour l'application de la loi de Mariotte impose de travailler dans un laboratoire dans lequel on a stocké tous les matériels et produits nécessaires suffisamment longtemps à l'avance. Cette condition de température constante interdit pratiquement d'utiliser la méthode dans des laboratoires de fortune sur le terrain.

8. /DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE/

- La mesure présente l'avantage de permettre d'accéder à une caractéristique morphologique et intrinsèque de la motte. Au point de vue interprétation vis-à-vis de la circulation et du stockage de l'eau, on sait que la porosité ouverte a un rôle actif que n'a pas la porosité fermée. Mais on sait aussi que cette seule distinction globale n'est pas suffisante : la dynamique de l'eau est également déterminée par la morphologie de la porosité ouverte (dimensions, connections, régularité, présence de culs de sacs) (GRAS, 1972).
- Question à suivre : approche possible de l'anisotropie du milieu et de la direction des pores ouverts : en opérant sur des fragments d'horizons de formes et d'orientations diverses, en obturant les pores de certaines de leurs faces...

9. /PRIX DE REVIENT/

- La fabrication du pycnomètre est assez simple, mais doit être précise : la butée de l'enceinte cylindrique doit être réalisée au tour.
- Au point de vue prix de revient, ^{le} seul produit onéreux est le mercure : il en faut environ 1 kg.

10. /REFERENCES/

Bibliographie

- GRAS (R.) - 1969 - Considérations sur la porosité et l'étude des milieux poreux. Science du sol, n° 2, pp.79-89.
- GRAS (R.) - 1972 - Effets des éléments grossiers sur la dynamique de l'eau dans un sol sableux. Ann. Agron., vol. 23; n° 2, pp. 197-239; n° 3, pp. 247-316; n° 4, pp.379-406.

Rédacteur : J.F.VIZIER - P.AUDRY

Pédologue à consulter : J.F.VIZIER

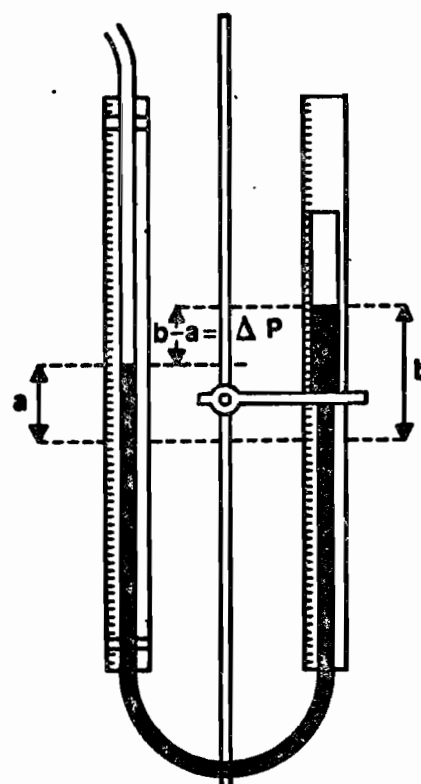
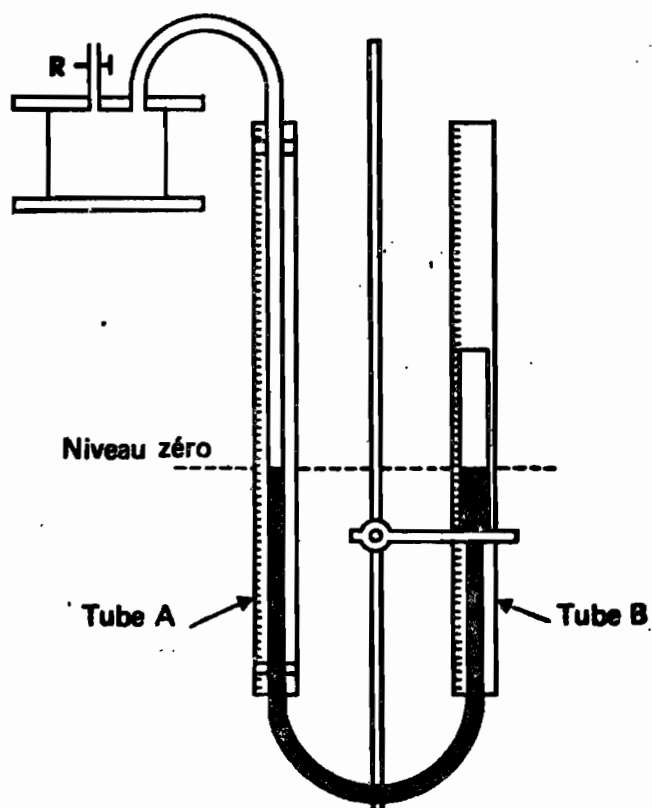
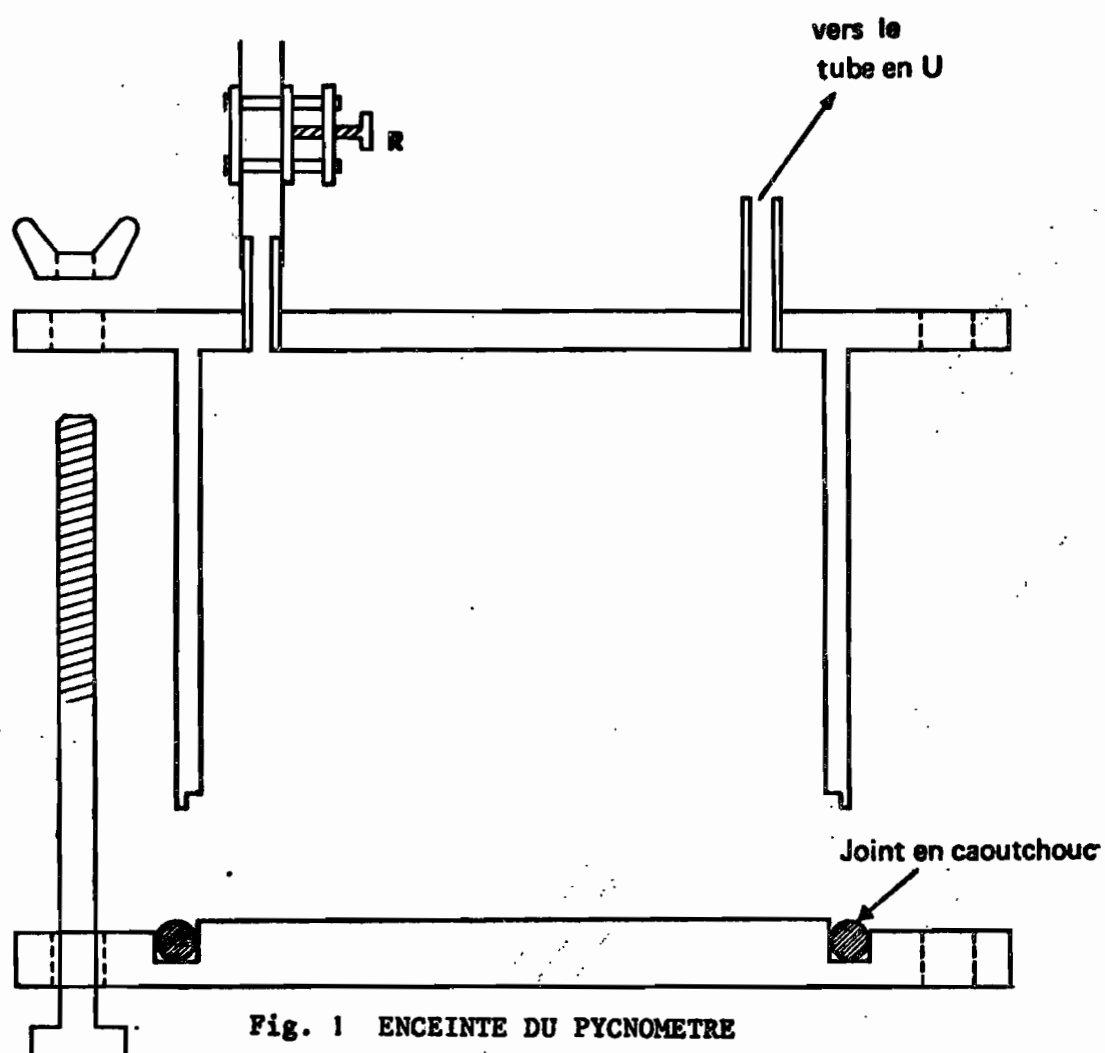
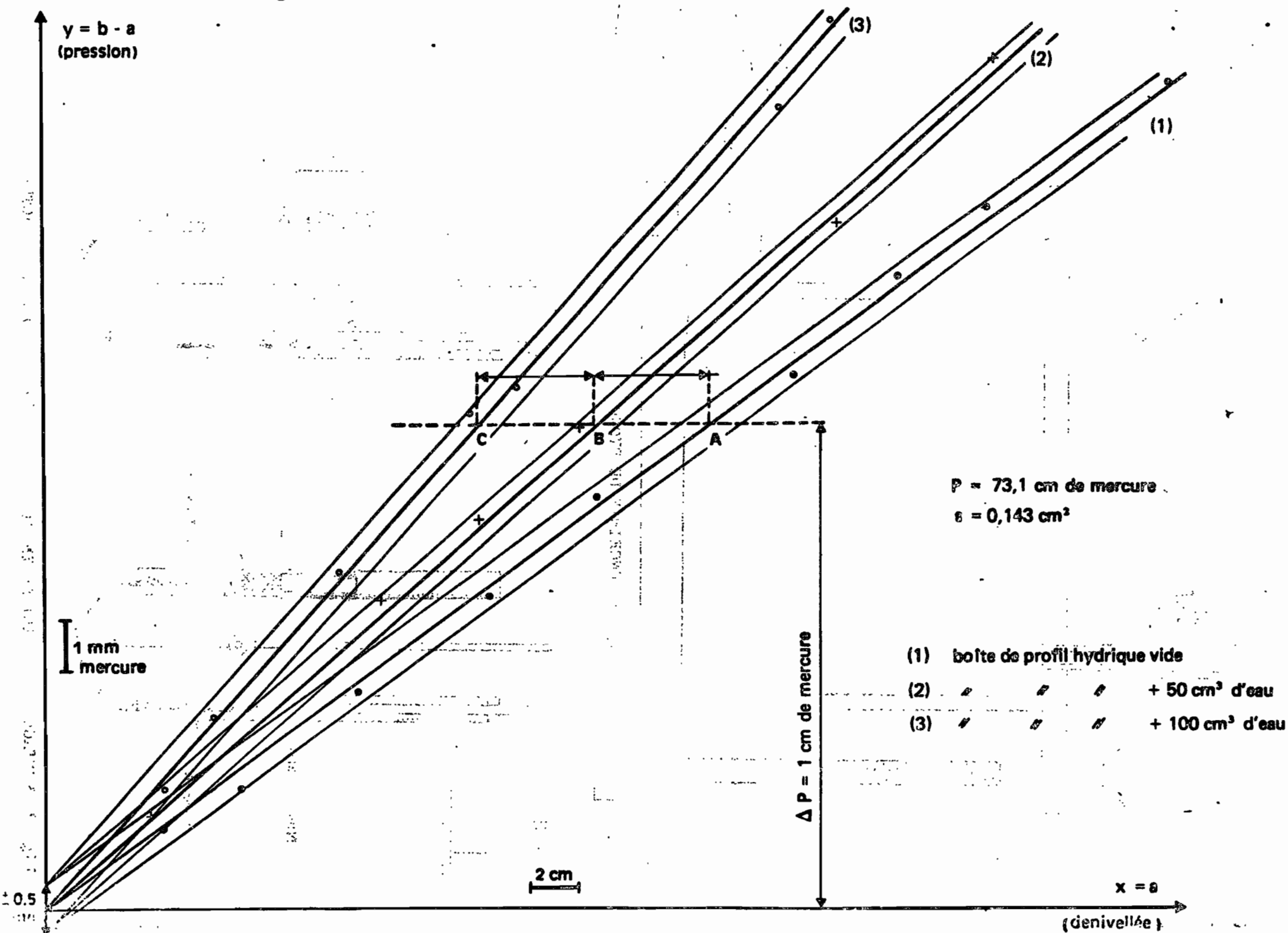


Fig. 4 ETALONNAGE ET ESSAIS DU PYCNOMETRE A AIR



1. OBJET Détermination sur le terrain de la vitesse d'infiltration de l'eau sous une charge constante de 3 cm.
2. PRINCIPE La charge constante est établie à l'intérieur d'un cylindre de mesure enfoncé dans le sol. On maintient une charge identique dans un cylindre de garde concentrique, dont le rôle est d'assurer l'humectation latérale parasite du sol et par conséquent de permettre d'assimiler le débit du cylindre de mesure à une infiltration cylindrique verticale.
La mesure est poursuivie jusqu'à obtention d'une vitesse d'infiltration constante K appelée perméabilité et assimilée à la conductibilité hydraulique de la loi de DARCY, qui est appliquée dans le calcul.

3. MATERIEL ET PROTOCOLE

Le matériel comporte :

- deux cylindres ; le diamètre de l'anneau de garde doit être approximativement égal à trois fois le diamètre du cylindre de mesure.
- un système d'alimentation en eau susceptible d'assurer un niveau constant et permettant la mesure du débit : un simple vase de Mariotte est théoriquement suffisant, mais différents modèles d'infiltromètres, plus commodes, basés soit sur le principe de Mariotte (exemple décrit ci-dessous), soit sur le principe du carburateur, de la chasse d'eau, sont proposés aux utilisateurs.

Exemple de matériel : appareil dérivé de celui conçu par THIAIS (1968), mis ensuite au point par COLOMBANI, LAMAGAT et THIEBAUX, présenté par DUBREUIL et COLOMBANI (1970) et par COLOMBANI, LAMAGAT et THIEBAUX (1972).

L'appareil est représenté en détail sur les fig. 1, 2, 3, 4. On en soulignera seulement les particularités importantes :

- cylindre de mesure ($d = 112 \text{ mm}$, $s = 100 \text{ cm}^2$) et cylindre de garde ($D = 320 \text{ mm}$, $S = 800 \text{ cm}^2$), sont solidaires l'un de l'autre ; ils comportent des plaques brise-jet horizontales placées sous les tuyaux d'alimentation ; le cylindre de garde comporte en outre des entretoises verticales de fixation jouant aussi le rôle de chicanes anti-remous.
- le réglage de la charge constante d'eau dans les cylindres est obtenu par l'affleurement d'un tube qui alimente le réservoir en air, par le sommet ; l'eau s'écoule par un deuxième tuyau dont l'orifice est environ 5 mm au-dessus de l'orifice de l'air. Le débit d'air est réglé par une pince de Mohr et ce système permet ainsi un écoulement de l'eau sans perte de charge excessive, sans oscillations du niveau de l'eau dans le réservoir au déclenchement du remplissage, et avec le minimum de remous dans les cylindres. L'extrémité du tuyau d'admission d'air est enduit de graisse aux silicones pour réduire les effets de la capillarité.
- le cylindre de mesure et le réservoir (muni d'un tube et d'une règle de lecture) ont même section : ceci permet une lecture directe des hauteurs infiltrées.

Protocole - Mesure

L'enfoncement des cylindres est réalisé bien verticalement à la masse ou au cric ; la profondeur d'enfoncement est de 6 cm (entretoises verticales affleurant juste sur le sol). Si cet enfoncement provoque des perturbations (fissurations) et/ou est impossible (sol caillouteux) on limitera l'enfoncement à 3 cm. Pour cela, on peut disposer, soit d'un deuxième jeu de cylindres entretoisés, mais réglés pour une charge de 3 cm ; soit avoir la hauteur des tubes réglable sur le jeu de cylindres prévus pour 6 cm.

Les réservoirs sont remplis d'eau en obstruant les tubes d'alimentation avec le doigt, puis refermés. La mise en eau est réalisée en freinant l'écoulement à la main pour éviter des jets trop violents qui éroderaient ou affouilleraient la surface.

La mesure proprement dite sera différente suivant la perméabilité des sols :

- en sols suffisamment perméables, il est possible de régler l'admission d'air pour avoir un débit d'eau continu. On fera alors des lectures de niveau à intervalles de temps réguliers : toutes les 30 secondes ou toutes les minutes.
- en sols peu perméables, lorsqu'il n'est pas possible d'obtenir un débit continu par réglage d'air, on fonctionnera en remplissages intermittents automatiques comme avec un vase de Mariotte banal. Les lectures de niveau doivent alors être faites dans des situations comparables de remplissage du cylindre de mesure : on effectuera la lecture après un déclenchement d'écoulement d'eau, aussitôt que l'eau sera stabilisée dans le réservoir ; suivant la perméabilité du terrain, la lecture sera faite après chaque déclenchement ou tous les n déclenchements.

Il peut être commode de disposer d'un chronomètre.

La mesure est poursuivie jusqu'à obtention d'une vitesse d'infiltration stable : pour cela les couples h , t (niveau d'eau dans le réservoir-temps) sont notés non seulement sur un tableau à double colonne mais directement reportés sur un graphique en coordonnées rectangulaires : on juge facilement lorsque les points s'alignent ; la vitesse d'infiltration est alors stable, ce qui est couramment obtenu en 5-10 minutes dans des sols perméables mais peut nécessiter une heure et plus en sols peu perméables.

Il est rare que cette vitesse stable ne soit pas obtenue avec un seul remplissage des réservoirs, en tout cas pour celui correspondant au cylindre de mesure (5 litres soit au moins 40 cm utiles).

Remarques

(1) Appareillage :

- il est toujours commode que les tubes d'alimentation en eau et en air soient réglables en hauteur sur les cylindres, par un système de vis, pour pouvoir s'adapter aux irrégularités de la surface du sol et aux impossibilités d'enfoncement des cylindres à 6 cm.
- il peut arriver, lorsque le réservoir est à moitié vide ou plus, que l'eau remonte dans le tuyau d'alimentation en air, et que ceci perturbe ou bloque l'écoulement d'eau. Il est donc impératif de bien suivre l'opération et d'intervenir en cas d'incident. A moins qu'on ne préfère supprimer le tuyau à air et conserver le seul tuyau d'alimentation en eau, alors biseauté à 45 ° et avec tous les risques de remous qu'entraîne cette solution.
- l'appareillage est facile à mettre en oeuvre à différentes profondeurs du sol, sur marches d'escaliers. Les réservoirs sont alors installés en surface, au bord de la fosse et on joue sur la longueur des tubes souples qu'on doit cependant veiller dans tous les cas à avoir les plus courts possibles.

(2) Risque de dégradation de la surface d'infiltration : toute dégradation de la surface peut provoquer une diminution de la vitesse d'infiltration.

- pour protéger la surface d'infiltration des éventuels remous dus à l'alimentation intermittente, on peut disposer dans les cylindres une membrane perméable en la maintenant immergée.
- quand on prépare une surface d'infiltration sur une marche d'escalier d'un profil, on doit procéder par arrachement d'éclats naturels en éliminant ensuite tous débris de terre (par soufflage de préférence) susceptibles de se disperser à l'eau et de colmater les pores.

(3) Débit de l'anneau de garde : il est toujours intéressant de le mesurer parallèlement au débit de l'anneau central. La comparaison peut renseigner sur l'importance de l'infiltration latérale et sur la façon dont s'établit, puis se maintient, le régime d'infiltration stable.

E. CALCULS ET CORRECTION DE TEMPERATURE

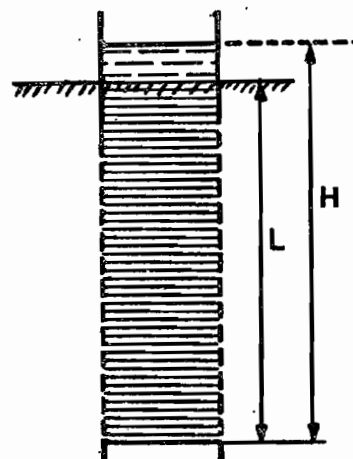
a. Calculs

Si on applique la loi de DARCY au cylindre central on a : $V = K \cdot \frac{H}{L}$ (cf. schéma ci-contre)

Dans les conditions de mesure, L est suffisamment grand pour poser $H \approx L$

$$\text{d'où } V = K$$

K exprimé en cm/H, m/s ... est égal à la pente de la droite $h = f(t)$. La courbe dans sa totalité est un objet d'interprétation intéressant.



b. Correction de température

La valeur K de DARCY est définie pour une température de 20 °C et tout résultat de mesure pratiquée à une autre température doit subir une correction faisant intervenir le rapport des viscosités de l'eau à la température de l'expérience et à 20 °C suivant la formule :

$$K_{20} = K_t \frac{\mu_t}{\mu_{20}} \quad K_{20} \text{ et } K_t = \text{perméabilités à } 20 \text{ °C et à } t \text{ ° (mesurée)}$$

$$\mu_{20} \text{ et } \mu_t = \text{viscosité de l'eau à } 20 \text{ °C et à } t \text{ ° (expérience)}$$

On prendra pour valeur de t, la température de l'eau dans le cylindre de mesure.

Les facteurs de corrections μ_t/μ_{20} sont donnés dans le tableau suivant :

t °C	μ_t/μ_{20}	t °C	μ_t/μ_{20}
21	0,976	26	0,869
22	0,953	27	0,850
23	0,931	28	0,831
24	0,910	29	0,814
25	0,889	30	0,797

PRECISION

La mesure en elle-même est précise, mais les résultats sont très dispersés d'un point à un autre sur un même terrain, d'où nécessité de procéder à des répétitions.

7. LIMITES TECHNIQUES

Méthode grosse consommatrice d'eau : les réservoirs pour les cylindres de mesure et de garde font respectivement 5 et 30 litres.

L'enfoncement des cylindres dans le sol est parfois difficile mais n'est jamais un problème insurmontable, sauf en sols très caillouteux (voir variante en paragr. 9) ou en présence de grosses racines.

Problème déjà évoqué de la dégradation et du colmatage de la surface d'infiltration.

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

L'essentiel^{le} concerne la signification exacte du paramètre mesuré : c'est une vitesse d'infiltration et non une vitesse de filtration. Son assimilation à la conductibilité hydraulique de la loi de DARCY est une liberté dont il faut être conscient.

Un autre problème est celui de la qualité de l'eau utilisée, qui dans les conditions expérimentales de terrain ne correspond généralement pas à celle qui est reçue dans les conditions naturelles (eau de pluie pour la surface...). Il est alors indispensable de procéder avec une eau de qualité constante pour obtenir des résultats comparables entre eux.

La mesure intègre d'autre part, de façon complexe, les effets de l'ensemble des horizons sous-jacents concernés par l'infiltration. Enfin la dispersion spatiale des résultats rend l'interprétation difficile.

En définitive, ces résultats ne correspondent pas directement au comportement du sol dans ses conditions naturelles d'évolution ; mais la technique est précieuse pour l'irrigation par submersion, pour obtenir un test de valeur comparative en conditions normalisées et comme base d'expérimentation en vraie grandeur avec tous les compléments et les variantes qu'elle autorise (observations directes du volume mouillé, variations de la charge, arrêt de l'infiltration et observation après différentes durées d'infiltration... cf. 212.21.b.1 du rapport).

9. VARIANTES ET NORMALISATION

a. Variantes

- En terrain caillouteux, ou chaque fois que pour une raison quelconque il est impossible d'enfoncer les cylindres sans les abîmer ou sans perturber le terrain, on peut procéder comme suit : creuser par petits arrachements une cavité à peu près cylindrique dont on mesure la surface basale et lui appliquer directement une charge d'eau de 3 cm avec un dispositif Mariotte d'alimentation. Le débit mesuré intègre évidemment la perméabilité latérale des 3 cm de la nappe en charge, mais il est possible de moduler cette influence en faisant varier la surface basale de la cavité.
- Sur une surface en forte pente, les deux cylindres pourront être avantageusement remplacés par des cadres rectangulaires allongés suivant la courbe de niveau.
- Micromüntz : la grande variabilité des résultats, observée sur un même horizon invite à étudier les causes de cette hétérogénéité et à préciser la "maille" de cette hétérogénéité en faisant varier la section du cylindre de mesure. Ceci peut être en particulier réalisé en effectuant simultanément ou successivement à l'intérieur d'un cylindre de garde standard ou plus grand une série de mesures à l'aide d'un petit dispositif MÜNTZ-MARIOTTE de quelques cm².
- Variantes évoquées en paragr. 8 et en 212.21.b.1 du rapport.

b. Normalisation : Pour avoir valeur de test comparable, la normalisation suivante doit être respectée :

- dimensions des cylindres : $d = 112 \text{ mm}$)
 $D = 320 \text{ mm}$ (absolument impératif.
- charge constante : 3 cm : impératif
- enfoncement des cylindres : 6 cm souhaitable, et à défaut 3 cm.

10. RENDEMENT - PRIX DE REVIENT - CONCLUSIONS PRATIQUES

- L'appareil présenté en paragr. 3, avec ou sans les modifications évoquées, peut être fabriqué, à peu de frais, dans tout atelier bien équipé.
- Sur le terrain, la mesure doit être soignée ; la mise en place du matériel, l'approvisionnement en eau, l'obtention du régime stable d'infiltration en font une méthode peu rapide et grosse consommatrice d'eau.
- Les résultats ne peuvent avoir d'autre valeur que de tests, mais sont intéressants en tant que tels ; la méthode offre d'autre part toute une gamme d'adaptations et de variantes possibles et permet des expérimentations extrêmement variées.

11. REFERENCES

Bibliographie

- Traités classiques dont DEMOLON (A.) - 1960 - Dynamique du sol (principes d'agronomie, tome I).
DUNOD, éd., Paris, 520 p.
- THIAIS (J.L.) - 1968 - Mesure de la perméabilité à l'eau d'un sol en place à l'aide d'un appareil de MÜNTZ modifié.
ORSTOM, Cayenne, 7 p. ronéo, photos, bibliogr.
- DUBREUIL (P.), COLOMBANI (J.) - 1970 - Mesures d'humidité et de perméabilité des sols dans les bassins représentatifs et expérimentaux : additifs aux protocoles et présentation des résultats.
ORSTOM, Service Hydrol., Paris, note technique n° 21 (2ème édition révisée), 18 p. multigr., 10 fig.
- COLOMBANI (J.), LAMAGAT (J.P.), THIEBAUX (J.) - 1972 - Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode MÜNTZ. Une extension de la méthode PORCHET aux sols hétérogènes.
Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. IX, n° 3, pp. 15-46.

Rédacteurs : P.AUDRY - F.X.HUMBEL.

Pédologues à consulter : F.X.HUMBEL - A.COMBEAU - P.AUDRY

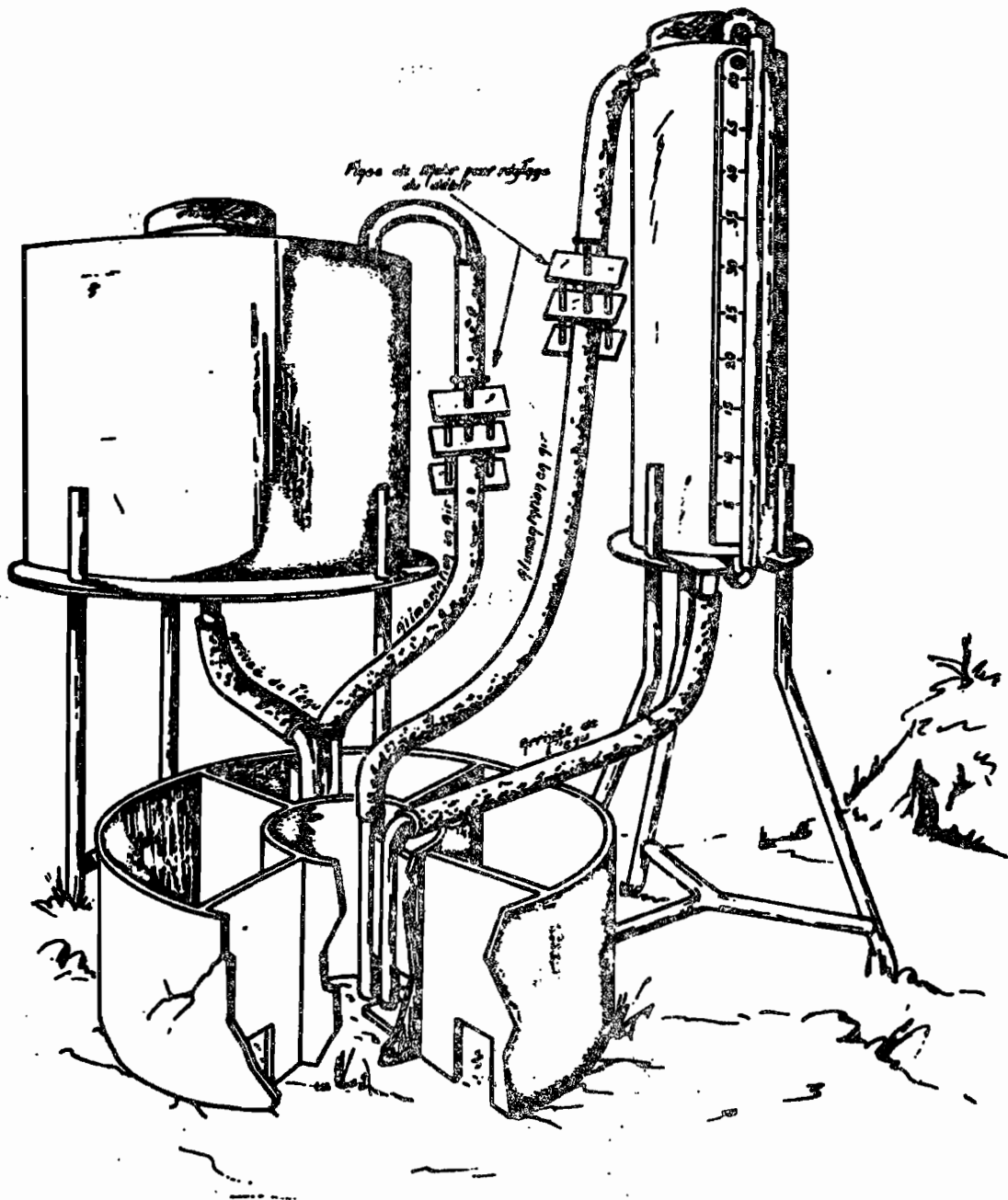


Fig. 1 INFILTROMETRE MUNTZ
Croquis d'installation

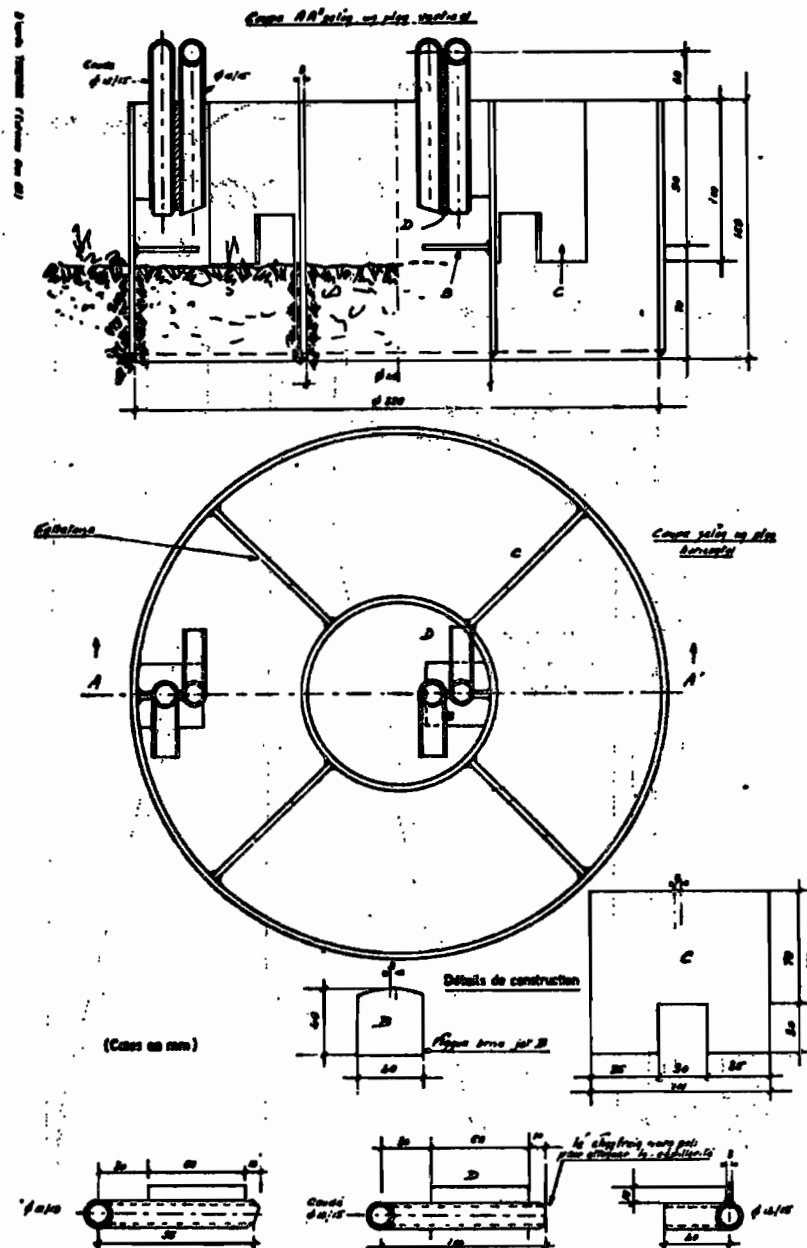


Fig. 2 INFILTROMETRE MUNTZ
Cercle de mesure et anneau de garde
Plan

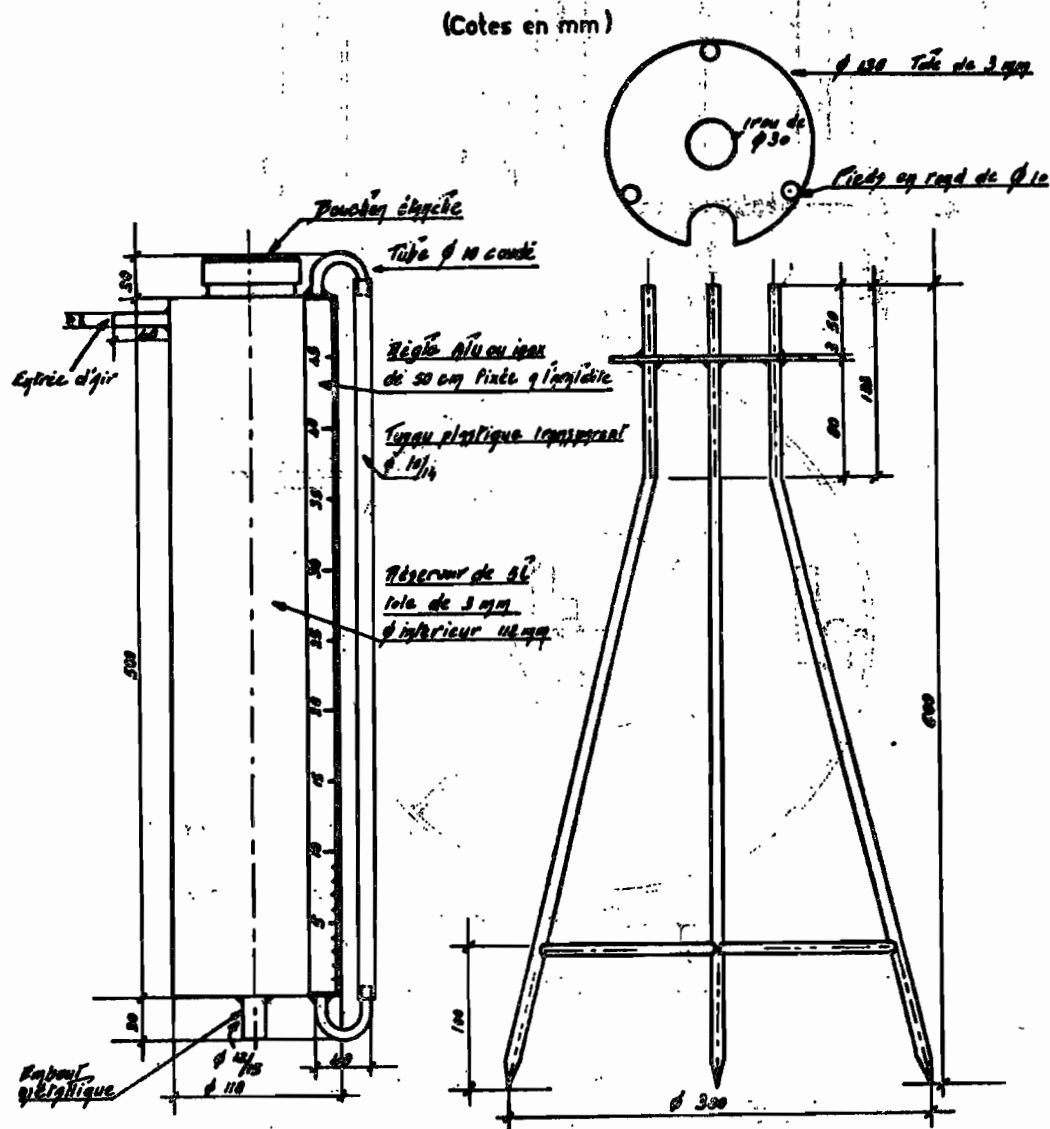


Fig. 3 INFILTROMETRE MUNTZ
Réservoir de 5 litres et son support

Echelle : 1/4
(Cotes en mm)

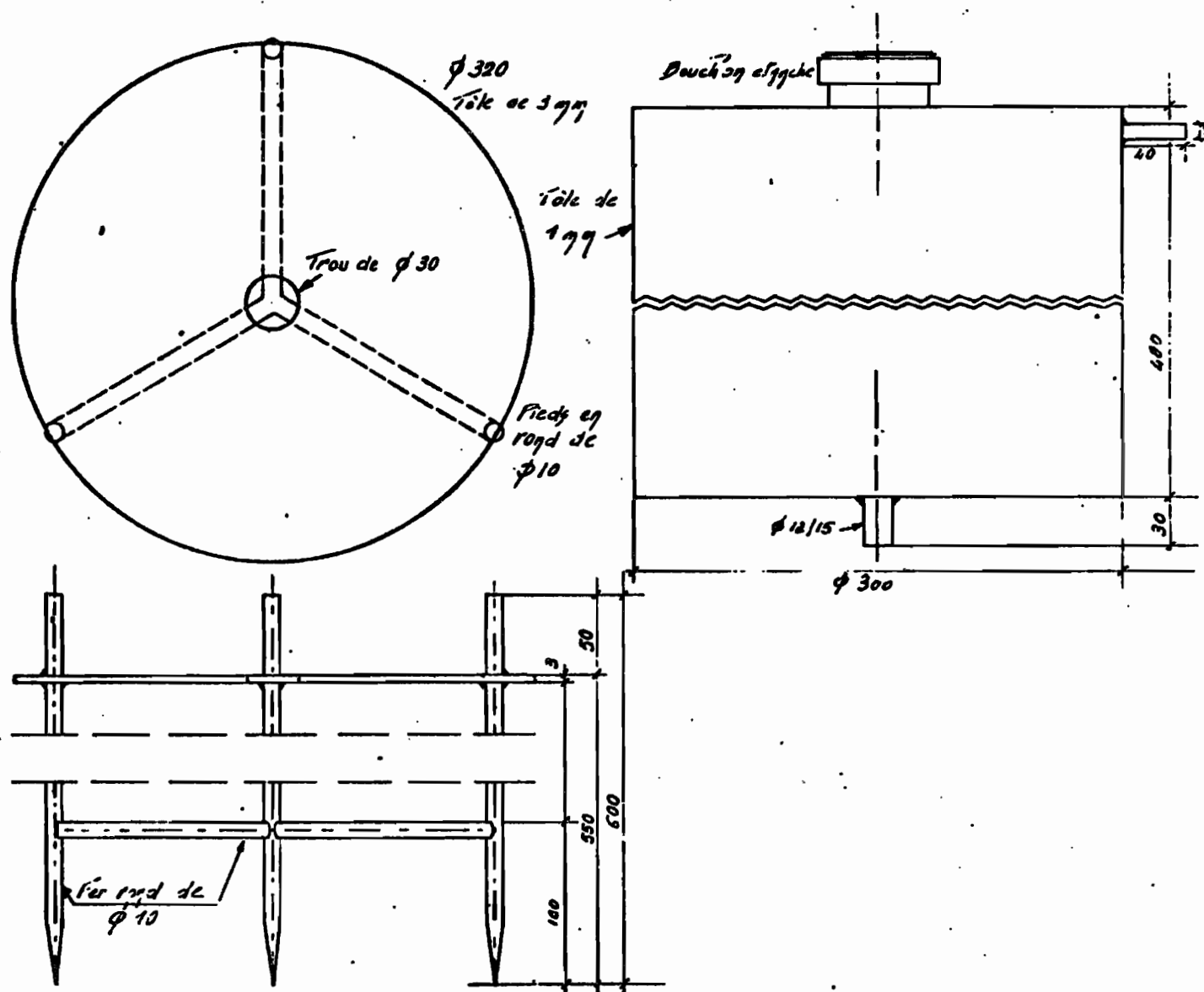
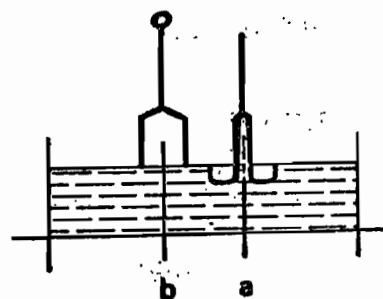


Fig. 4 INFILTROMETRE MUNTZ
Réservoir de 30 litres et son support pour anneau de garde
Plan

1. **OBJET** Détermination sur le terrain d'un coefficient de perméabilité en suivant la dynamique de l'infiltration d'une quantité d'eau donnée dans des conditions standard.
2. **PRINCIPE** On suit l'infiltration en fonction du temps, d'un litre d'eau introduit dans un cylindre de MÜNTZ de 100 cm^2 de section (charge initiale 10 cm), en maintenant dans l'anneau de garde une hauteur d'eau constamment égale à celle du cylindre central de mesure. Le coefficient est déterminé par application de la loi de DARCY.
3. **MATERIEL** Il peut être simplifié à l'extrême et se limiter à :
 - un cylindre de mesure
($d = 112 \text{ mm}$, $s = 100 \text{ cm}^2$)
 - un anneau de garde
($D = 320 \text{ mm}$, $S = 800 \text{ cm}^2$)

) munis de plaques brise-jet pour le remplissage et de repères d'enfoncement (6 cm, 3 cm)
) l'ensemble MÜNTZ de cylindres solidaires est conseillé (cf. fiche n° 8)

- un système permettant de vérifier l'égalité des niveaux dans les deux cylindres ; il est commode de disposer de deux "gadgets" :
 - un cavalier en fil de fer, pinçant la paroi verticale du cylindre de mesure (a. du schéma ci-contre). Ce cavalier comporte deux pointes d'affleurement retournées et il glisse à frottement doux sur la paroi, ce qui permet facilement sa manoeuvre à la main.
 - un cavalier type b du schéma, en forme de diapason, qui doit être assez long et assez lourd pour que, tenu par son sommet à la main, il prenne sous son propre poids un aplomb vertical. Ce deuxième cavalier permet de suivre les niveaux pratiquement jusqu'à épuisement de l'eau, au contraire du précédent.
- un flacon d'un litre exactement, muni d'un tuyau verseur plastique souple.
- un récipient de 10 litres environ pour remplissage et maintien du niveau dans l'anneau de garde. Il est commode de disposer d'un grand flacon plastique gradué qu'on posera facilement sur un support de fortune et muni latéralement à sa base d'un robinet réglable à gros débit (mise en eau initiale) débitant directement dans l'anneau de garde.
- un petit godet gradué et un seau, pour enlever, mesurer et recueillir l'excès d'eau du cylindre de garde lorsque son débit relatif d'infiltration est moindre que celui du cylindre de mesure.
- un double décimètre sectionné exactement au zéro et une pince à linge ou une pince quelconque pour le fixer sur le bord du cylindre.
- matériel de terrassement ; double mètre.
- si possible un chronomètre.



PROTOCOLE

Les cylindres sont mis en place comme dans la méthode MÜNTZ classique ; bien veiller à leur verticalité.

Fixer alors le double décimètre à l'aide de la pince, sur le bord intérieur de l'anneau de mesure. Son zéro doit être placé en tenant compte du niveau moyen

du sol : un bon calage de l'échelle de mesure au départ, évite d'avoir à faire des corrections ultérieures aux niveaux d'eau lus (cf. parag. 5 Calculs).

La mise en eau est réalisée le plus rapidement possible, mais en veillant à ne pas abîmer la surface du sol. Le chronomètre est déclenché quand on commence à verser l'eau. On commence à verser l'eau en même temps dans le cylindre de mesure (flacon d'un litre) et dans le cylindre de garde, mais on remplit un peu moins vite ce dernier, surtout vers la fin du remplissage, pour l'ajuster rapidement une fois terminé le remplissage du cylindre de mesure : ceci est assez délicat et nécessite un coup de main.

Un premier couple de lectures est immédiatement fait, sitôt ce remplissage terminé et ajusté.

Des couples de lectures (hauteur d'eau h , temps t) sont ensuite effectués avec une périodicité fonction de la vitesse d'infiltration = 30 secondes et même 15 en sol perméable et en début d'opération ; 2,5 ou même 10 minutes en sols peu perméables.

En fin d'infiltration, la façon dont disparaît la lame d'eau par rapport au zéro du double décimètre permet de constater si le calage de l'échelle de mesure a été correctement fait et sinon, de noter la correction à apporter aux niveaux lus.

L'infiltration terminée, on observera rapidement si la surface du sol n'a pas été dégradée, colmatée, puis les cylindres sont enlevés et une coupe diamétrale est réalisée pour mesurer la profondeur mouillée à la verticale du cylindre central.

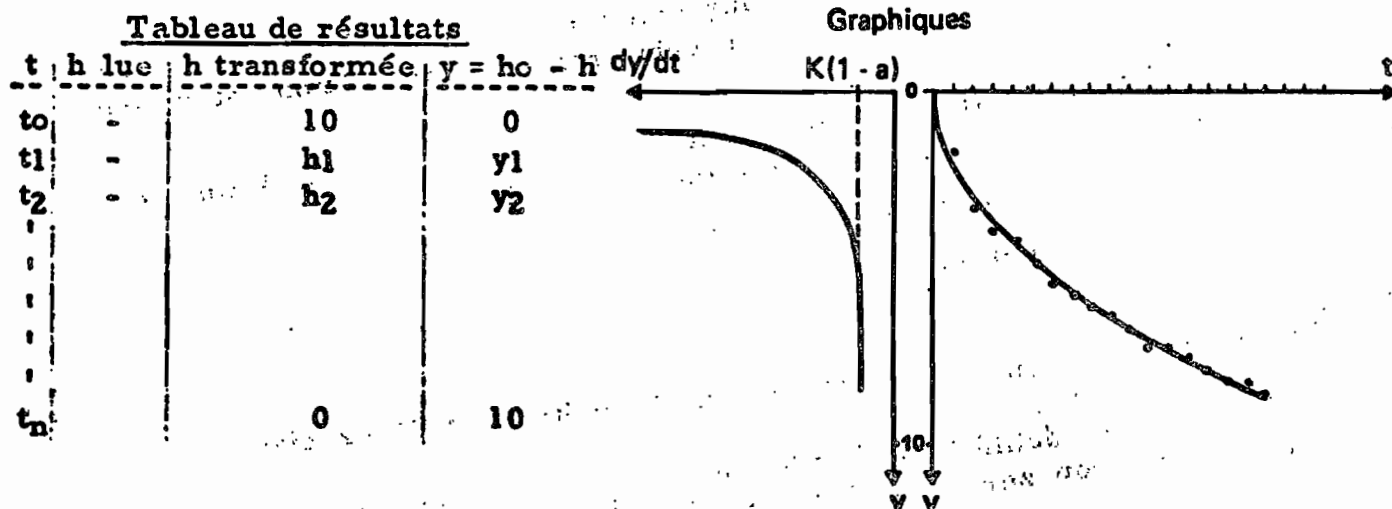
Ce paramètre intervenant dans le calcul, il est indispensable de se fixer un délai standard, après la fin de l'écoulement, pour mesurer cette profondeur qui continue d'augmenter après la fin de l'infiltration (ressuyage). En opérant vite, on réussit à faire la coupe en 3 minutes. Cette profondeur est appelée H . Ce terrassement permet l'observation directe. Le relevé systématique de la forme et des dimensions du "champignon" mouillé peut être intéressant.

5. CALCULS

Les valeurs h lues notées sont éventuellement recalées sur le zéro final pour obtenir des valeurs h transformées qui seront seules considérées dans ce qui suit.

On sait d'autre part que pour $t = 0$, $h_0 = 10$ cm

On reporte les résultats sur un graphique dans un système d'axe t , $y = h_0 - h$.



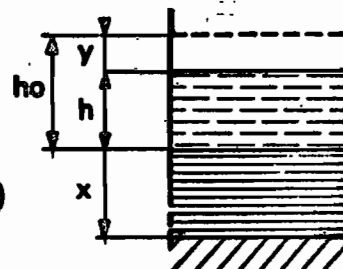
La courbe $y = f(t)$ est ajustée graphiquement ; elle présente une asymptote oblique dont la pente p , facilement mesurable sur ce simple graphique, est égale à $K(1 - a)$ avec $a = \frac{h_0}{H}$

d'où $K = \frac{p}{1 - a}$

La théorie (PIOGER, 1952) est la suivante, reposant sur l'application de la loi de DARCY.

A un instant t (h , y et x = profondeur du front d'infiltration)

On a $\frac{dy}{dt} = K_i = K \frac{(h + x) - b}{x}$



Le terme additionnel b intègre :

- la contrepression à la base de la tranche saturée, opposée par l'air occlus et intervenant comme un facteur de ralentissement (b positif), d'autant plus faible que l'état initial du sol est proche de la saturation.
- la dépression correspondant à la succion du sol pour l'eau, d'autant plus importante que le sol est plus sec : facteur d'accélération mais toujours d'importance relative faible.

On a également $y = h_0 - h = ax$, a étant le pourcentage de porosité offert à la circulation de l'eau, d'où

$$\frac{dy}{dt} = K \frac{ah_0 - ay + y - ab}{y} = K(1 - a) + Ka \frac{h_0 - b}{y}$$

La courbe représentative de la vitesse apparente d'infiltration $\frac{dy}{dt}$ en fonction de y est une hyperbole équilatère dont l'asymptote verticale a pour abscisse $K(1 - a)$ d'où le mode de calcul préconisé.

Remarques

- (1) le paramètre a chiffre une "certaine porosité libre". Sa mesure est biaisée du fait que la mesure de H ne peut être réalisée qu'une fois le ressuyage commencé. Ce ne peut être qu'un paramètre à valeur comparative, mais souvent intéressant.
- (2) il est toujours intéressant de comparer la vitesse d'infiltration dans le cylindre de mesure et celle dans l'anneau de garde (eau ajoutée ou enlevée) pour interpréter la différence constatée en regard de l'infiltration latérale, de la forme du "champignon" mouillé observé...

6. /PRECISION/

La précision de la mesure elle-même est excellente en comparaison de la dispersion des résultats liée à l'hétérogénéité du terrain.

7. /DISCUSSION - POINT DE VUE TECHNIQUE/

- Méthode simple ne consommant pas beaucoup d'eau.
- Rapide en sols perméables (5 à 10 minutes) ; mais en sols très perméables, la méthode, alors très rapide, perd de sa précision à cause de la vitesse même du phénomène qui n'autorise qu'un petit nombre de lectures.
- Faible consommation d'eau en regard du MÜNTZ classique.
- En sols peu perméables, l'infiltration de 10 cm d'eau peut être très longue, mais on verra les variantes possibles pour appliquer la méthode.
- La méthode est inapplicable en sols humides dans lesquels on ne peut voir le front d'infiltration. De toute façon, il faut se limiter à appliquer la méthode aux sols secs, car en sols plus ou moins humides, les résultats doivent être dépendants de l'état d'humidité.

- Possibilité limitée de jouer sur l'échelle de la mesure, toujours de dimension moyenne.

8. /DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE/

- Méthode infiltrométrique : on n'opère pas en régime de filtration au sens de DARCY.

- Intérêt de prendre en compte l'influence de l'air occlus.

- Méthode bien adaptée aux mesures sur sols secs, avec possibilités d'observations directes intéressantes sur la répartition de l'eau, et d'utilisation à des fins expérimentales. Le rapprochement de K et H est souvent intéressant (problèmes de dégradation de structure...).

- Théoriquement la méthode et les calculs sont élaborés pour des matériaux homogènes. Pratiquement, la méthode est applicable tant que les gradients de variations recoupés par le front d'infiltration ne sont pas trop rapides ou importants pour enlever toute signification à la mesure (le coefficient a est une valeur moyenne). Cette limite en fait une méthode bien adaptée aux mesures sur horizons à des fins comparatives et pour des déterminations d'ordre de grandeur.

9. /VARIANTES - CONCLUSIONS PRATIQUES/

- Application aux sols peu perméables.

- On peut soit opérer avec une quantité initiale d'eau moindre, dont on suivra l'écoulement complet.

- Soit opérer suivant le mode normalisé en reportant directement sur graphique les couples de valeurs t, y . Lorsque l'asymptote est atteinte, le cylindre est enlevé et la profondeur mouillée mesurée ; on aura $a = \frac{y}{H}$, avec y = épaisseur de la lame d'eau infiltrée au moment où on arrête l'expérience.

- En définitive,

- méthode simple, rapide, peu coûteuse, ne nécessitant que du matériel banal et facile à fabriquer.
- résultats n'ayant valeur que de tests comparatifs comme le MÜNTZ, mais ne pouvant a priori être comparés avec des résultats de MÜNTZ classique, obtenus dans d'autres conditions opératoires.

10. /REFERENCES/

Bibliographie

- PIOGER (R.) - 1952 - Mesures d'infiltration sur le terrain. Interprétation des résultats.

ENEA, Grignon, 27 p. ronéo.

- DURAND (J.H.) - 1958 - Les sols irrigables. Etude pédologique.
Algér, 1 vol., 191 p.

- AUDRY (P.) - 1962 - Etude pédologique du Centre de Recherches Zootechniques de Dahra-Djolloff (Rép. du Sénégal).

ORSTOM, Dakar, multigr. 131 p., fig. pl., annexes, 1 vol., 1 carte h.t.

Rédacteur : P. AUDRY

Pédologue à consulter : P. AUDRY

1. **/OBJET/** Mesure d'un coefficient de perméabilité principalement latéral, déterminé in situ.
2. **/PRINCIPE/** La méthode consiste à suivre, en fonction du temps, l'infiltration d'une quantité d'eau suffisante pour obtenir un débit stabilisé, versée dans un trou cylindrique fait à la tarière. La surface d'infiltration est constituée par les parois et le fond du trou et on estime qu'une fois la vitesse d'infiltration constante atteinte, la pente motrice est pratiquement égale à l'unité. L'application de la loi de DARCY permet de calculer un coefficient K global.
3. **/MATERIEL ET PROTOCOLE/**

Le matériel comprend

- une tarière : on prend généralement un diamètre de 6 ou 8 cm
- un double mètre.
- des bidons dont l'un au moins avec un bec verseur efficace et pratique.
- un entonnoir de grand diamètre muni d'un long tuyau plastique souple, type jardin, pour le remplissage du trou.
- un système permettant de suivre l'évolution du niveau de l'eau dans le trou au fur et à mesure de son infiltration :
 - la technique la plus simple consiste à faire affleurer l'extrémité d'un double mètre à la surface de l'eau et à lire directement la profondeur sur le bord du trou ou mieux sur une traverse posée sur l'orifice du trou. C'est un pis-aller imprécis (vision de l'affleurement) et impossible à utiliser au-delà d'une certaine profondeur.
 - analogue, plus précise mais encore limitée en profondeur, sera la canne métallique à extrémité hameçon : l'affleurement est plus net ; la tige de la canne pourra être directement graduée.
 - les systèmes à flotteur sont les plus commodes et pratiquement les seuls utilisables au-delà d'une certaine profondeur. Ils sont de toute façon recommandés pour les mesures en grandes séries. On pourra utiliser un appareil commercialisé pour la mesure des niveaux de nappe.
On pourra réaliser à moindres frais un des systèmes sur trépied topographique préconisés par les hydrologues de l'ORSTOM : le principe en est un couple flotteur-contrepoids avec renvoi sur poulie ; la profondeur est mesurée soit en suivant le contrepoids devant une règle (fig. 1), soit par lecture directe d'un compteur à chiffres sautants monté sur le fil de renvoi (fig. 2).
- un chronomètre est commode, mais une montre à trotteuse centrale peut suffire.

Mode opératoire (DUBREUIL, 1967 ; DUBREUIL et COLOMBANI, 1970 ; COLOMBANI et al., 1972)

Le trou à la tarière est creusé à la profondeur souhaitée. Sa profondeur est mesurée au double mètre, soit H_1 .

Il est rempli d'eau jusqu'au niveau choisi, doucement, à l'aide du système entonnoir-tuyau plastique, le tuyau étant introduit à la base du trou de tarière ; on doit veiller à éviter les chutes de terre dans le trou. En fin de remplissage, instant $t_0 = 0$ par définition, on mesure immédiatement le niveau de l'eau H_0 . L'infiltration est ensuite suivie en effectuant des couples de lectures H, t ; la fréquence des lectures dépend de la vitesse d'infiltration, plus rapide en début d'opération ; on lira par exemple aux temps 15 s, 30 s, 45 s, 1 mn, 2, 3, 4, 5, 6, 8, 10, 15, 20 mn.

Certains auteurs (CHEVRON - VILLETTE et ROEDERER, 1956) proposent d'arrêter les lectures au bout de 20 mn. On obtient alors une cadence de mesure rapide, mais on risque de ne pas avoir bien atteint le régime stabilisé. Dans ce cas, on pourra extrapoler la courbe et tracer son asymptote dans la mesure où les premiers stades de l'infiltration, rapides, auront été bien suivis ; on travaillera alors sur l'asymptote en acceptant une certaine perte de précision. Cette méthode est acceptable pour les études extensives dans lesquelles on ne recherche qu'un ordre de grandeur. Elle est également justifiée si on s'intéresse essentiellement au comportement du sol sec.

Si on cherche un résultat PORCHET standard, il faut opérer en conditions normalisées et ne réaliser la mesure qu'à obtention d'un régime stable au cours d'un deuxième remplissage du trou : on note systématiquement une baisse de K entre le premier et le deuxième remplissage (due entre autres à l'action de l'air piégé entre les deux opérations).

De toute façon, en fin d'opération, on mesure la profondeur du trou généralement moindre que la profondeur initiale du fait de l'effritement des parois. Soit H'_2 ; dans les calculs on prendra comme profondeur du trou, la moyenne

$$H = \frac{H'_1 + H'_2}{2} .$$

Il est également conseillé de mesurer le diamètre du trou avec un gabarit en bois, car il peut être supérieur à celui de la tarière suivant la manipulation de celle-ci (question de terrain et d'opérateur).

4. CALCULS. RESULTATS

On applique la loi de DARCY $Q = K . S . I$

S = surface d'infiltration = surface latérale du trou + surface du fond
 $= 2 \pi R h + \pi R^2$ (h = hauteur mouillée)

I = pente motrice, assimilée à 1 dans les conditions de mesure en régime stable.

$$\text{Soit } Q = KS = 2K \pi R (h + R/2)$$

Pendant le temps dt , le plan d'eau baissant de dh , le débit peut s'exprimer par $Q = - R^2 \frac{dh}{dt}$

$$\text{en égalant, on obtient : } \frac{2K}{R} dt = - \frac{dh}{h + R/2}$$

$$\text{en intégrant : } \frac{2K}{R} . t = - \text{Log} (h + R/2) + \text{cste}$$

$$\text{qui donne finalement } \log (h + R/2) = \log (h_0 + R/2) - \frac{2K}{2,3 R} . t$$

Pratiquement on tracera la courbe $\log (h + R/2) = f(t)$ sur papier semi logarithmique, en passant par un tableau transformant les valeurs H expérimentales du niveau d'eau en $h + R/2$:

	$H(t)$	$h(t)$	$h(t) + R/2$
t_0	H_0	$H - H_0$	$h_0 + R/2$
t_1	H_1	$H - H_1$	$h_1 + R/2$
t_2	H_2	$H - H_2$	$h_2 + R/2$

par exemple). C'est aussi la voie ouverte à d'autres expérimentations (comportement du sol sec, alimentation sous charge constante d'horizons successifs, recherche des volumes mouillés) pour raisonner qualitativement et par analogie.

9. FABRICATION DE MATERIEL - NORMALISATION - RENDEMENT

- Matériel : peu abondant et bon marché.
système de lecture sur trépied facile à mettre au point.
- Normalisation - Rendement
 - . Méthode rapide en utilisation extensive pour avoir de simples ordres de grandeurs (protocole CHEVRON-VILLETTE, ROEDERER : 20 mn par mesure ; cf. paragr. 3).
 - . Méthode plus longue en utilisation normalisée avec deux remplissages du trou, absolument indispensables pour avoir des K PORCHET standard.
- Variantes
 - . Variantes et compléments multiples évoqués en paragr. 8.
 - . Possibilité de traitement automatique des données expérimentales obtenues sur un trou pour obtenir une série de valeurs K correspondant aux horizons successifs recoupés (COLOMBANI et al. 1972).

10. REFERENCES

Bibliographie

- ROEDERER (P.) - 1956 - Perméabilité des sols (Méthode PORCHET), d'après MM. de BEAUCORPS, de CHEVRON-VILLETTE, LANGLE, PUJOS et ROEDERER, méthodes recueillies par P. ROEDERER. ORSTOM, Rabat, 9 p. ronéo + ann.
- BOUCHARD (), TREYER (), de CASABIANCA (), ANDRIAMHAINGO (), ROCHE () - 1964 - Etude pédologique de la plaine de Mahabo (Préfecture de Morondava). Ech. 1/5 000; IRAT, IRAM, 1962-63. L'Agron. Trop., n° 3, pp. 227-252.
- DUBREUIL (P.) - 1967 - Détermination des paramètres du sol influant sur le cycle hydrologique dans les bassins représentatifs et expérimentaux. Protocoles et mesures. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. IV, n° 3, pp. 3-17, 2 gr., bibliogr. (6 réf.)
- DUBREUIL (P.), COLOMBANI (J.) - 1970 - Mesures d'humidité et de perméabilité des sols dans les bassins représentatifs et expérimentaux : additifs aux protocoles et présentation des résultats. ORSTOM, Serv. Hydrol., Paris, note technique n° 21 (2e éd. révisée), 18 p. multigr., 10 fig.
- COLOMBANI (J.), LAMAGAT (J.P.), THIEBAUX (J.) - 1972 - Mesure de la perméabilité des sols en place : un nouvel appareil pour la méthode MÜNTZ. Une extension de la méthode PORCHET aux sols hétérogènes. Cah. ORSTOM, sér. Hydrol., vol. IX, n° 3, pp. 15-46.

Rédacteur : P. AUDRY

Pédologues à consulter : P. AUDRY - A. COMBEAU

Fig. 1 DISPOSITIF POUR LA MESURE
DE PERMEABILITE
par la méthode Porchet
ler dispositif

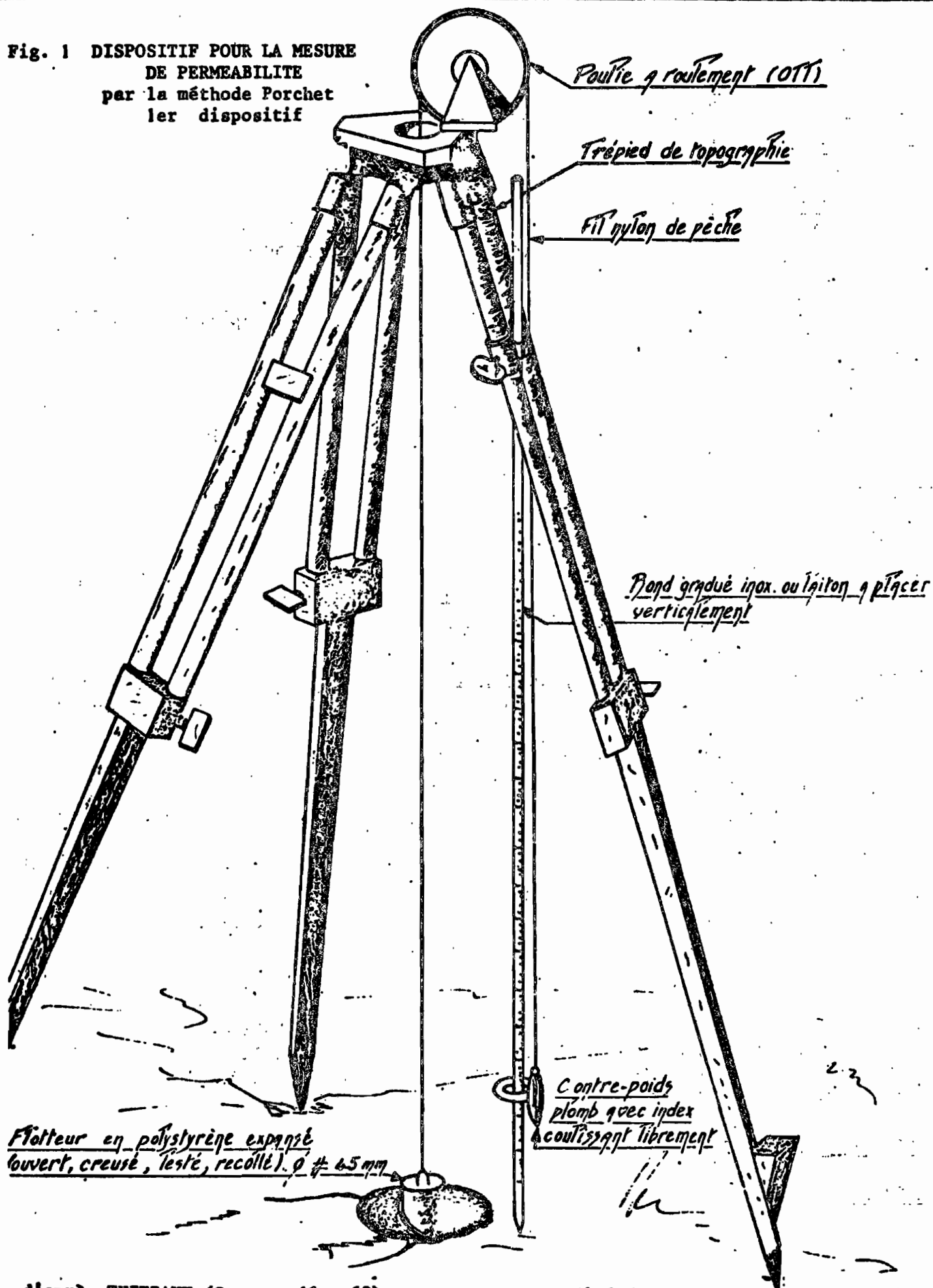
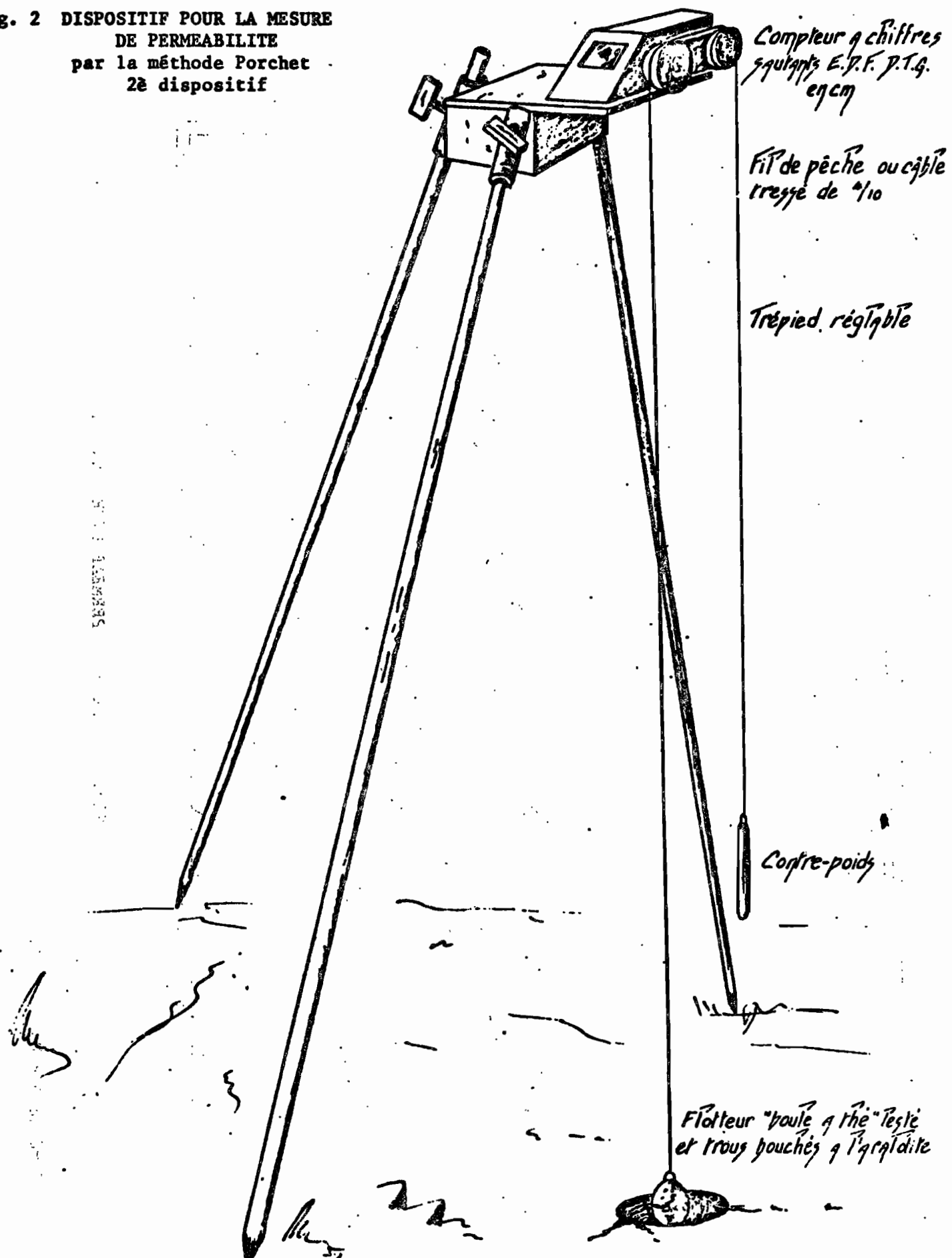


Fig. 2 DISPOSITIF POUR LA MESURE
DE PERMEABILITE
par la méthode Porchet
2^e dispositif



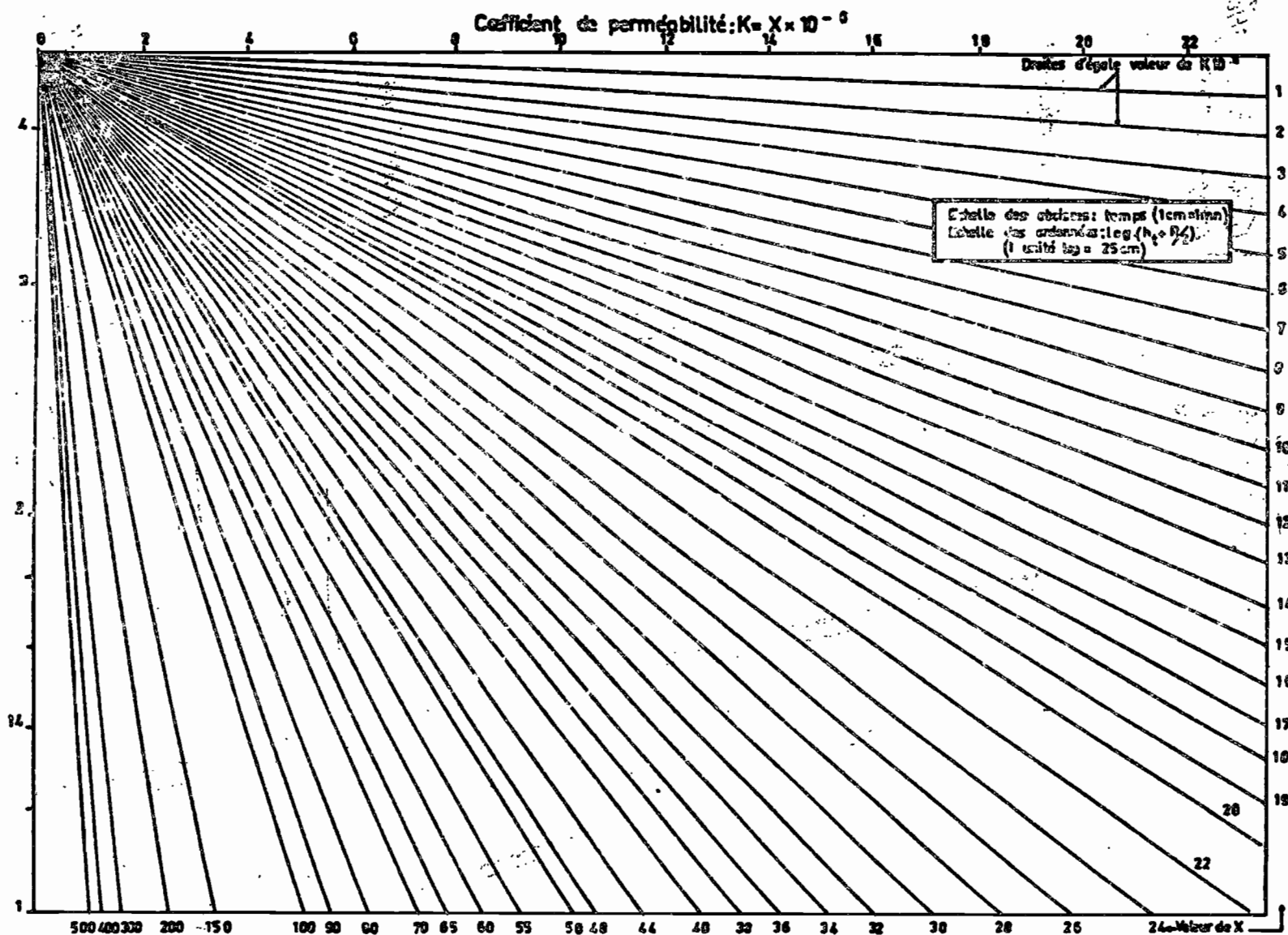


Fig. 3 ABAQUE DE PERMEABILITE PORCHET

Tiré de DUBREUIL (1970)

1. **OBJET** Mesure de la vitesse de filtration et du poids spécifique apparent, en laboratoire, d'échantillons de sols monolithiques (cubes de 10 x 10 x 10 cm), dont on détermine aussi en laboratoire l'humidité au prélèvement.

2. **PRINCIPE** L'échantillon cubique est découpé sur le terrain (fig. 1), centré en place dans une boîte métallique sans fond de 12 cm de côté (fig. 2), dont on réalise l'étanchéité à la base avec un cordon d'argile posé extérieurement, de façon à pouvoir couler de la paraffine dans l'espace libre latéral interne. Le prélèvement étant détaché à sa base et taillé, la boîte est fermée de façon étanche (fig. 3).

Au laboratoire, on effectue dans l'ordre les opérations suivantes :

- détermination du volume total V_1 (sol + boîte + paraffine) par déplacement de liquide et pesée de l'échantillon conditionné dans son état d'humidité au prélèvement.

- mesure de la vitesse de filtration sous une charge constante de 10 cm, établie dans une hausse assujettie sur l'échantillon : la mesure du débit Q permet le calcul de K par l'application de la loi de DARCY.

$$Q = K S \frac{H}{L}$$

- mesure des volumes de la paraffine et de la boîte par simple pesée, pour en déduire le volume V de la terre, qu'on pèse sèche, soit P_2 ; on aura

$$d_a = \frac{P_2}{V}$$

3. **MATERIEL**

- Terrain

- . Matériel de terrassement pour creuser une fosse.
- . Outillage pour le prélèvement monolithique (d'après BOURRIER, 1965)
 - un réchaud butane,
 - une casserole 2,5 litres à manche isolant et deux becs verseurs opposés.
 - un seau plastique 5 litres pour stocker l'argile d'étanchéité.
 - une caisse pour stocker les petits outils.
 - un couteau robuste de terrain lame 25 cm.
 - un couteau terrain 10 cm.
 - une équerre en U en tôle, ouverture 12 cm = gabarit pour la taille du cube.
 - un niveau de maçon.
 - un double mètre métallique
 - une truelle langue de chat
 - un grattoir triangulaire de peintre largeur 8 cm
 - une pioche courte ou équivalent
 - une pelle américaine
 - une pelle étroite à fond plat dite pelle à feu.
 - une paire de ciseaux type électricien ou sécateur (pour couper les racines)
 - pinceau, chiffons...
- . Matériel de conditionnement, stockage ; matériel consommable.
 - boîtes sans fond 12 x 12 cm, hauteur 10 cm, avec deux couvercles coiffants ; recommandé en zinc.
 - paraffine.
 - adhésif type électrique pour assurer l'étanchéité des boîtes fermées.
 - caisse en bois à casier pour le transport des boîtes à prélèvements.

- Laboratoire : Matériel VERGIERE préconisé pour séries de 20 échantillons, d'après BOURRIER (1965), avec quelques adaptations.
- . support pour échantillons = 4 portiques de 5 unités (fig. 7).
- . pour établissement charge hydraulique = série de hausses, cuves à niveau constant, tubes d'alimentation (fig. 8).
- . pour récolte individuelle des eaux de percolation =
 - série de bacs de pied équipés : déversoirs, cornières supports, toile métallique.
 - série d'entonnoirs.
 - série d'éprouvettes graduées de 250 cc (avec quelques-unes de 500 ou 1 000 cc pour les échantillons percolant très vite).
- . vase pycnomètre : simple bac à débordement par déversoir, susceptible de recevoir le cube 12 x 12 x 12, avec une éprouvette de 2 litres pour récolte et lecture du débordement.
- . plateaux (séchage terre à l'étuve) ; disposition étuve et balance au g.

4. PROTOCOLE

a. Prélèvement

a₁. Méthode VERGIERE (BOURRIER, 1965)

- Creusement d'une fosse avec une face en marches d'escalier, correspondant aux différents horizons à prélever.
 - Sur une marche donnée (commencer par la base pour éviter le piétinement) : façonnement d'un cube 10 x 10 x 10 cm (utilisation niveau, couteaux, équerres, truelles, grattoir) (cf. fig. 1).
 - Mise en place de la boîte sans fond avec pose d'un cordon d'étanchéité argileux (fig. 2).
 - Coulage de la paraffine : attention, la paraffine trop chaude, trop liquide, risque de rentrer dans les pores du sol ; la paraffine possédant d'autre part un coefficient de dilatation élevé, sera susceptible d'un retrait d'autant plus important et gênant qu'elle sera plus chaude. Pour cela, il faut opérer pas trop chaud : quand il commence à apparaître un film solide à la surface du liquide ; et opérer en plusieurs fois par remplissages partiels successifs (TOBIAS, 1968).
 - Arrachement du cube (pioche, pelles...), arasage de la face inférieure, Marquage de l'échantillon et de son orientation.
 - Pose des couvercles : ou bien directement (VERGIERE normal) ou bien après application au pinceau sur les faces inférieure et supérieure d'un film peu épais d'un mélange paraffine-cire fondu.
- Il est bon de garnir de toute façon l'intérieur des couvercles d'un très mince caoutchouc mousse ou mousse synthétique destiné à tenir l'échantillon par son élasticité mais sans le comprimer.
- Les couvercles sont tenus par un adhésif dit électrique en croix servant de sangles, puis étanchéifiés par le même moyen.

Variante VERGIERE remplacement de la paraffine par du caoutchouc mousse. Le cube est entièrement taillé et détaché, posé sur un couvercle. La boîte sans fond est remplacée par quatre faces séparées tenues par les deux couvercles.

Inconvénient : risque de rupture du cube dans ses manipulations avant paraffinage au laboratoire ; risque de compression du cube ; difficulté d'étanchéification du prélèvement.

a2. Variante TOBIAS (1968)

- Découpage sur le profil d'un gros monolithe 40 x 40 cm x hauteur variable, débité sur le terrain, à la scie, en plaques d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur, transportées telles quelles au laboratoire, emballées en caisse avec du caoutchouc mousse, du coton...
- Les cubes sont taillés au laboratoire, à la scie, en utilisant une égoïne ou une scie à métaux (l'usure est dans tous les cas très rapide) et une boîte à coupes genre menuisier, spécialement dimensionnée.
- Puis paraffinage dans une boîte VERGIERE...

Critique : la méthode est seulement applicable à des sols de tenue suffisante ; elle interdit la mesure d'humidité actuelle autrement que sur un échantillon voisin ; elle comporte toujours le risque de manquer la taille des cubes au laboratoire. Mais l'utilisation de la scie et de la boîte à coupes est à retenir sur le terrain même.

b. Laboratoire. Protocole décrit et durée des opérations précisée pour des séries de vingt échantillons traités suivant les normes VERGIERE et avec les installations VERGIERE (BOURRIER, 1965).

b1. Mesure du poids humide et du volume apparent de l'échantillon conditionné (3 heures)

- Déballage des boîtes à prélèvements, vérification du numérotage sur les boîtes et sur les couvercles et du marquage de l'orientation de l'échantillon.
- Ouverture des boîtes : les couvercles sont rangés en face et en correspondance des boîtes alignées.
- Application au pinceau de la pellicule cire-paraffine successivement et en série, sur les faces supérieure et extérieure
- Pesée des échantillons, soit P_1 = poids de échantillon + boîte + paraffine + cire-paraffine.
- Passage au vase pycnométrique, soit V_1 = volume de l'échantillon conditionné. Le vase pycnométrique est un simple récipient à trop plein ou à lecture de niveau directe (cf. fiche technique n° 2 : Densité apparente sur mottes).

b2. Mise en filtration, mesure de la perméabilité, démontage et mise à l'étuve (6 heures)

- Les pellicules cire-paraffine sont enlevées facilement d'un coup (de la paraffine seule s'écaillerait) et mises pour chaque échantillon dans le couvercle numéroté correspondant.
- Mise en place des hausses : centrage et mise à niveau automatique par le jeu des butées (fig. 4) ; fixation par adhésif électrique extérieur et bourrelet de paraffine intérieur (fig. 5).
- Installation des échantillons sur les bacs de pied (fig. 6) installés sur les portiques (fig. 7, 8, 9) : ils sont installés sur deux cornières servant de support et reposent sur une double toile métallique, l'une rigide à grosses mailles, l'autre fine (genre filtre à essence) ; pour les échantillons très fragiles, on aura intérêt à prendre une plaque métallique percée de quelques trous au lieu du grillage large. Le déversoir de chaque bac de pied débouche dans un entonnoir escamotable, débitant lui-même dans une éprouvette.

- Mise en eau :

en toute rigueur elle devrait être réalisée par la base, par capillarité. Ceci est possible en utilisant (TOBIAS, 1968) des bacs de pied dont le déversoir est constitué d'un tube avec un robinet, et de bords hauts d'une dizaine de centimètres ; dans ce cas, la mise en eau est réalisée en versant de l'eau jusqu'à affleurement de la base de l'échantillon ; le niveau est progressivement et lentement élevé (il ne faut pas d'échappement de bulles) jusqu'à atteindre 2 cm environ de la face supérieure. L'imbibition est terminée lorsqu'un morceau de buvard posé sur l'échantillon s'imbibe d'eau.

Cette opération est longue.

Pratiquement et d'après les normes VERGIERE, la mise en eau est réalisée par le haut, en remplissant la housse sans remous (verser contre la paroi) ; l'air est chassé vers le bas. Les entonnoirs ayant été escamotés, et les bacs de pied garnis d'eau mais sans atteindre la base de l'échantillon (emprisonnement d'air), la mise en eau se signale par l'écoulement du déversoir dans la gouttière collectrice, alimentée lorsque les entonnoirs sont escamotés.

• Vérification et réglage éventuel de la charge constante $H = 20$ cm, par le tube de trop-plein du compartiment alimentation (fig. 8).

• Mesure de la vitesse de filtration. Ce paramètre varie au cours de la filtration. Les normes VERGIERE prévoient :

une mesure dès le début de la mise en régime,

une mesure après environ trois heures,

une éventuelle mesure de contrôle après une vingtaine d'heures.

Pour une série de vingt échantillons, la première mesure est faite au fur et à mesure de la mise en régime des échantillons : simple lecture des instants auxquels on connecte et déconnecte le tube de l'entonnoir à l'éprouvette dont le volume du contenu sera lu.

La seconde mesure est plus facile : si les échantillons sont de comportement assez homogène, leur mise en régime aura été assez groupée pour procéder vraiment en série.

La troisième mesure a fortiori.

Remarques :

• pour la commodité on aura toujours intérêt à prendre des séries d'échantillons de comportement assez homogène.

• en cas d'échantillons très peu perméables (mise en eau de plusieurs heures), on devra procéder à la mesure de perméabilité - si toutefois elle présente un intérêt - à part ; on pourra se borner à mesurer, pour une durée donnée, la baisse du niveau d'eau dans la hausse, corrigée de l'évaporation, et réajustée si nécessaire.

- Démontage : vider l'eau ; enlever les hausses (le bourrelet d'étanchéité suit de lui-même)

La terre est récupérée et mise sur plateau à l'étuve à 105°

La paraffine et la boîte sont récupérées à part et on pèse séparément

boîte = poids p_1

paraffine + pellicules cire-paraffine récupérées au début = poids p_2

b3. Pesée de la terre sèche

Après deux à trois jours d'étuve, poids P_2 .

5. /CALCULS/

Humidité au prélèvement :

Poids de la terre sèche : P_2

Poids de la terre humide $P = P_1 - (p_1 + p_2)$

$$H \%(\text{pondéral}) = \frac{P - P_2}{P_2}$$

Densité apparente :

Volume apparent de la terre : $V = V_1 \left(\frac{P_1}{d_1} + \frac{P_2}{d_2} \right)$ d_1 = densité paraffine
 d_2 = densité métal boîte
 $d_a = \frac{P_2}{V}$

Vitesse de filtration :

D'après la loi de DARCY $Q = KS \frac{H}{L}$ avec ici $S = 100 \text{ cm}^2$
 $L = 10 \text{ cm}$
 $H = 20 \text{ cm}$

$$\text{d'où } K \text{ cm/H} = \frac{Q \text{ cm}^3/\text{H}}{200}$$

6. /PRECISION/

Densité apparente : précision meilleure que 3 % en erreur relative.

Vitesse de filtration : précision de la manipulation très bonne en regard du caractère conventionnel de la méthode et des variations liées à l'échantillonnage.

7. /DISCUSSION - POINT DE VUE TECHNIQUE/

La méthode est longue et elle est assez délicate ; bien que recourant à un matériel simple et peu coûteux, susceptible de fabrication facile en atelier, son prix de revient est en définitive assez élevé.

Elle est bien adaptée à la série en laboratoire ; peut être utilisée en montant un laboratoire de fortune sur le terrain.

Elle ne peut s'appliquer qu'à des sols dont la tenue est suffisante et la texture et la structure convenables (cf. éléments grossiers, structures grossières : problèmes d'échelle).

8. /DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE/

En ce qui concerne la vitesse de filtration : on mesure une vraie caractéristique intrinsèque de l'échantillon dans le domaine strict de l'application de la loi de DARCY, au contraire des méthodes infiltrométriques.

- Reste cependant une méthode conventionnelle vis-à-vis de la signification de K en place et en conditions naturelles.
- Permet de comparer des résultats de mesure standard suivant des directions différentes.
- Susceptible de nombreuses variantes (charge, dimensions...)
- Problème en sols gonflants ; le prélèvement sec est mauvais : le gonflement du cube conditionné va modifier ses propriétés (baisse de K) et peut faire foisonner l'échantillon. Mais le prélèvement humide n'est lui-même pas entièrement satisfaisant : lors de la taille de l'échantillon au prélèvement, il y a suppression des contraintes et le cube prélevé, décomprimé, peut n'être pas représentatif de l'horizon in situ.

En ce qui concerne la densité apparente : même problème gênant pour les sols gonflants.

- En définitive :
- Intérêt de la mesure simultanée de H, da, K
 - échelle du prélèvement pas forcément adaptée au problème posé
 - problèmes en sols gonflants
 - problème d'échantillonnage.

9. /NORMALISATION ET VARIANTES/

- Normalisation VERGIERE stricte pour toute utilisation comme test conventionnel mais comparatif (Méthode fréquemment utilisée ainsi pour les études pratiques d'irrigation et drainage).
- Outil d'expérimentation intéressant avec grande possibilité de variantes, dont :
 - . intervention sur la charge.
 - . essai de comportement directionnel.
 - . variation d'échelle du prélèvement; ... expérimentation sur un prélèvement donné : compartimentage du casier d'alimentation (cf. micromuntz fiche n° 8), compartimentage en damier à la réception...
- Question à suivre : il y a tout lieu de penser que lorsqu'il est possible de pratiquer un prélèvement sur sol humide ressuyé par enfouissement à force d'un cadre cubique dans le sol (comme pour la densité apparente), la mise en filtration en régime saturé ne peut que s'accompagner d'un léger gonflement tendant à supprimer les risques d'écoulement préférentiel entre paroi et échantillon. Des essais pour préciser les possibilités et conditions d'un tel prélèvement simplifié seraient intéressants : cette technique représenterait en effet une grosse économie de temps par rapport au prélèvement paraffiné ; elle résoudrait en outre au mieux les problèmes évoqués à propos des sols gonflants.

10. /FABRICATION DE MATERIEL - RENDEMENT/

- Fabrication de matériel : nombreuses possibilités ; cf. plans cotés; nombreuses adaptations de détails possibles.
- Rendement : toujours assez faible, surtout en ce qui concerne les opérations de prélèvement sur le terrain.

11. /REFERENCES/

Bibliographie

- BOURRIER (J.) - 1965 - La mesure des caractéristiques hydrodynamiques des sols par la méthode VERGIERE.
Bull. Techn. du Gén. Rur., n° 73, 96 p., 60 fig., tabl., ann., photo., bibliogr.
- TOBIAS (Ch.) - 1968 - Mesure au laboratoire de la perméabilité d'échantillons de sols, non remaniés.
Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. VI, n° 2, pp. 251-257, 7 fig., bibliogr. (2 réf.).

Rédacteur : P.AUDRY

Pédologues à consulter : F.X.HUMBEL - E.ROOSE - A.COMBEAU - P.AUDRY.

Nous remercions le Centre de Recherches et d'Expérimentation du Génie Rural et des Eaux & Forêts d'Antony d'avoir bien voulu nous autoriser à faire de larges emprunts au document de BOURRIER (1965) pour présenter cette méthode VERGIERE.

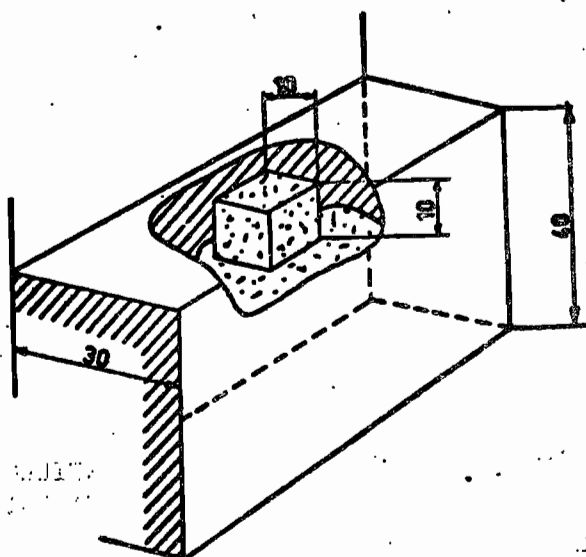
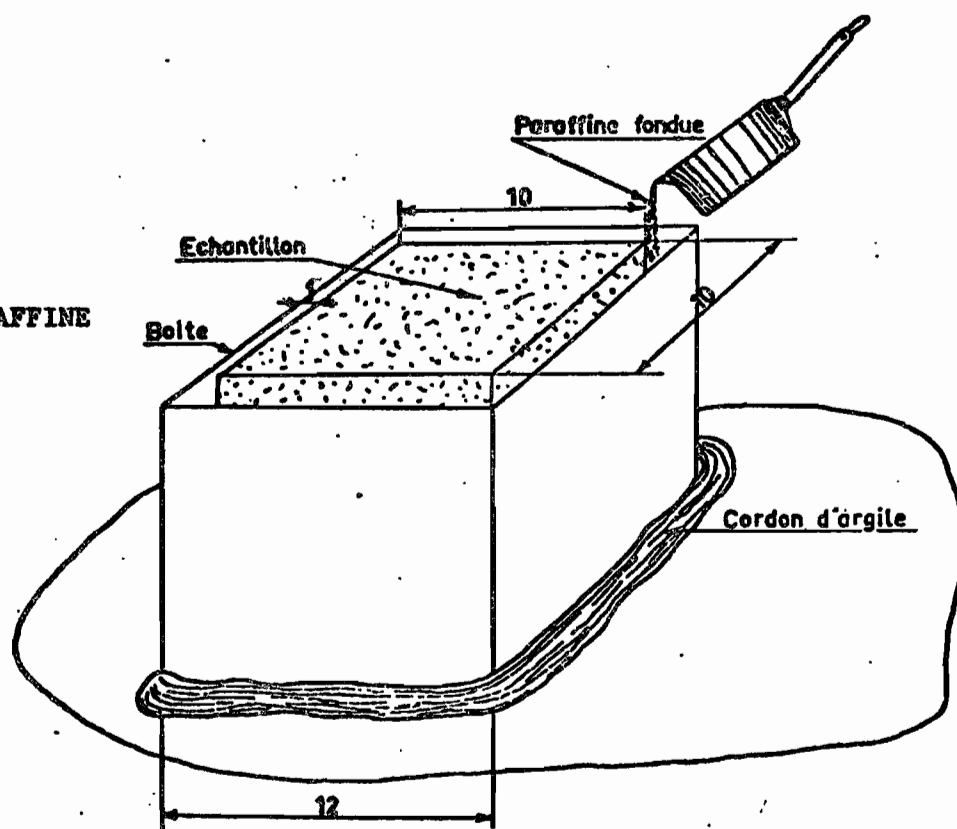


Fig. 1 CUBE DECOUPE SUR UNE MARCHE
D'ESCALIER D'UNE FOSSE

Fig. 2 COULAGE DE LA PARAFFINE
Cotes en cm



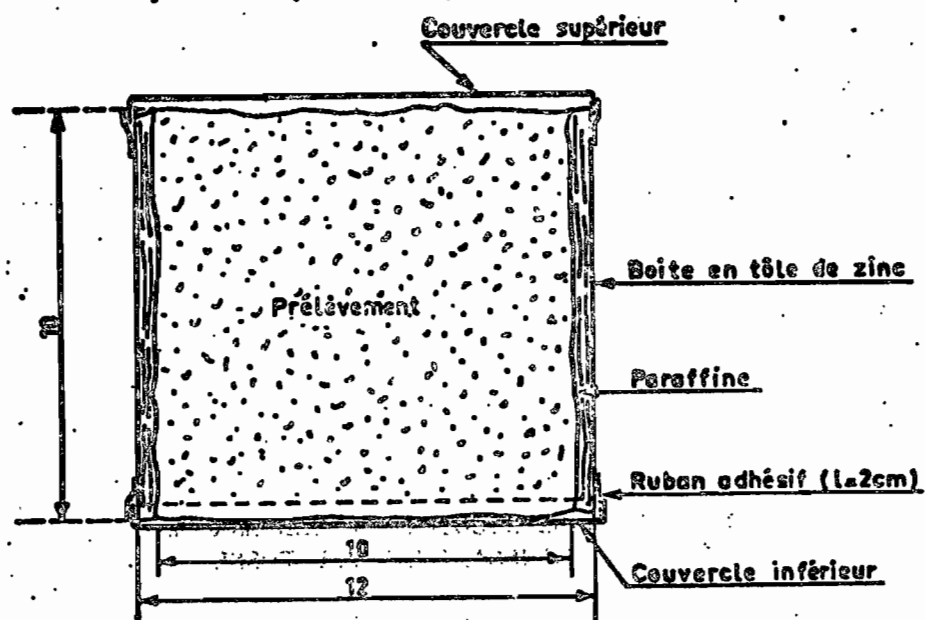


Fig. 3 COUPE DE L'ECHANTILLON
CONDITIONNE DANS SA BOITE
cotes en cm

Fig. 4 PLAN D'UNE HAUSSE
cotes en cm

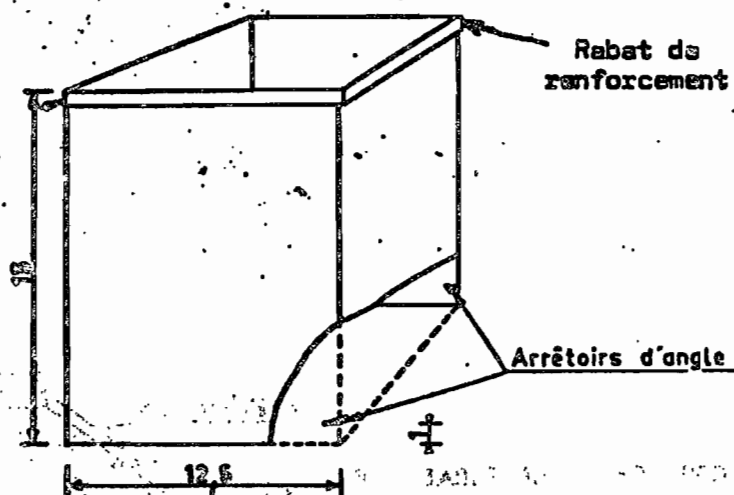


Fig. 5 MONTAGE DE LA HAUSSE
SUR L'ECHANTILLON
cotes en cm

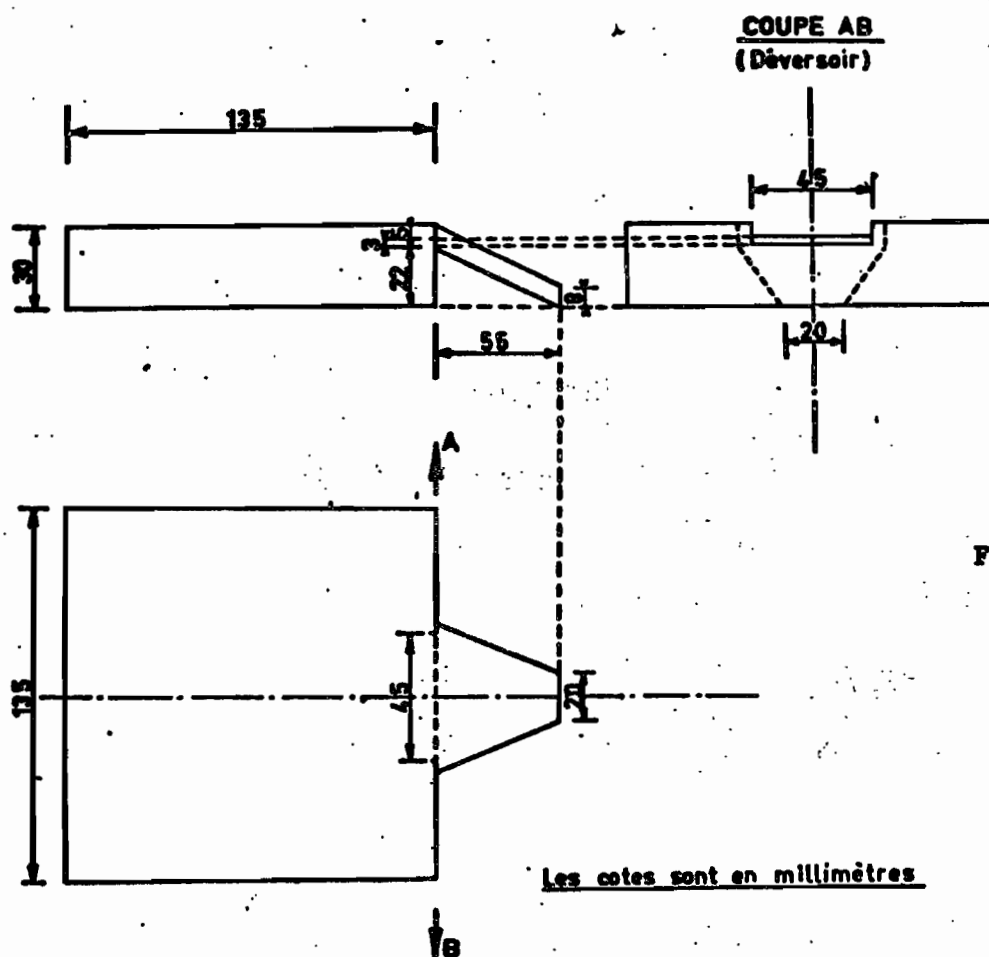


Fig. 6 BAC DE PIED
cotes recommandées

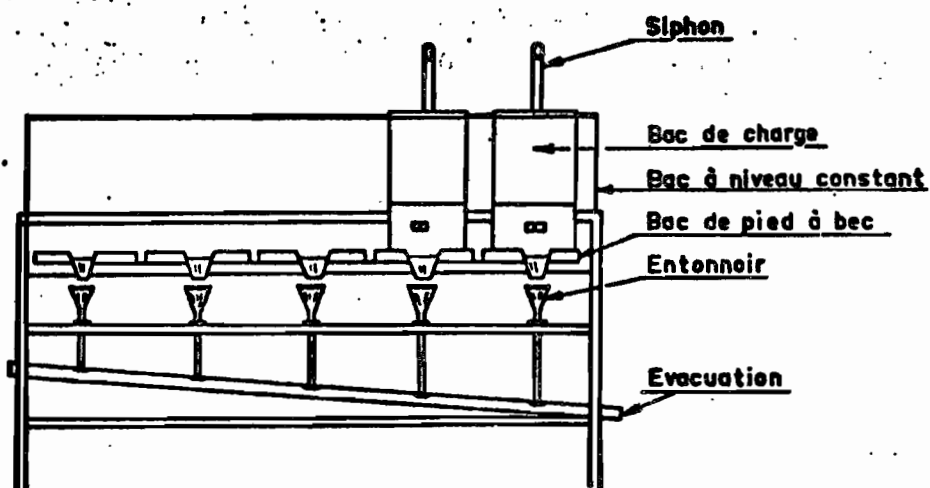


Fig. 7 BATTERIE DE 5 BACS DE PIED SUR PORTIQUE
AVEC DEUX ECHANTILLONS EN PLACE

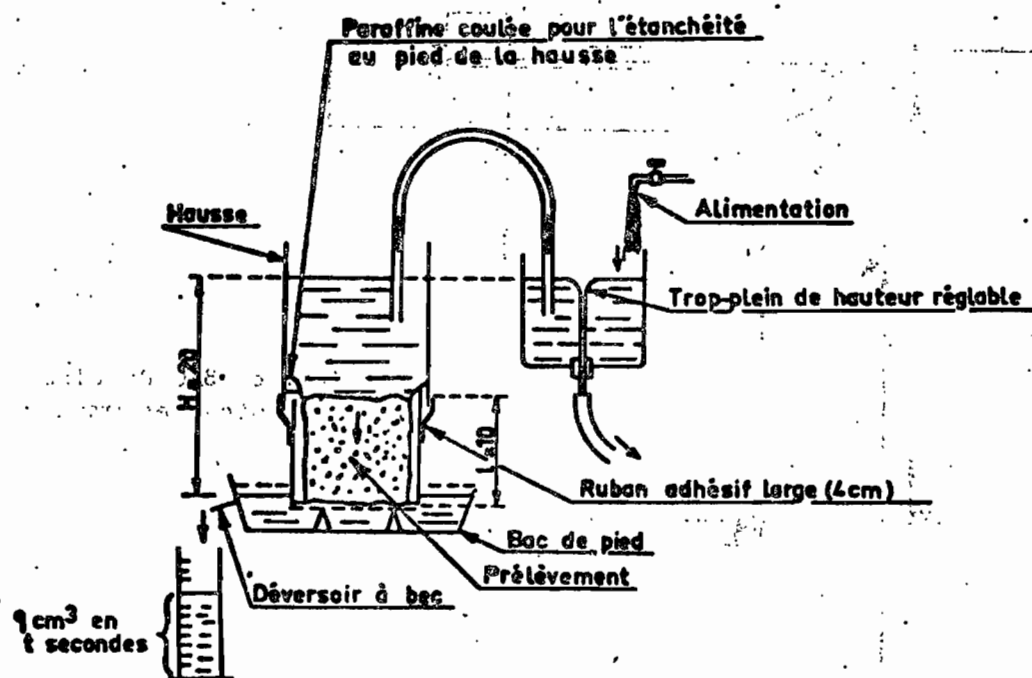


Fig. 8 DETAIL DU MONTAGE ET DE L'INSTALLATION
ALIMENTATION-DRAINAGE D'UN ECHANTILLON

1. **OBJET** Mesure des réactions du sol à des pluies artificielles sur petites parcelles = évolution de l'infiltration, apparition du ruissellement...(*)

2. **PRINCIPE** Consiste à arroser avec une pluie artificielle de caractéristiques connues, une petite parcelle (3,81 pieds x 3,81 pieds) munie d'un dispositif de récupération par gravité de l'eau de ruissellement dont le volume est enregistré.
Les quantités d'eau infiltrées sont obtenues par différence = pluie - ruissellement.

MATERIEL Purdue sprinkling infiltrometer : BERTRAND et PAAR (1960 et 1961)

L'appareil complet comprend (fig. 1)

- un cadre métallique carré (3,81 x 3,81 pieds, soit 1,16 x 1,16 m), destiné à limiter la parcelle par enfoncement dans le sol, et muni sur une de ses faces d'un canal collecteur drainé par un tuyau souple.
Un bac d'étalonnage s'encastrent exactement dans le cadre (ruissellement 100 %, étalonnage de la pluie).
- le tuyau débouche dans un bac récepteur cylindrique, dont le niveau de l'eau est enregistré (limnigraphe). Ce bac est installé dans un trou creusé dans le sol en aval de la parcelle.
- une tour en tube, en forme de tronc de pyramide de section inférieure 12 x 12 pieds (3,66 x 3,66 m), de section supérieure 8 x 8 pieds (2,44 x 2,44 m), de hauteur réglable (tubes télescopiques) entre 6 et 9 pieds (1,80 et 2,75 m).
Au sommet, en position centrale, est fixée la buse d'arrosage et au niveau de l'arrivée du tube qui l'alimente deux manomètres de contrôle sont installés. Cette tour permet enfin de fixer une toile destinée à isoler le champ expérimental de l'action du vent.
- un système d'alimentation comprenant : une réserve d'eau (citerne mobile), relié par une motopompe à un bac sous pression, directement connecté à la buse par un tuyau muni d'un robinet de réglage.

Les buses d'arrosages. Les auteurs ont fait toute une série d'essais sur des buses du commerce référencées aux USA. Ces essais les ont amenés à sélectionner trois modèles sur les critères suivants :

- distribution uniforme des gouttes sur une surface dépassant suffisamment la parcelle expérimentale.
- caractéristiques des pluies artificielles d'ordres de grandeur comparables à celles des pluies naturelles en ce qui concerne :
 - . la taille des gouttes
 - . leur vitesse au point de chute
 - . l'énergie totale de la pluie
 - . les intensités.
- reproductibilité des données et réglage par le couple de paramètres hauteur de la buse et pression d'alimentation.

Les buses sélectionnées par les auteurs permettent d'obtenir :

des intensités de 2,5 - 3,25 et 4,6 pouces/H soit 64 - 83 et 117 mm/H

des diamètres de gouttes de 0,5 à 4,5 mm

des vitesses des gouttes à l'impact de 14,5 et 17,5 pieds/s, soit 4,42 et 5,34 m/s.

(*) Telle est du moins la présentation volontairement limitée que nous faisons ici des possibilités de l'infiltrimètre de BERTRAND qui est couramment utilisé aux USA pour mesurer l'infiltration sans charge mais avec l'énergie cinétique des gouttes de pluie sur différents sols, sous différentes techniques culturales ou couverts végétaux... L'appareil permet un test sur sol en place de l'infiltration, de la stabilité structurale et de la tendance à l'encroûtement de la surface du sol. Dans une optique d'étude de la dynamique actuelle des sols, il permet quantité de tests et déterminations qui ne seront que partiellement et rapidement évoqués ici (paragr. 7. 9).

L'article de BERTRAND et PAAR (1961) donne les plans cotés des installations, les détails de construction, les caractéristiques et quantités des divers matériaux et matériels pour la fabrication, les références des buses sélectionnées et un tableau des caractéristiques des pluies obtenues pour différents réglages pression-hauteur.

4. **PROTOCOLE** On ne donnera ici que la succession des opérations à l'exclusion des détails de manipulation signalés par BERTRAND et PAAR.

Le bac récepteur du ruissellement et son limnigraphe sont supposés précédemment étalonnés.

Les opérations de terrain comportent :

- mise en place du matériel - choix de la buse - réglage des paramètres.
- arrosage de 10 mn de la parcelle recouverte du bac d'étalonnage : ruissellement 100 % ; on en déduit l'intensité réelle de la pluie.
- nouveau réglage et nouvel essai éventuels, si besoin.
- arrosage de la parcelle en surveillant la pression. La durée de l'arrosage est fonction du but recherché.
- nouvel arrosage de 10 mn sur bac d'étalonnage dans les mêmes conditions, pour contrôle a posteriori des caractéristiques de la pluie étudiée.

Remarques :

- la mise en place de la parcelle a évidemment une grande importance : représentativité, pente...
- en cas d'entraînement notable de sédiments, on doit veiller au risque d'obstruction des canaux...

5. **RESULTATS**

Le mode de représentation proposé par les auteurs est présenté fig. 2 ci-contre.

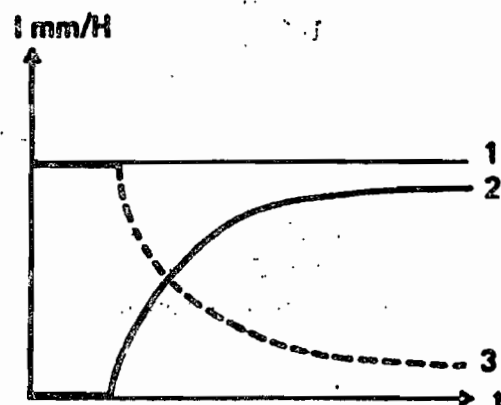
en abscisses : le temps

en ordonnées : intensité des pluies et débits de l'infiltration et du ruissellement

courbe (1) = intensité de la pluie appliquée

courbe (2) = ruissellement mesuré

courbe (3) = (1) - (2) = infiltration.



6. **DISCUSSION - POINT DE VUE TECHNIQUE**

Appareil réputé pratique, économique, relativement léger dans ce genre d'installation. Bien au point et possédant des normes bien définies permettant une utilisation standard et comparable.

7. **DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE**

Appareil mis au point pour la technologie agricole : susceptible en ce sens de rendre de grands services pour l'étude de l'évolution des propriétés physiques superficielles des sols cultivés, des risques de ruissellement ; ainsi que pour le projeteur en matière d'irrigation par aspersion.

Inapte à fournir des résultats directement extrapolables au phénomène de ruissellement et encore moins d'érosion à l'échelle du champ ou du versant (question de vitesse liée à la longueur de la pente).

Reste un type d'outil bien adapté à l'étude de l'infiltration et de l'apparition du refus à l'infiltration avec le gros avantage de simuler des pluies.

Possibilité pour le pédologue de constituer un outil intéressant pour étudier la dynamique de ces phénomènes en plus de fournir des mesures comparatives meilleures que toutes les mesures de perméabilité sous charge.

8. MATERIEL. FABRICATION

cf. les plans de BERTRAND et PAAR (1961) : référence paragraphe 10.
Aucune indication complémentaire à fournir de la part des auteurs.

9. CONCLUSIONS

Appareil de performances et de possibilités moindres que le simulateur de pluie mais très rentable en fonction de son prix de revient beaucoup plus faible.

Emploi à développer en fonction des besoins : en retenant les normes essentielles de l'appareil mais en diversifiant l'emploi et en le combinant à d'autres techniques.

10. REFERENCES

Bibliographie

- BERTRAND (A.R.), PAAR (J.F.) - 1960 - Development of a portable sprinkling infiltrometer.
7e Congr. Intern. Sc. du Sol, Madison, Wisc., USA, VI.4, pp. 433-440, 1 tabl., 5 fig., bibliogr. (5 réf.).
- BERTRAND (A.R.), PAAR (J.F.) - 1961 - Design and operation of the Purdue sprinkling infiltrometer.
Research bull. Purdue Univers., Indiana, USA, n° 723, pp. 1-16, 1 tabl., 11 + 6 fig., bibliogr. (6 réf.).

Rédacteurs : P.AUDRY - E.ROOSE

Pédologue à consulter : E.ROOSE

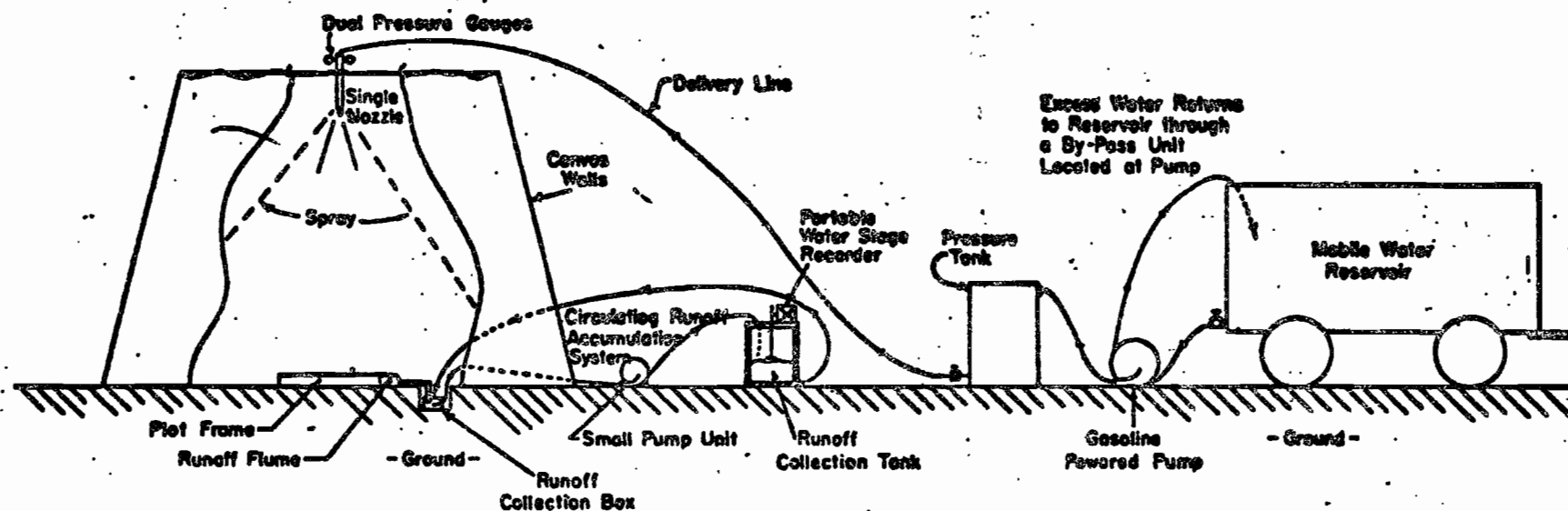


Fig. 1 SCHEMA GENERAL D'UNE INSTALLATION
d'après BERTRAND et PAAR (1961)

1. **OBJET** Détermination en laboratoire et sur sol remanié de la capacité de rétention, définie comme l'humidité de l'échantillon ressuyé après avoir été humecté à l'excès.

2. **PRINCIPE** On étudie la dynamique de la redistribution de l'eau d'un petit échantillon initialement saturé et mis au contact du même sol sec. L'opération est pratiquée sur terre fine : des tubes contenant des échantillons identiques, saturés, sont sacrifiés au bout de durées croissantes de ressuyage pour déterminer leur humidité. (FEODOROFF. BETREMIEUX, 1964).

3. **MATERIEL**

- Série de tubes à perméabilité HENIN, fermés à leur base par une gaze en nylon : compter une bonne dizaine de tubes pour une détermination.
- Série (même nombre) de béchers de 250 cc.
- Forts bracelets de caoutchouc.
- Série de chapeaux en toile plastique pour protéger de l'évaporation (cf. fig. 1).
- Série de bâtons en plastique ou de flacons de verre (qu'on remplira d'eau à la demande) destinés à maintenir la terre en place dans les tubes sans la tasser.
- Boîtes à tare, étuve, balance pour détermination d'humidité.

4. **PROTOCOLE**

- Remplissage des tubes de terre sèche 2 mm : en plusieurs prises, de la façon la plus homogène possible, en tapotant le tube.
Le remplissage est limité aux 4 cm inférieurs du tube (on aura préalablement porté un repère).
- Humectation : par remontée capillaire, à partir d'un plan d'eau, les tubes plongeant de 0,5 cm jusqu'à humectation de la surface (un morceau de papier buvard posé dessus doit s'imbiber).
- Ressuyage : les tubes sont mis à ressuyer au contact d'une masse de la même terre séchée à l'air, contenue dans le bécher de 250 cc. Cette quantité de terre doit être 5 à 6 fois celle du tube, soit entre la moitié et les trois quarts du bécher, correspondant couramment à 250-300 g de terre.
Le contact est assuré par un fort bracelet de caoutchouc et la terre du tube maintenue par un bâton en plastique (fig. 1).
Le tout est protégé de l'évaporation par un chapeau en plastique éventuellement tenu autour du bécher par un bracelet de caoutchouc.
- Les tubes sont sacrifiés aux temps t_1, t_2, \dots, t_n pour détermination classique d'humidité.

L'échelle des temps doit être serrée au début, de façon à obtenir un échelonnement à peu près régulier sur une échelle logarithmique. Par exemple :

5 mn	1 h 30	24 h	3 jours
15 mn	4 h	36 h	5 jours
45 mn	12 h	48 h	

En fait, la forme de la courbe (cf. paragr. 5) pourra imposer (après coup) d'adopter un échelonnement différent pour en serrer les points singuliers.

Remarques :

- Il est conseillé d'opérer au voisinage de 20 °C, ou au moins à une température à peu près constante.
- Dès qu'on a affaire à un sol risquant de gonfler, on devra vérifier si le sol gonfle dans le tube (mesure du niveau de la terre avant et après humectation).

- On aura aussi intérêt à peser la terre une fois introduite dans le tube et à rapporter son poids à son volume pour estimer sa densité apparente dans les conditions d'expérience, afin de vérifier qu'elle est proche de la densité apparente in situ, et l'y amener pour tassement dans le cas contraire.

5. CALCULS - INTERPRETATION

Les résultats expérimentaux se traduisent par des couples de valeurs durées-humidités pondérales $t_1 - H_1$, $t_2 - H_2$...

On dresse le tableau suivant, en exprimant les temps en heures :

t_1	t_1	t_2	...	t_i	t_{i+1}		
H_1	H_1	H_2	...	H_i	H_{i+1}		
ΔH							
Δt							
$\Delta H / \Delta t$							
H_m							

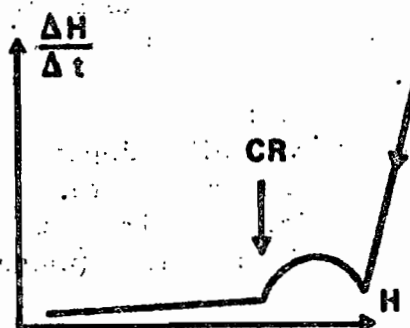
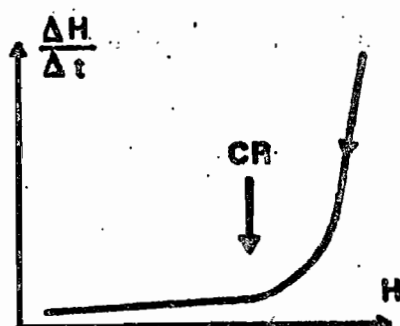
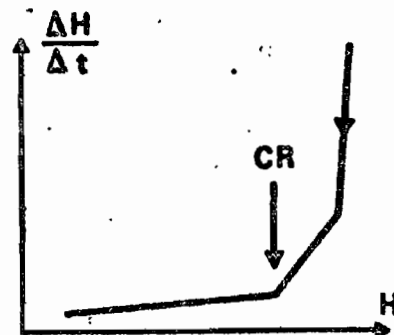
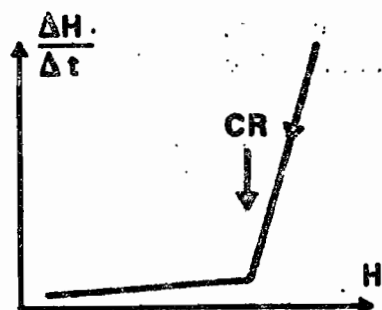
$$\text{avec } \Delta H_i = H_{i+1} - H_i$$

$$\Delta t_i = t_{i+1} - t_i$$

$$H_{mi} = \frac{1}{2} (H_{i+1} + H_i)$$

Et on porte sur un graphique les couples de points $\Delta H / \Delta t - H_m$ pour tracer la courbe de la vitesse de ressuyage en fonction de l'humidité de l'échantillon.

On détermine graphiquement la capacité de rétention, valeur de l'humidité où la dynamique de la redistribution devient très lente et comme telle, abscisse du point singulier noté CR de la courbe qui peut présenter les différentes formes figurées ci-après.



C'est pour déterminer ce point singulier que peut apparaître la nécessité de faire une série de déterminations complémentaires pour mieux l'encadrer. Une astuce consiste auparavant à revenir aux données brutes $H - t$ et à les porter dans un système rectangulaire $H - \log t$; les points s'ajustent généralement à une droite ou plusieurs segments de droite qui peuvent permettre d'obtenir des couples $H - t$ intrapolés. Mais cette méthode doit être sans équivoque pour être valablement utilisée ; or, la zone du point singulier de la courbe $\frac{\Delta H}{\Delta t} = f(H)$ correspond souvent à des zones de raccord entre segments de droite de la représentation $H = F(\log t)$ et où précisément l'interpolation n'est pas sûre.

Remarque

Pour le tracé de la courbe $H = F(\log t)$, il convient de savoir, qu'au temps initial $t = 0$, à l'issue de l'humectation, l'humidité de l'échantillon correspond à un remplissage compris entre 80 et 100 % de la saturation suivant les cas.

6. PRECISION

Au point de vue des strictes manipulations et résultats de laboratoire, la précision est bonne. Seule l'incertitude sur l'humidité initiale est importante. Les couples de valeurs $H - t$ sont évidemment moins précis au début de l'expérience où les durées de ressuyage sont les plus faibles et la dynamique du ressuyage rapide.

La précision de la détermination de CR est fonction du tracé de la courbe :

- celui-ci sera d'autant plus sûr et précis que le nombre de couples H, t (nombre de tubes) sera plus élevé et le point singulier CR sera mieux encadré par des couples de valeurs mesurées.
- même avec une courbe parfaitement bien tracée, on peut avoir une forme correspondant à une séparation peu nette des dynamiques rapide et lente d'où une certaine incertitude sur l'estimation de CR.

On peut cependant estimer que la méthode permet de déterminer CR avec une erreur absolue meilleure que 1 % pour les valeurs de CR inférieures à 20 % et meilleure que 2 % pour les valeurs supérieures.

Ceci par rapport à la capacité au champ, déterminée in situ et en conditions naturelles d'évolution, comme une "valeur statistique" (cf. 212.31 du rapport).

7. LIMITES TECHNIQUES

Méthode longue et nécessitant du soin dans les manipulations.

Nécessite une quantité de terre importante : compter un minimum de 1 kg pour travailler avec dix tubes (sur les 300 g utilisés pour chaque tube, on en récupère couramment les 3/4 absolument secs ; noter que si on veut mettre les dix tubes en ressuyage en même temps il faut disposer de 3 kg de terre environ).

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

Travaillant sur terre remaniée, la structure est détruite. La mesure portant sur la microporosité est sans doute moins affectée que celles d'autres paramètres cependant il faut savoir que :

- les résultats sont les meilleurs sur sols à texture moyenne,
- il faut veiller d'une façon générale, et de façon impérative en sols sableux, à reproduire dans le tube une densité apparente voisine de celle en place.
- la méthode est inapplicable en sols gonflants (FEODOROFF : communication verbale).

Opérant sur un échantillon dégagé de son environnement pédologique (ressuyage au bénéfice de la même terre) et en condition standard, on obtient une caractéristique intrinsèque de l'échantillon et un paramètre d'excellente valeur comparative, mais qui ne traduit pas obligatoirement le comportement de l'horizon in situ.

9. PRIX DE REVIENT - RENDEMENT - VARIANTES

- Matériel banal et peu coûteux existant dans tout laboratoire de physique du sol.
- Manipulations soignées mais d'un niveau de technicité modeste.
- Méthode longue mais susceptible de mise en séries importantes : organiser alors le travail par groupes de durées, en les imbriquant et les faisant se succéder de façon à systématiser les opérations dans un horaire convenable et efficace, et à économiser de la terre (récupération de la terre sèche du béccher).
- Pas de variantes à proposer, mais au contraire :
 - respecter les normes,
 - comparer chaque fois que possible avec les données de terrain.

10. REFERENCES

Bibliographie :

- FEODOROFF (A.), BETREMIEUX (R.) - 1964 - Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ.
Sc. du sol, Paris, 2e sem., pp. 109-118, 4 fig., bibliogr. (12 réf.).

Rédacteur : P.AUDRY

Pédologue à consulter : P.AUDRY

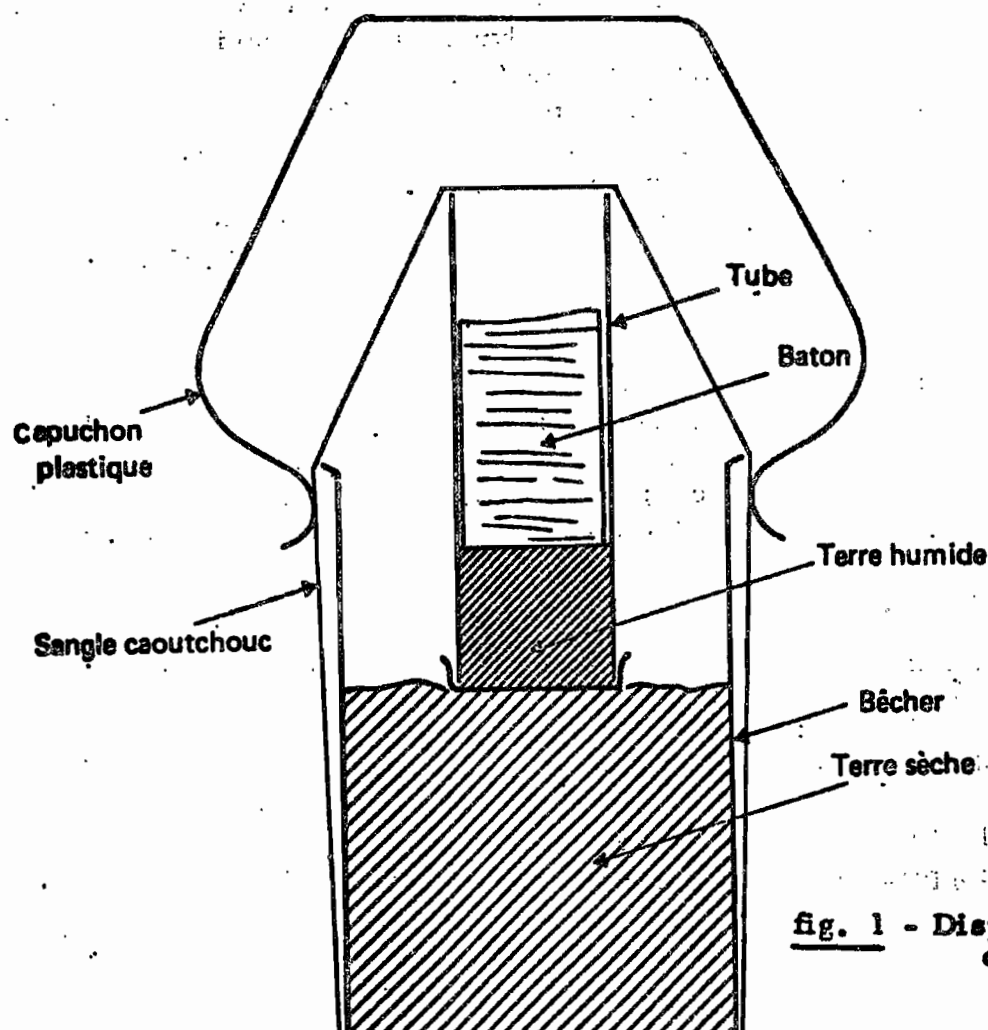


fig. 1 - Dispositif en cours de ressuyage.

1. **/OBJET/** Détermination sur le terrain de la capacité de rétention, définie comme l'humidité d'un horizon ressuyé après avoir été humecté à l'excès.
2. **/PRINCIPE/** Etude de la dynamique de la redistribution de l'eau d'un horizon ou d'un ensemble d'horizons initialement saturé par arrosage sous charge.
Cette dynamique est suivie en réalisant des prélèvements échelonnés dans le temps sur lesquels on mesure l'humidité.
3. **/MATERIEL/** Pour pratiquer sur un seul horizon, de surface ou décapé (marche d'escalier ou fond de tranchée):
 - Matériel de terrassement classique.
 - Cylindre de tôle genre MÜNTZ = dimensions conseillées : $D = 35,7 \text{ cm}$ soit $S = 1\,000 \text{ cm}^2$
 $h = 12 \text{ cm}$.
 - Jerrycans, flacons, bouteilles graduées ou éprouvettes. Arrosoir.
 - Feuilles de plastique souple $45 \times 45 \text{ cm}$ et grands bracelets caoutchouc pouvant serrer les cylindres suivant leur périmètre. Un sécateur. Une scie à branches.
 - Matériel de prélèvements et stockage pour terre humide :
 - sonde tubulaire type agronomique, couteau...
 - boîtes à couvercle coiffant, adhésif type électrique.
4. **/PROTOCOLE/**
 - Préparation du terrain : le sol va être arrosé dans le cylindre et le volume intéressé devra être protégé de l'évaporation.
La surface de travail doit être sans végétation arborée sur 1 m^2 minimum : on y coupera toute végétation (sécateur, scie). En cas de végétation ligneuse enviro-
n-
nante dense, il faudra réaliser autour de cette surface une saignée ou une tranchée qu'on remplira de terre sèche (mulch), laissée au jugement de l'opé-
rateur, pour isoler le volume de sol en ressuyage, du dessèchement par les racines de la végétation extérieure.
Si on pratique sur horizon décapé en marche d'escalier, il faudra veiller au risque de dessèchement direct latéral du sol : marche de grande dimension, tranchée refermée jusqu'à affleurement de la surface de travail par de la terre sèche jouant le rôle de mulch.
 - Arrosage : le cylindre est enfoncé au centre de la surface de travail. L'eau est versée à l'intérieur, d'un coup, à l'arrosoir. La dose d'arrosage doit être telle que la saturation de l'horizon à étudier soit assurément réalisée, sans risque d'engorgement. Il y a là encore à juger en fonction de la morphologie du profil, et de paramètres estimés ou mesurés comme son humidité initiale, sa perméabilité, la porosité de l'horizon étudié...
 - Ressuyage - Prélèvements
Un premier prélèvement est réalisé à la sonde tubulaire sitôt la fin de l'infil-
tration, puis les suivants sont échelonnés de façon serrée au début et progres-
sivement espacés pour obtenir une répartition assez régulière sur une échelle de temps logarithmique (cf. fiche technique n° 13, paragr. 4).
La protection de l'évaporation est réalisée avec plusieurs précautions :
 - rebouchage des trous de prélèvement avec de la terre émietlée (mulch), qui peut être aussi étendue en mince couche sur l'ensemble de la surface inté-
rieure du cylindre ; il est facile de l'écarter à la main pour réaliser les prélèvements.

- pose d'une feuille de plastique sur le cylindre, maintenue avec un bracelet de caoutchouc.
De toute façon, on a toujours condensation de quelques gouttes d'eau sur la face inférieure de cette feuille de plastique, qu'on prendra soin de faire écouler sur le bord du cylindre en enlevant précautionneusement cette feuille.
- protection de l'extérieur du cylindre : en mulchant la surface (grattage ou mieux épandage de terre sèche) et en constituant un remblai de terre sèche contre la paroi.
- on pratiquera enfin de préférence en dehors de la pleine saison sèche.

5. CALCULS

Etablissement et interprétation de la courbe de ressuyage : cf. fiche technique n° 13.

6. PRECISION

Par rapport à la technique de laboratoire sur terre remaniée (cf. fiche n° 13), cette méthode de terrain inclut comme source de variation dans les résultats élémentaires l'hétérogénéité spatiale du terrain.

Ceci influe généralement peu ou pas sur la précision du résultat final essentiellement fonction de la densité de mesures et de la forme de la courbe de ressuyage au voisinage de la capacité de rétention.

7. LIMITES TECHNIQUES

- Méthode longue et donc relativement coûteuse.
- La protection de l'évaporation (surtout en saison sèche) peut être difficile et risque d'être incomplète. D'où risque de sous-estimation du paramètre mesuré.
- Echelle spatiale de mesure (dimension de la surface étudiée, de l'échantillon, épaisseur de l'horizon) toujours moyenne, inadaptée à certains problèmes.

8. DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE

- Problème de la signification de la mesure sur certains horizons qui ne se ressuyent pas ou mal, de par leurs qualités intrinsèques, ou du fait des horizons sous-jacents.
- Intérêt (sur ce dernier point) d'une mesure de comportement in situ afin de comparaison avec une méthode de laboratoire.
- Avec la réserve que la dose d'arrosage doit tenir compte de cet aspect (possibilité d'engorgement), la capacité au champ mesurée par cette méthode est une caractéristique intrinsèque de l'horizon dans le profil.

Bien noter que les données recueillies ne renseignent que de façon toute relative sur la dynamique même du phénomène, sa vitesse : celles-ci sont en effet fonction de la dose et du mode d'arrosage, de l'état hydrique initial du profil... Ceci invite précisément à dresser la courbe de ressuyage pour déterminer la capacité de rétention, sans se contenter d'une mesure d'humidité au bout d'un temps de ressuyage fixé au départ (cf. variantes paragr. 9.a).

Ceci ouvre aussi la possibilité d'expérimentations, d'investigations extrêmement variées sur la dynamique du phénomène au sein du profil : intervention sur le mode et la quantité de l'arrosage ; comparaison du ressuyage analysé sur la même couche, mise en surface et arrosée directement, considérée dans la dynamique de l'eau sur l'ensemble du profil (cf. paragr. 9.b), et étudiée au laboratoire sur terre fine, en conditions standard.

Noter parallèlement l'intérêt de suivre conjointement l'évolution de l'humidité des horizons qui gagnent de l'eau et de réaliser des observations directes, après coup, utiles aux interprétations.

9. VARIANTES

- a. Mesure de l'humidité du sol - dans les mêmes conditions expérimentales - après une durée de ressuyage donnée, généralement fixée entre 48 et 72 heures (Méthode COMBEAU - QUANTIN, 1963).

Comporte le risque d'une détermination biaisée de la C.R. et entraîne un manque d'information pour une économie de moyens et d'effort faible.

Simplification restant tout à fait valable et recommandable pour des déterminations en série sur des sols dont la dynamique a été étudiée sur un nombre de cas plus restreint.

- b. Mesure étendue à une grande épaisseur de profil.

Plus difficile à réaliser par arrosage, qui doit alors concerner une surface assez grande, au centre de laquelle on fait les mesures ; ceci afin d'éviter les effets de bordure en profondeur.

Applicable sur grande surface à la suite d'une pluie avec l'intérêt de suivre un comportement de type vraiment naturel.

La protection de l'évaporation suppose toujours une surface assez grande dénudée et une protection superficielle directe (plastique). En cas de doute d'une efficacité parfaite en surface, on peut toujours se référer au profil hydrique ressuyé et l'extrapoler vers le sommet si nécessaire.

Remarque : Utilité de l'humidimètre à neutrons pour ce type de méthode, permettant de faire des mesures successives très nombreuses sur une même verticale, et de suivre directement la progression des fronts.

10. MATERIEL - CONCLUSIONS PRATIQUES

Matériel spécifique peu coûteux et de fabrication facile.

Dans tous les cas : méthode longue et lourde en déterminations d'humidités, en calculs et en interprétations.

11. REFERENCES

Bibliographie

- COMBEAU (A.), QUANTIN (P.) - 1963 - Observations sur la capacité au champ de quelques sols ferrallitiques. Rapprochement avec les courbes pF-humidité. Sc. du Sol, n° 1, pp. 1-7.
- FEODOROFF (A.), GUYON (G.) - 1972 - Caractérisation physique et hydrodynamique des sols (annexe). In : choix du système d'assainissement d'une parcelle. BTI, 271-272, pp. 809-814.

Rédacteur : P.AUDRY

Pédologues à consulter : P.AUDRY - A.COMBEAU

1. **OBJET** Défini dans le titre. Il faut signaler que cette détermination est réalisée en régime de dessèchement.

La méthode est le plus couramment utilisée pour des déterminations d'humidité au point de flétrissement (pF 4,2) : but agronomique, repère de dessèchement. Elle est également employée sur des séries de sous-échantillons d'un même échantillon ou horizon, traités sur une gamme suffisante de pF, pour tracer la courbe pF-humidité.

La technique classique opère sur échantillons de terre fine (tamis à mailles carrées : terre fine pour analyse d'instabilité structurale) et donc préalablement desséchée. Ceci entraîne des modifications par rapport au comportement in situ, d'où la nécessité de travailler chaque fois que possible sur échantillons non remaniés et non préalablement desséchés.

2. **PRINCIPE**

Les échantillons à étudier, préalablement saturés d'eau et disposés sur un support héli-perméable, sont soumis à une pression déterminée. L'eau en excès est donc éliminée jusqu'à la réalisation d'un équilibre entre la force appliquée et la force de rétention de l'eau par le sol. Les valeurs de pF les plus couramment considérées pour l'établissement des courbes sont : 4,2 - 3,0 - 2,5 - 2,2 - 1,9 correspondant respectivement à des pressions de 16 000, 1 000, 320, 150 et 80 g/cm².

Les extractions sont exécutées dans des presses sur des plaques de porcelaine poreuse, autrefois sur des membranes de cellophane reposant sur un support rigide muni d'orifices) ; les presses ont des caractères différents suivant les pressions qu'elles peuvent supporter : on distingue les presses à haute pression (2 à 16 kg/cm²) et les presses à basse pression (0 à 1 kg/cm²).

Pour les très basses tensions d'humidité (moins de 10 g/cm²) les échantillons saturés sont mis à ressuyer sur une plaque de porcelaine saturée, reliée à un plan d'eau à niveau réglable.

3. **MATERIEL**

Il comporte, mis à part le matériel nécessaire aux déterminations d'humidité (boîtes à tare, étuve, balance...) : les chambres d'extraction haute et basse pression, les plaques de porcelaine poreuse, des anneaux marqués, un dispositif d'alimentation d'air comprimé. Pour les très basses tensions d'humidité, une plaque poreuse en enceinte fermée reliée à une colonne d'eau.

a. Chambre d'extraction haute pression (schéma fig. 1)

C'est un récipient cylindrique en acier soudé, poli et traité contre la corrosion. Diamètre intérieur : 30 cm, hauteur intérieure : 10 cm, épaisseur des parois 1 cm environ. Il est conçu pour supporter très facilement une pression de 16 kg/cm². La fermeture est réalisée par huit boulons à oreilles. Sur demande, une charnière à ressort simplifie considérablement les opérations d'ouverture et de fermeture. Un joint torique assure l'étanchéité.

L'appareil peut contenir trois plaques de porcelaine superposées, et être muni de trois ajutages de sortie correspondants.

b. Chambre d'extraction basse pression (schéma fig. 2)

C'est un récipient analogue au précédent, mais dont les normes de sécurité correspondent à une utilisation sous une pression ne dépassant pas 1 kg/cm². Il peut renfermer quatre plaques superposées. Il peut sans difficulté être réalisé à partir d'un auto-cuiseur du commerce.

c. Plaques de porcelaine poreuse

Il en existe deux types ; haute pression et basse pression. Ces plaques de porcelaine en forme de disque de 29 cm de diamètre et de 8 mm d'épaisseur, sont recouvertes sur leur face inférieure d'une feuille de caoutchouc scellée sur les bords du disque. Leur perméabilité est de l'ordre de 10 mm/h par atmosphère de pression.

Les plaques de porcelaine haute pression ont remplacé la membrane de cellophane utilisée autrefois dans la "presse à membrane".

d. Les anneaux marqués

Lorsque les mesures sont effectuées sur terre séchée et tamisée, on utilise des anneaux métalliques cylindriques de 1 cm de hauteur et de 3 cm de diamètre intérieur. Cette dimension suffit pour assurer une reproductibilité satisfaisante et permet la mise en place d'une cinquantaine d'échantillons sur plaque.

Pour les mesures sur sol à structure conservée, il est recommandé d'utiliser des cylindres de 100 cm³ environ (dimensions voisines de 5 cm de diamètre et 5 cm de hauteur) servant au prélèvement du sol comme pour une densité apparente, puis à son stockage et son transport dans son état d'humidité, à condition de réaliser un conditionnement étanche (cf. paragr. 12.c).

Il est également recommandé dans ce cas :

- . de disposer à la base du cylindre (après prélèvement) un cercle de gaze fine serrée par le couvercle pour éviter toute perte de terre au cours des manipulations.
- . de disposer sur la surface de la plaque poreuse une mince couche de sable très fin pour assurer un contact étroit entre échantillon et plaque.

e. Alimentation en air comprimé

Il est possible d'utiliser un compresseur à haute pression et débit faible, mais il apparaît préférable d'employer comme source des bouteilles d'air comprimé ou d'azote (volume 7 m³ ; pression de sortie : 130 kg/cm² environ). Ces bouteilles sont équipées d'un mano-détendeur à pointeau, avec deux manomètres indiquant, l'un la pression dans la bouteille, l'autre la pression dans le circuit d'utilisation (fig. 3).

Le circuit reliant la bouteille à la chambre d'extraction haute pression peut être réalisé en tube de cuivre (diamètre extérieur 6 mm, diamètre intérieur 4 mm), en tube métallique haute pression, ou en tube caoutchouc haute pression. Pour les raccords souples, on peut utiliser des tubes de charge de fréon. Le circuit reliant la bouteille d'air comprimé à la chambre d'extraction basse pression peut être réalisé en tube de polyvinyle (tube cristal) de diamètre intérieur 6 mm, diamètre extérieur 9 mm.

Recommandations - Pour les mesures à pression élevée (pF 4,2), il est recommandé de disposer sur le circuit un manomètre de contrôle de bonne précision, pour pallier les défaillances éventuelles du manomètre de bouteille (M de la fig. 3).

Pour les mesures à basse pression, le circuit sera avantageusement équipé d'un manomètre à mercure en U (fig. 4) pour la gamme de pressions comprise entre 1/3 et 1 atmosphère (pF 2,5 à pF 3,0), et d'un tube plongeur (à eau) pour la gamme de pressions comprise entre 10 et 200 g/cm² (pF 1,0 à pF 2,3) : cf. fig. 5.

Tous les circuits doivent comporter un robinet de purge.

- f. Pour les très basses tensions d'humidité, on peut utiliser une plaque de porcelaine poreuse basse tension, débarrassée de la feuille de caoutchouc de la face inférieure, et reposant sur une embase rigide de même diamètre par l'intermédiaire d'un joint brique. L'embase est percée d'un orifice muni d'un ajutage permettant le raccord avec un tube en U souple terminé par une ampoule (fig. 6). Ce dispositif permet d'obtenir une tension d'humidité réglable donnée, au niveau de la surface de la plaque. L'ensemble peut être placé en atmosphère close pour éviter l'évaporation.

4. PROTOCOLE

- La plaque de porcelaine est mise à tremper dans un plateau pendant une nuit. Ensuite, siphonner l'eau contenue dans le plateau. Placer les anneaux métalliques sur la plaque de porcelaine et, si on opère sur terre tamisée, les remplir de terre et tasser légèrement. Si on opère sur échantillons à structure non modifiée, disposer préalablement une mince couche de sable très fin sur la plaque. Relever au fur et à mesure les numéros des anneaux. Prévoir deux répétitions par échantillon. Il est préférable de garnir toute la surface utile de la plaque (environ 50 anneaux de 30 mm de diamètre).
- Remettre de l'eau dans le plateau jusqu'à mi-hauteur des anneaux. Laisser les terres s'imbiber 24 à 48 heures.
- Mettre en place dans la presse, la plaque de porcelaine portant les échantillons; la connecter à l'extérieur par l'intermédiaire d'un ajutage de caoutchouc.
- Effectuer le serrage des boulons, par couples opposés et en plusieurs passages successifs. Une clé dynamométrique peut être utile.
- Etablir progressivement la pression dans la chambre jusqu'à la valeur choisie.
- Arrêter l'appareil lorsque l'équilibre est établi; c'est-à-dire lorsqu'il ne se produit plus d'écoulement à l'orifice de sortie de la chambre: cet équilibre est généralement atteint en moins de 48 heures; prévoir trois jours dans le cas de sols à structure conservée.
- Préparer les boîtes à tare pour recueillir les échantillons. Ouvrir doucement le robinet de sortie du manomètre jusqu'à annulation de la pression à l'intérieur de la chambre. Ouvrir la chambre d'extraction.
- Dans le cas d'échantillons tamisés mettre immédiatement les échantillons dans les boîtes à tare. Dans ce but, il est souhaitable d'opérer comme suit: les boîtes à tare étant toutes ouvertes, extraire chaque anneau de la chambre, faire glisser immédiatement la terre dans une boîte à tare, fermer cette boîte et poser l'anneau vide sur le couvercle. La perte de temps est ainsi minimum, et on dispose ensuite de tout son temps pour relever les numéros des anneaux et des boîtes correspondantes.
- Dans le cas d'échantillons non perturbés, en cylindres de 100 cm³, peser directement les échantillons au sortir de la presse, sur trébuchet à lecture directe.
- Peser les boîtes à tare.
- Les ouvrir et les mettre à l'étuve à 105 ° (au moins 4 heures).
- Fermer les boîtes à la sortie de l'étuve et peser.
- Calculer le taux d'humidité en % de terre séchée à 105 °

Lorsqu'on opère sur des échantillons à structure conservée, on peut avoir à garder l'échantillon utilisé pour procéder ensuite à une mesure correspondant à un autre pF. Dans ce cas, après pesée de l'échantillon sorti de la presse, celui-ci sera remis en saturation sans passage préalable à l'étuve: la détermination du poids sec à 105 ° n'interviendra qu'une fois, en fin de cycle d'expérience. Le temps de séchage à l'étuve devra alors être de trois jours environ.

Cas des très basses tensions d'humidité

Les échantillons prélevés en cylindres de 100 cc, et conservés dans leur état d'humidité initial, sont soumis à un trempage de 24 heures ; puis sont disposés sur la plaque poreuse (avec interposition d'une mince couche de sable). L'ajutage qui traverse la plaque permet d'éliminer les bulles d'air éventuellement emprisonnées. Le niveau d'eau dans le tube en U est amené en face de la surface de la plaque. A l'équilibre, généralement atteint en deux ou trois jours, la base de l'échantillon est à pF 0, alors que le sommet atteint déjà pF 0,7. Cependant, compte tenu de la forme des courbes de pF, les taux d'humidité sont assez peu différents entre ces deux valeurs. Le chiffre obtenu peut donc être considéré comme une approximation par défaut de la teneur en eau à saturation.

On peut réaliser des mesures successives en réglant le plan d'eau de plus en plus bas par rapport à la surface de la plaque, et en attendant chaque fois que l'équilibre du taux d'humidité soit atteint. Les tensions de 10, 20, 40, 80 et 100 cm conduisent respectivement aux valeurs de pF 1,0 - 1,1 - 1,3 - 1,6 - 1,9 et 2,0. L'imprécision sur les valeurs de pF inférieures à 1,3 peut être partiellement levée en utilisant des anneaux de 1 cm de hauteur. Les temps nécessaires à l'obtention d'un palier du taux d'humidité sont au minimum de trois jours, et peuvent atteindre une semaine.

L'appareil peut être utilisé pour les mesures de réhumectation, mais les délais pour l'obtention de l'équilibre sont alors très longs.

5. CALCULS

Tous les calculs se ramènent à l'expression d'un taux d'humidité. Ce taux est exprimé en % du poids de terre sèche dans le cas de la méthode conventionnelle. Il peut par contre être directement exprimé en % de volume dans le cas d'utilisation de cylindres calibrés. (Rappelons que, dans ce cas, le chiffre obtenu exprime également le nombre de mm d'eau contenu dans l'échantillon pour une tranche de sol de 10 cm). Si le sol étudié renferme des cailloux, il convient d'effectuer la correction de poids et de volume de ces derniers pour exprimer les résultats en fonction de la terre fine.

6. PRECISION

La mesure précise de l'humidité ne pose aucun problème. Mais indépendamment de la question d'échantillonnage, les problèmes techniques liés à l'extraction font que la précision peut être approximativement estimée à 5 % dans la gamme des pF élevés et seulement 10 % dans la gamme des faibles pressions.

7. LIMITES TECHNIQUES

- Qualité du contact échantillon plaque qui est déterminante.
- Durée d'extraction variable selon les sols.
- Perturbation apportée par la présence de cailloux, ou de fissures non apparentes.
- Mesure longue si l'on veut tracer la totalité de la courbe pF-humidité par points.
- Imprécision sur la valeur de la teneur en eau à saturation (pF 0).
- Difficulté de prélèvement de l'échantillon à structure non remaniée dans certains sols.
- Maintien d'une pression constante pendant toute l'extraction ; étanchéité du système aux fortes pressions.
- Pb des échantillons gonflants.

8. LIMITES SCIENTIFIQUES

- Problème d'échantillonnage : nécessité de répétitions par horizon, et dans l'ensemble du profil.
- Repérage pratiquement impossible de certaines caractéristiques hydriques utiles en pratique (teneur en eau à la capacité de rétention, à la saturation).
- Même dans les meilleurs cas (sol non remanié non desséché) reste toujours le problème de la signification d'une mesure globale sur un échantillon isolé par rapport à l'évolution réelle du potentiel matriciel in situ (cf. 212.45.a du rapport).

9. FABRICATION MATERIEL

- Matériel spécialisé et commercialisé :
Chambre d'extraction haute pression ; plaques de porcelaine ; membranes hémiperméables ; cylindres à prélèvements de 100 cm³ : cf. paragr. 12.
- Matériel de réalisation ou de montage facile :
Chambre d'extraction basse pression ; dispositif pour basses valeurs du pF ; montage des circuits de mise en pression ; cylindres à prélèvements de 100 cm³.

10. NORMALISATION - VARIANTES

- Indispensable de recourir chaque fois que possible aux échantillons non remaniés et sans dessèchement préalable.
Intérêt de comparer, quand on le peut, avec les résultats fournis sur le même échantillon par la méthode traditionnelle.
Il y aurait aussi intérêt à comparer avec des données mesurées in situ.
- La technique d'extraction peut permettre de recupérer la solution du sol correspondant à un niveau d'énergie de rétention défini : il suffit de placer un seul échantillon - qui pourra donc être de grande taille - dans l'appareil et de recueillir l'eau extraite. On pourra pratiquer par paliers successifs.
C'est une technique longue (un échantillon à la fois).
C'est aussi une technique délicate : si on met à tremper les plaques poreuses, l'eau qui les imbibit se mélange avec la solution extraite et on ne sait plus ce qu'on recueille : or les quantités d'eau d'imbibition et de solution effectivement extraites, même avec un gros échantillon, sont telles que la perturbation n'est souvent pas négligeable. Elle peut cependant être estimée par pesée de la plaque avant et après imbibition.
Si d'un autre côté on ne met pas les plaques poreuses à tremper, l'appareil ne s'amorcera que si l'humidité initiale de l'échantillon est suffisante et la pression appliquée suffisamment élevée en regard de la tension correspondant à cette humidité initiale.

Cette possibilité d'extraction ne doit en définitive être utilisée qu'en étant testée dans chaque cas d'espèce, pour préciser les conditions dans lesquelles elle peut être employée, en suivant la dynamique de l'extraction jusqu'à ce que le débit d'écoulement soit négligeable...

Ne pas perdre de vue que l'eau recueillie est filtrée par la plaque poreuse.

11. REFERENCES

- RICHARDS (L.A.) - 1947 - Pressure-membrane apparatus, construction and use. Agric. Engng., 28, pp. 451-454.

- RICHARDS (L.A.) - 1948 - Porous-plate apparatus for measuring moisture retention and transmission by soil.
Soil Sc., 66, pp 105-110.
- DAUDET (F.A.) - 1970 - Méthodes et techniques d'étude de l'état de liaison et de la teneur en eau dans le sol et la plante.
in : Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère, INRA, Paris, pp. 283-313.
- Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols SSC-ORSTOM Bondy.
ORSTOM, 30 p., éd. revue et corrigée 1972.

Rédacteurs : A.COMBEAU - P.AUDRY

Pédologue à consulter : A.COMBEAU

12. FOURNITURE DE MATERIEL MANUFACTURE/

a. Chambre d'extraction haute pression, plaques poreuses, membranes hémiperméables :

Soil Moisture Equipment Co
3005 de la Vina Street

SANTA BARBARA California U.S.A.

Références :

- appareil d'extraction hautes pressions (15 bars) :
CAT. NO.1500 : 15 BAR EXTRACTOR (prévu pour recevoir 3 plaques).
- plaque poreuse pour hautes pression (15 bars) :
CAT. NO.1590 : 15 BAR CERAMIC PLATE CELL.
- plaque poreuse pour faibles pressions (≤ 1 bar) :
CAT. NO.1290 : PRESSURE PLATE CELL.
- membrane hémiperméable cellulose (en rouleau de 50 pieds)
CAT. NO.1092

Remarques: Soil Moisture fabrique également des appareils à extraction pour des pressions de 100 bars.

Soil Moisture est bien entendu susceptible de fournir tous accessoires : tubes, raccords, manomètres... pour montage d'installations.

b. Membrane cellulosique pour extraction faible pression : autre fournisseur :

LA BOVIDA
Rue de Tir

92000 NANTERRE

Référence : Boyau cellulosique HS21

c. Cylindre de prélèvement 100 cm³.

- Cylindres de Kopecky, livrés en caisse assurant un rangement et un transport faciles et réalisant par simple pression la fermeture étanche des cylindres disposés dans leurs logements dans la caisse.

H.J. EYKELKAMP and SONS
Rivierweg 1

LATHUM Holland

ou

SOILTEST Inc.
2205 Lee Street

EVANSTON - Illinois 60202 U.S.A.

Remarque : Ce matériel est très cher. Il est possible de le fabriquer, en coupant et biseautant au tour, du tube métallique assez mince, de diamètre intérieur 50 mm. L'étanchéité des extrémités des cylindres disposés en caisse, peut être réalisée en combinant l'utilisation de mousse assurant la pression et de caoutchouc ou plastique pour le contact direct avec les cylindres.

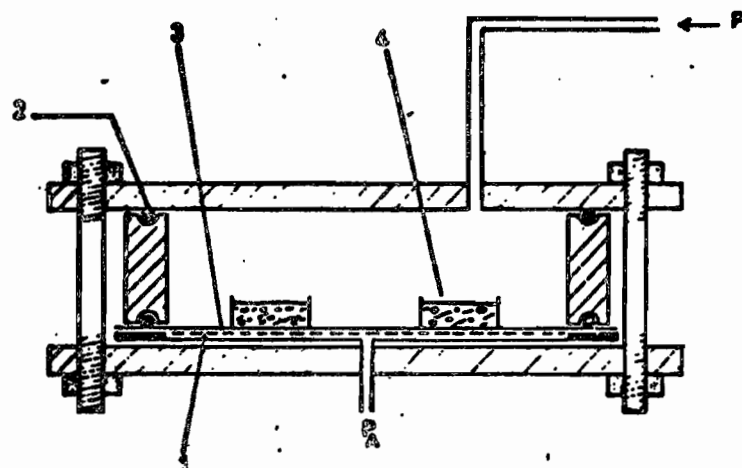
- Boîtes aluminium de 100 cm³ à couvercle coiffant.

Matériel très bon marché fourni par :

Ets TOURNAIRE Frères
23, rue Ganneron

75018 PARIS

Ces boîtes sont fragiles et seulement utilisables pour prélèvement en sols meubles, peu durs. Les boîtes sont livrées avec un couvercle coiffant ; il est facile de les transformer en cylindre en faisant sauter le fond au tour. L'utilisation de deux couvercles et d'adhésif type électrique permet alors facilement un conditionnement étanche.



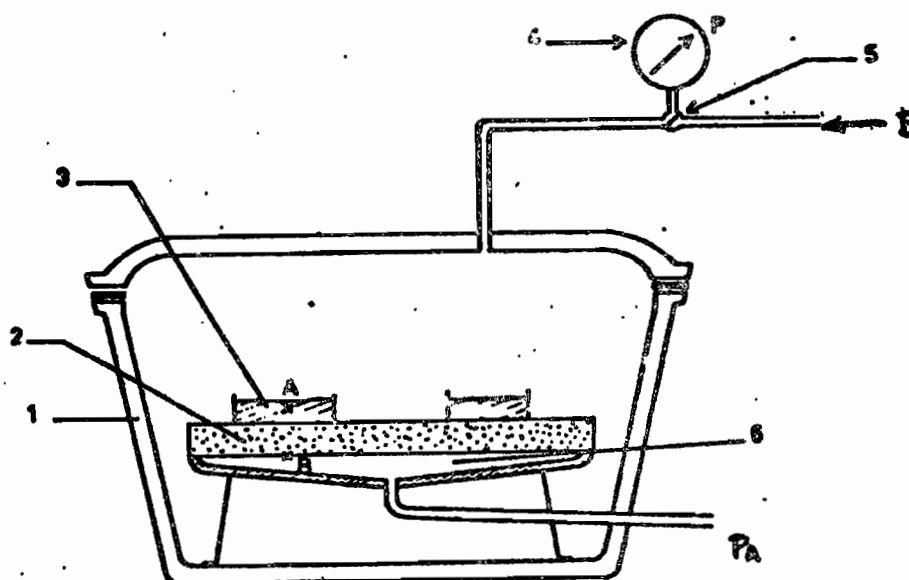
1, tamis fin — 2, joint torique — 3, membrane de cellophane — 4, échantillon de terre.

P = pression d'extraction

PA = pression atmosphérique

Fig. 1 CHAMBRE D'EXTRACTION HAUTE-PRESSION
(schéma tiré de DAUDET-1970)

Ram. : le couple tamis-membrane de cellophane est généralement maintenant remplacé par une plaque de porcelaine

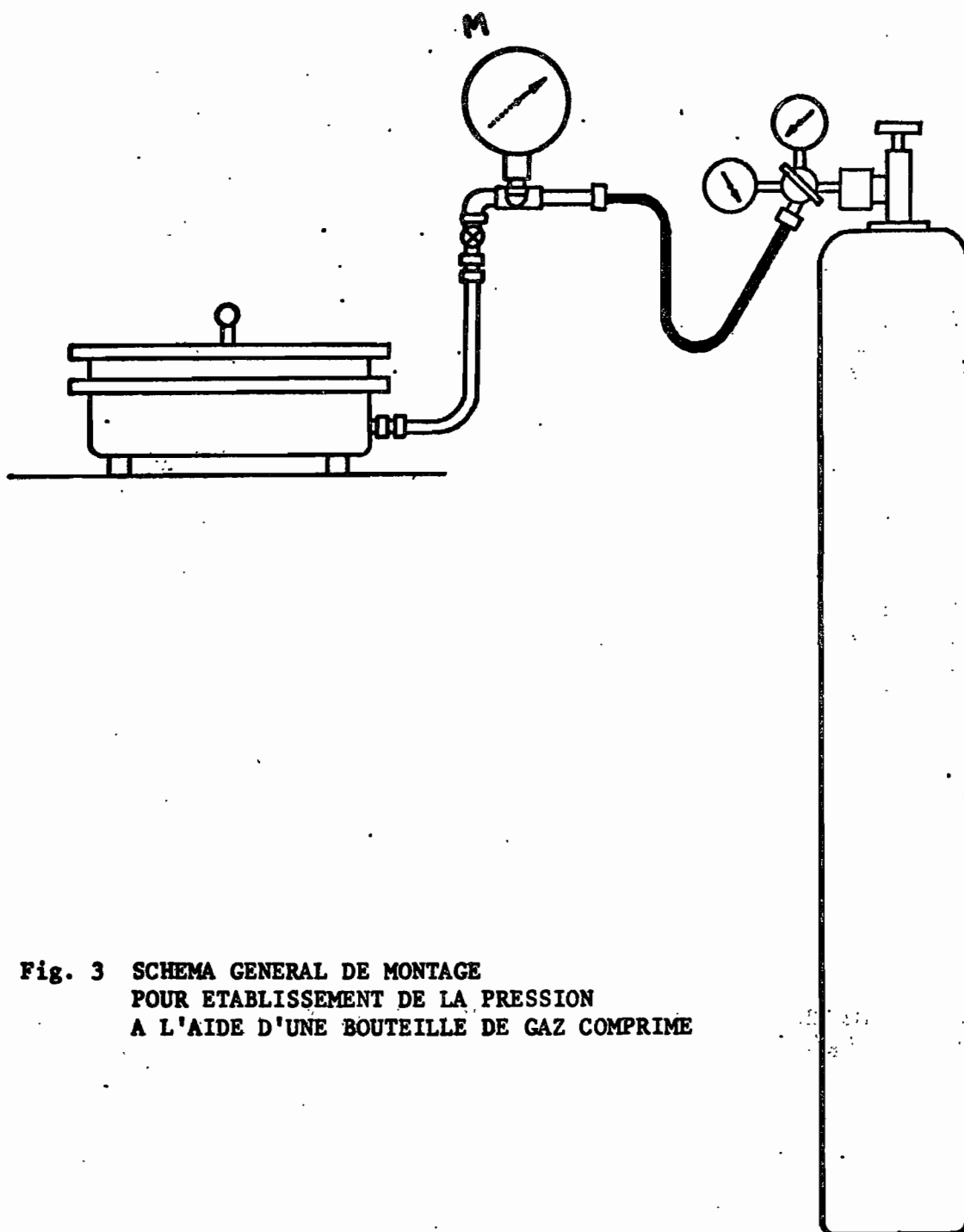


1, autocuiseur à légumes — 2, porcelaine poreuse — 3, échantillon de sol — 4, manomètre — 5, détendeur — 6, chambre à la pression atmosphérique.

P. = pression d'extraction

PA = pression atmosphérique

Fig. 2 CHAMBRE D'EXTRACTION BASSE-PRESSION
autocuiseur à légumes aménagé
(schéma tiré de DAUDET-1970)



**Fig. 3 SCHEMA GENERAL DE MONTAGE
POUR ETABLISSEMENT DE LA PRESSION
A L'AIDE D'UNE BOUTEILLE DE GAZ COMPRI ME**

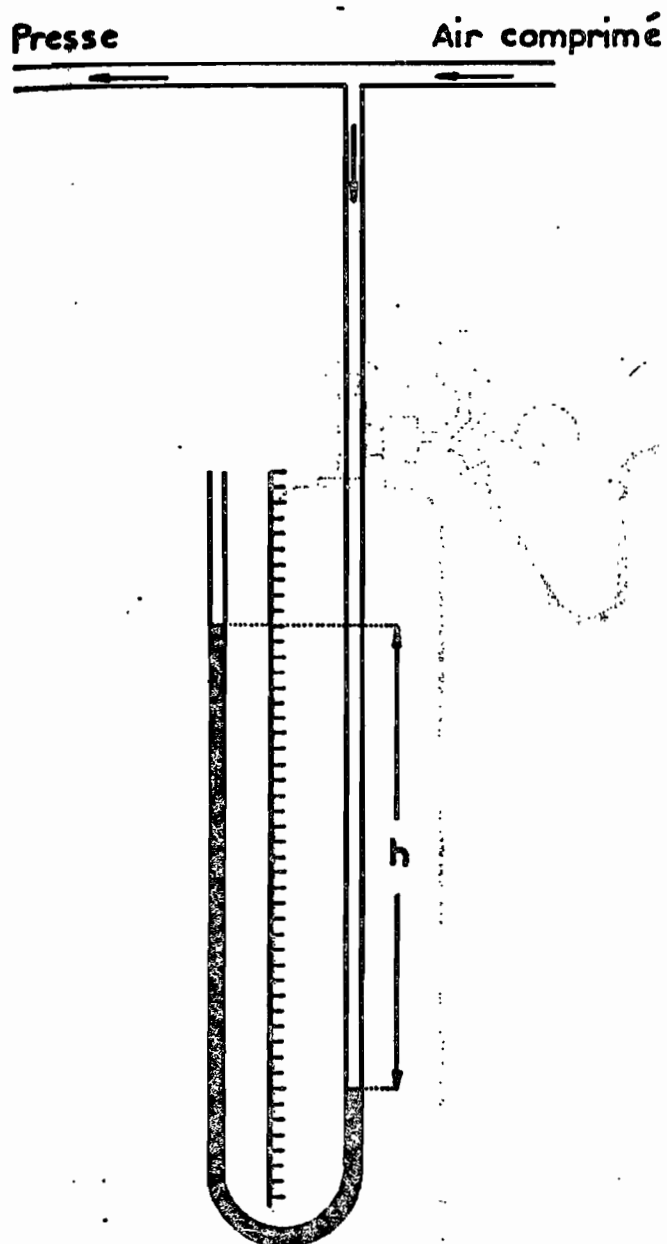


Fig. 4 MONTAGE D'UN MANOMETRE A MERCURE
Gamme 0,3-1kg/cm²

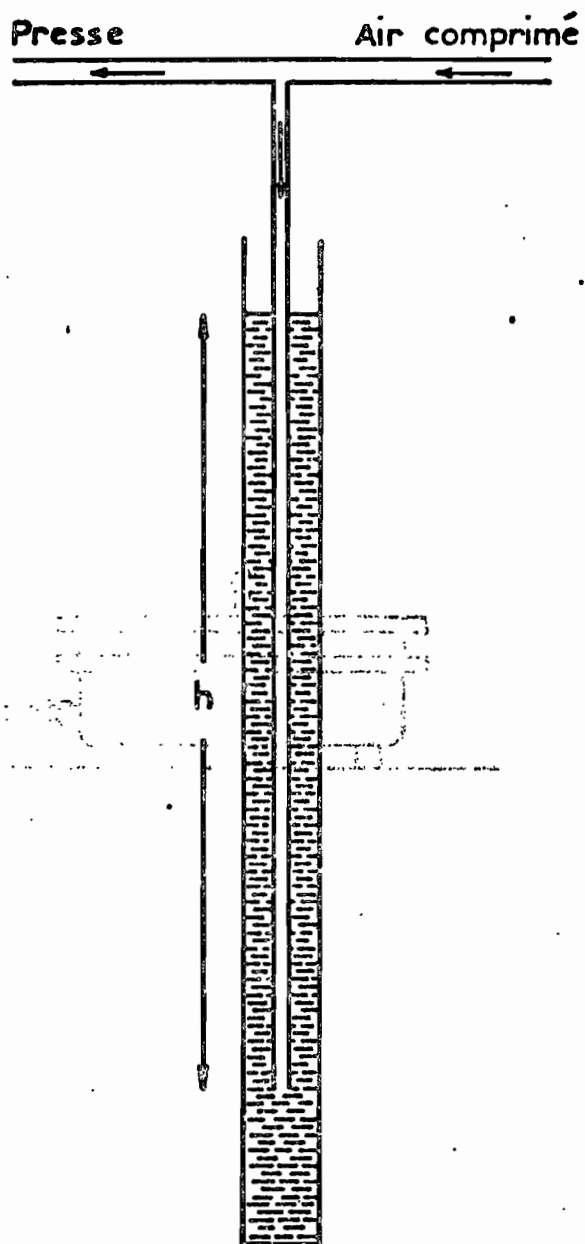


Fig. 5 MANOMETRE REGULATEUR A EAU
Gamme 10-200g/cm²

- 1 - Plaque de porcelaine
- 2 - Joint
- 3 - Embase en lucoflex

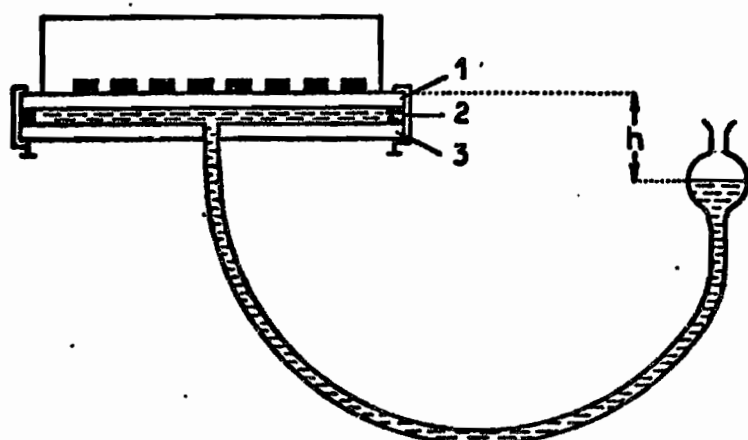


Fig. 6 DISPOSITIF DE MESURE AUX BASSES TENSIONS D'HUMIDITE
Gamme 0-100 cm

1. **OBJET** Détermination de quelques valeurs caractéristiques du taux d'humidité des sols, associées à des changements de comportement mécanique de ces sols.

On se propose de déterminer :

- a. La teneur en eau correspondant au passage du sol de l'état liquide à l'état plastique (limite de liquidité, L.L., ou encore limite supérieure de plasticité).
- b. La teneur en eau correspondant au passage du sol de l'état plastique à l'état solide (limite de plasticité, L.P., ou encore limite inférieure de plasticité).
- c. L'indice de plasticité, I_p , intervalle entre les deux valeurs précédentes.
- d. La teneur en eau pour laquelle le sol cesse d'adhérer à une surface polie (point d'adhésivité A).

2. **PRINCIPE**

L'essai s'effectue en trois phases :

- a. Recherche de la limite de liquidité L.L. à l'aide de l'appareil de CASAGRANDE (affaissement d'une masse de sol malaxé, sous l'effet de chocs)
 - b. Recherche du point d'adhésivité A. (trace laissée sur une surface polie).
 - c. Recherche de la limite de plasticité L.P. (par formation de rouleaux de 3 mm de diamètre).
- a. Limite de liquidité - On détermine le taux d'humidité auquel le sol s'affaisse dans sa masse dans des conditions déterminées (fermeture sur un centimètre de longueur d'une rainure de 2 mm de large sous l'effet de 25 chocs correspondant à une hauteur de chute de 1 cm, à raison de deux chocs par seconde).
 - b. Point d'adhésivité - On détermine le taux d'humidité auquel le sol appliqué sur une surface parfaitement polie, cesse d'y adhérer, et donc d'y laisser une trace terreuse.
 - c. Limite de plasticité - On détermine le taux d'humidité à partir duquel le sol préalablement amené à l'état plastique, ne se prête plus à la confection de rouleaux de 3 mm de diamètre.

3. **MATERIEL**

- a. Appareil de CASAGRANDE (schéma fig. 1.a, 1b, 1c)

Le matériel couramment utilisé en France se compose :

- d'un socle en bois bakélisé monté sur quatre pieds en caoutchouc, sur lequel retombera la coupelle,
- d'un support métallique portant la coupelle en laiton chromé et la manivelle actionnant la came qui soulève de 10 mm la coupelle au-dessus du socle. La coupelle est intérieurement soit lisse, soit rendue rugueuse par projection de nickel-chrome. La coupelle doit peser 200 ± 10 g.

- b. Outil à rainure (schéma fig. 2)

Cet outil doit réaliser sur la terre malaxée une rainure de $2 \text{ mm} \pm 0,05$ de large, d'après A. CASAGRANDE.

- c. Accessoires

- une cale de 10 mm pour le réglage de la hauteur de chute de la coupelle.
- une plaque de verre, de bois ou de plexiglas, d'environ $6 \times 10 \times 2$ cm, pour confectionner les rouleaux.

d. Divers

- Spatules, truelles et une plaque de verre pour le malaxage de l'échantillon.
- Une pissette
- Boîtes à tare \varnothing 50 mm environ
- Une balance de précision
- Une étuve à 105 °
- Un tamis de 0,50 mm.

4. MODE OPERATOIRE

Préparation de l'échantillon

L'essai des limites d'ATTERBERG se fait sur la fraction du matériau qui passe au tamis de 0,50 mm. L'échantillonnage se fait sur matériau non séché à l'étuve, une quantité suffisante de matériau devant être tamisée pour obtenir 200 g de terre pour opérer.

Le tamisage s'effectue par voie humide en remuant à l'aide d'un pinceau souple sur la toile tamisante. Le refus devra être parfaitement propre. L'essorage de l'échantillon peut être réalisé sur plaque poreuse, dans les appareils de mesure de pF.

Exécution des essais

a. Limite de liquidité

Le réglage de la hauteur de chute de la coupelle se fait à l'aide d'une cale en déplaçant la plaque coulissante de l'appareil de CASAGRANDE de telle sorte que la chute de la coupelle soit exactement de 10 mm.

On s'efforce de recueillir l'échantillon à une teneur en eau élevée pour pouvoir débiter l'essai de limite de liquidité. Si le matériau est humide, mais trop consistant, on peut rajouter de l'eau. Si le matériau est sec, il faut le laisser imbiber pendant douze heures au minimum.

Pour obtenir une pâte bien homogène et presque fluide, on malaxe vigoureusement la totalité de l'échantillon à l'aide de la truelle sur la plaque de verre. L'étalement de l'échantillon doit être fait à plusieurs reprises sur cette plaque.

On place alors environ 70 g de pâte répartie avec la spatule en plusieurs couches, de façon à former un gâteau à peu près symétrique par rapport au plan de symétrie de la coupelle. L'épaisseur du matériau au centre de la coupelle doit être de l'ordre de 15 à 20 mm.

A l'aide de l'outil à rainurer, tenu perpendiculairement à la surface de la coupelle, la partie biseautée de l'outil vers l'avant de l'appareil, on partage la pâte en deux.

La coupelle fixée sur l'appareil est ensuite soumise, à l'aide de la manivelle, à une série de chocs réguliers : deux coups par seconde. On note le nombre de chocs nécessaires pour que les lèvres de la rainure se rejoignent sur une longueur de 1 cm appréciée à l'oeil. Le nombre de coups de fermeture doit être compris entre 15 et 35.

On prélève alors (à l'aide de la spatule) deux échantillons de chaque côté des lèvres de la rainure et au voisinage de l'endroit où elles se sont refermées. On place les échantillons dans des boîtes à tare qu'on pèse immédiatement, puis on les porte à l'étuve jusqu'à dessiccation complète.

On recommence la même opération deux ou trois fois, après avoir réétalé l'échantillon et donc à des teneurs en eau de plus en plus faibles.

Le nombre des chocs devra augmenter de 5 unités au moins par rapport au premier essai, mais tout en demeurant inférieur à 35.

Remarques :

La fermeture de la rainure doit se produire par affaissement du matériau dans sa masse (cisaillement) et non par glissement sur la paroi de la coupelle. La coupelle rugueuse a pour but d'éviter ce glissement et doit être employée quand on ne réussit pas à obtenir la fermeture autrement, par exemple pour les échantillons sableux.

Entre chaque essai, il faut nettoyer la coupelle. La coupelle rugueuse doit être lavée essentiellement à l'éponge et à l'eau. L'utilisation d'une spatule, truelle, etc..., ne doit absolument pas être autorisée.

Par définition : La limite de liquidité est la teneur en eau du matériau qui correspond à une fermeture sur 1 cm des lèvres de la rainure après 25 chocs.

Comme il est difficile d'obtenir la fermeture à 25 coups, on utilise une relation permettant de trouver L.L. à partir d'un seul essai, pourvu que le nombre de coups de fermeture soit compris entre 15 et 35.

Cette relation s'écrit :

$$L.L. = W \left(\frac{N}{25} \right)^{0,121}$$

où L.L. est la limite de liquidité.

W la teneur en eau du sol au moment de l'essai

N le nombre de coups correspondant à la fermeture de l'échantillon sur 1 cm dans la coupelle.

Pour faciliter son emploi, cette relation a été traduite en nomogramme (abaque n° 1).

Pour chacun des essais de Limite de Liquidité, on calcule la moyenne des teneurs en eau qui permettent, à l'aide du nomogramme, de déterminer L.L. Un autre type de représentation graphique (abaque n° 2) est le suivant : sur un papier semi-logarithmique, on représente les teneurs en eau obtenues à chaque essai en fonction du nombre de chocs correspondants. Les trois ou quatre points obtenus sont normalement alignés. La droite qui les relie permet d'estimer le taux d'humidité correspondant à une fermeture / 25 chocs.
pour

b. Point d'adhésivité

Après détermination de la limite de liquidité, on laisse dessécher progressivement et lentement l'échantillon de terre, par malaxage à l'atmosphère du laboratoire. On prélève de temps en temps une boulette de terre, de la taille d'une noix, que l'on applique sur une plaque de verre sèche et propre. Le point d'adhésivité est atteint lorsque l'échantillon cesse de produire une trace apparente sur la plaque de verre. On détermine alors son taux d'humidité. On peut également déterminer le point d'adhésivité en coupant la boulette de terre avec une spatule polie, ou encore laisser tomber cette spatule tenue entre deux doigts sous l'effet de son propre poids. La détermination de l'existence d'une trace terreuse sur le verre ou le métal poli nécessite une certaine habitude de la manipulation.

c. Limite de plasticité

La limite de plasticité se faisant après la limite de liquidité et le point d'adhésivité, on a souvent un échantillon trop humide qu'on dessèche en le malaxant et en l'étalant sur la plaque de verre. On peut accélérer le séchage au moyen d'un ventilateur en malaxant constamment afin d'éviter la formation d'une pellicule sèche.

On forme une boulette de l'échantillon, et à l'aide d'une plaque ou à la main, on roule l'échantillon sur la plaque de façon à former un rouleau qu'on amincit progressivement jusqu'à ce qu'il ait atteint 3 mm de diamètre.

Cette opération doit être menée avec les précautions suivantes :

- une cadence du mouvement de la main de 60 à 80 allers-retours par minute est recommandée,
- l'amincissement du rouleau doit se faire en une seule fois ; en particulier celui-ci ne doit jamais être aminci en le coupant, à l'aide de la spatule, dans le sens de la longueur.
- le rouleau arrivé à 3 mm de diamètre doit avoir 10 à 15 cm de longueur et ne doit pas être creux,
- la limite de plasticité est atteinte lorsqu'en soulevant de 1 à 2 cm le rouleau de 3 mm en son milieu il se fissure,
- si le matériau contient trop d'eau, on reforme une boulette qu'on malaxe pour la sécher et on recommence l'opération jusqu'à ce que la Limite de Plasticité soit atteinte :
- on prend alors le rouleau qu'on place dans une boîte à tare à couvercle étanche ou dans un verre de montre ;
- on effectue un deuxième essai à partir d'une autre boulette échantillon ; après rupture, on place le second rouleau dans une autre boîte à tare ;
- on pèse les deux boîtes à tare.

Par définition, la Limite de Plasticité d'un échantillon est la teneur en eau exprimée en % du poids du matériau sec du rouleau qui se brise au moment où son diamètre atteint 3 mm.

5. CALCULS

Les trois essais se ramènent à l'expression d'un taux d'humidité. Ce taux est exprimé en % du poids de terre sèche.

Dans le cas de la mesure de la limite de liquidité L.L., les chiffres obtenus pour des humidités décroissantes, au cours des essais, correspondent à des nombres de chocs compris entre 15 et 35. Pour calculer l'humidité correspondant à une fermeture de rainure en 25 chocs, on utilise les abaques 1 ou 2.

L'abaque 1 est utilisable lorsqu'on dispose d'un seul essai. Cette technique est à éviter ; il est souhaitable de réaliser un minimum de deux essais et de préférence quatre. Sur cet abaque 1, il suffit de placer sur l'échelle verticale de droite, le point correspondant au nombre de chocs obtenus N, sur l'échelle de gauche d'humidité W correspondant, et de joindre ces deux points : on lit sur l'échelle centrale la valeur de la limite de liquidité (W L). Si l'on a procédé à plusieurs essais, les segments obtenus doivent naturellement se couper sur cette échelle de W L, ou ne déterminer qu'un faible intervalle d'incertitude.

L'abaque 2 permet de pointer les valeurs du taux d'humidité en fonction du nombre de chocs appliqués. Les points obtenus doivent être alignés. Le point de concours de la droite et de la verticale passant par la valeur 25 permet d'estimer la limite de liquidité recherchée.

6. PRECISION

Dans les laboratoires de travaux publics qui utilisent couramment ces méthodes, on admet que - pour les estimations de L.L. et L.P. - l'erreur relative pour un opérateur est de ± 2 %, alors que - entre deux opérateurs différents - elle

se situerait au voisinage de $\pm 5 \%$. (L'indice de plasticité I_p ne serait donc connu dans ce cas qu'avec une approximation de $\pm 10 \%$).

Il semble prudent de prévoir, même pour un seul opérateur, une erreur relative de $\pm 5 \%$.

7. LIMITES TECHNIQUES

- Préparation particulière de l'échantillon par tamisage humide au tamis de 0,5 mm.
- Ressuyage de l'échantillon ainsi obtenu.
- Difficulté d'obtention d'une humidité régulièrement répartie dans l'échantillon.
- Rapidité de dessiccation en atmosphère sèche.
- Appréciation de l'affaissement de l'échantillon.
- Difficulté d'appréciation du point d'adhésivité.
- Difficulté d'obtention de pâtons de terre de 3 mm de diamètre.
- Importance du facteur personnel de l'opérateur (cf. précision).

8. LIMITES SCIENTIFIQUES et CONCLUSIONS

- Caractère arbitraire des critères de l'estimation des seuils de passage d'un état à un autre.
- Caractère également conventionnel de la préparation de l'échantillon et problème de représentativité et de signification des résultats ainsi obtenus.

En conclusion, on doit préconiser :

- le respect rigoureux des normes fixées d'une part, les résultats étant alors comparatifs ;
- parallèlement, l'utilisation des techniques décrites à des échantillons de terre fine entière avec :
 - . comparaison avec les résultats de la méthode normalisée,
 - . rapprochement des résultats avec la morphologie des horizons (structure) et leur comportement rhéologique saisonnier en fonction de l'évolution de leur humidité.

9. REFERENCES

Bibliographie

- ATTERBERG (A.) - 1911 - Uber die physikalische Bodenuntersuchung. Int. Mitt. für Bodenkunde, 1, pp. 7-9.
- BAVER (L.D.) - 1930 - The Atterberg consistency constants : factors affecting their values and a new concept of their significance. Journal of the American Soc. of Agron., 22, pp. 935-948.
- PELTIER (R.) - 1969 - Manuel du laboratoire routier. DUNOD, Paris, 291 p.
- RUSSEL (J.C.) - WEHR (F.M.) - 1928 - The Atterberg consistency constants. Journal of the American Soc. of Agron., 20, pp. 354-372.
- Méthodes d'analyses utilisées au laboratoire de physique des sols SSC-ORSTOM Bondy. ORSTOM, 30 p., éd. revue et corrigée 1972.

Rédacteur : A.COMBEAU

Pédologue à consulter : A.COMBEAU

10. FOURNITURE DE MATERIEL MANUFACTURE/

Appareil de CASAGRANDE fourni par :

Société d'Applications Mécaniques et Optiques
47, rue de Bagnaux
92120 MONTROUGE - France

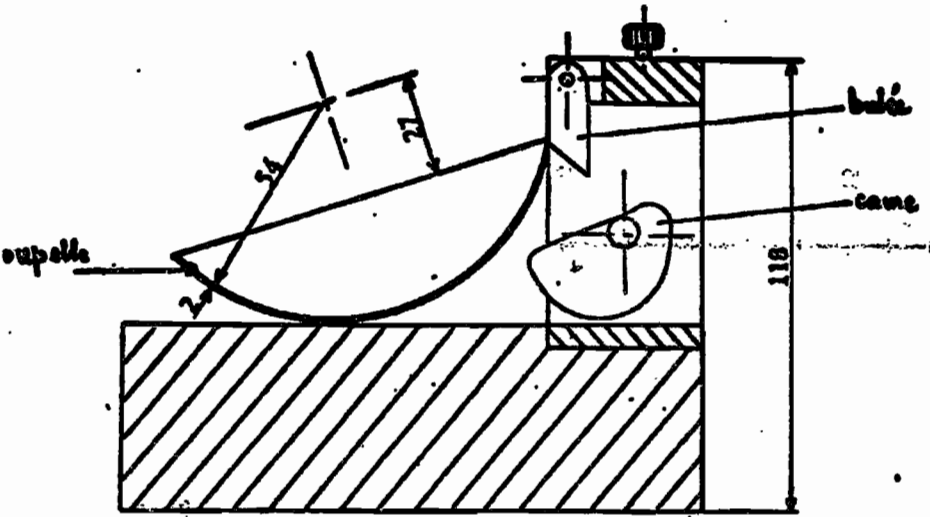


Fig. 1a APPAREIL DE CASAGRAUDE
 Vue de profil ; mécanisme

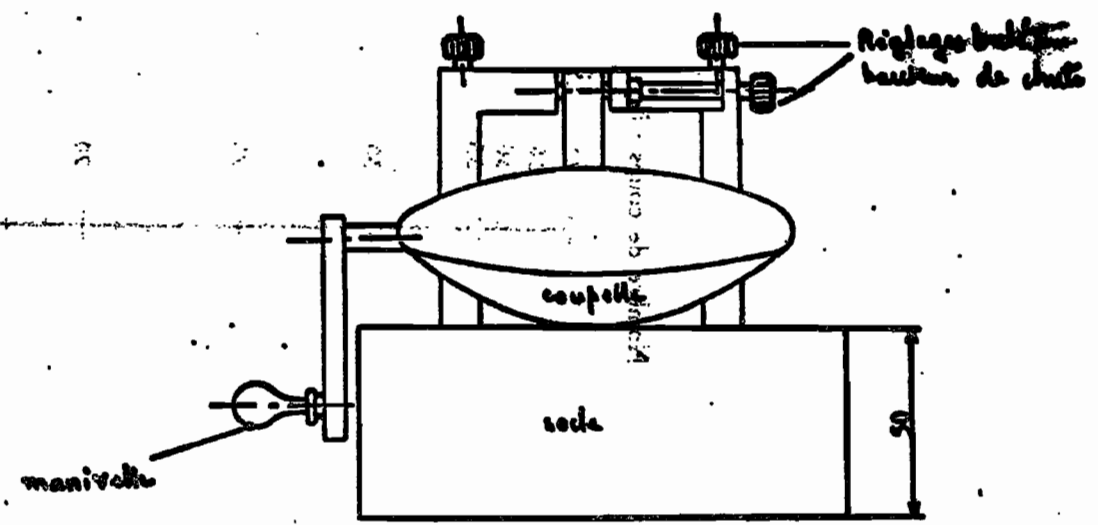


Fig. 1b APPAREIL DE CASAGRAUDE
 Vue de face

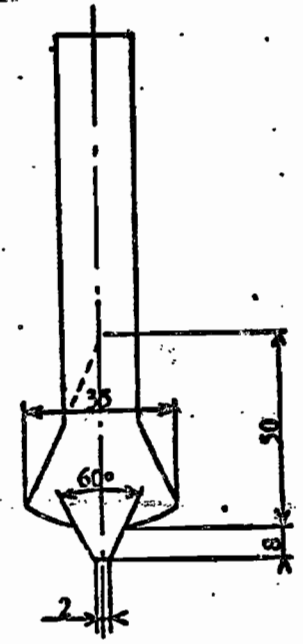


Fig. 2 OÙTIL A RAINURES
 Cotes en mm. Angles en degrés

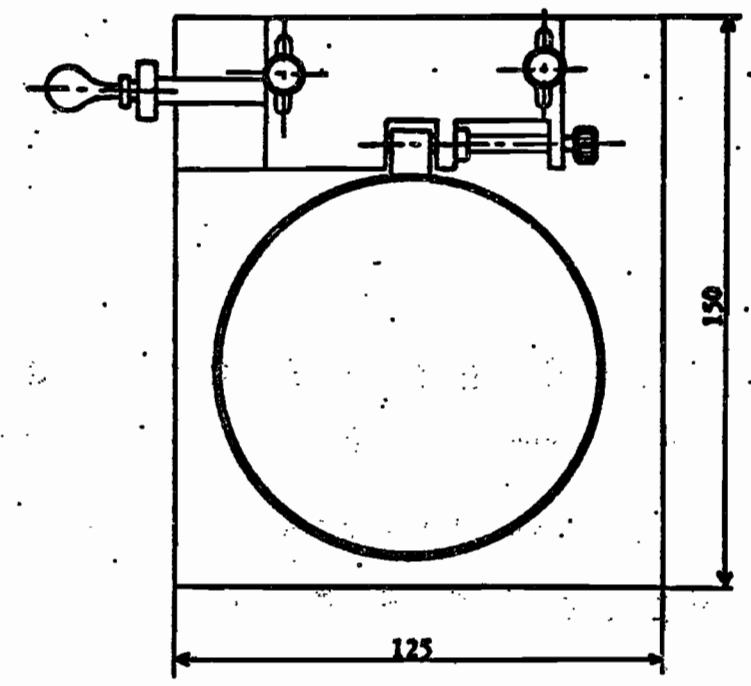


Fig. 1c APPAREIL DE CASAGRAUDE
 Vue de dessus

Humidité

W

150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
15
10

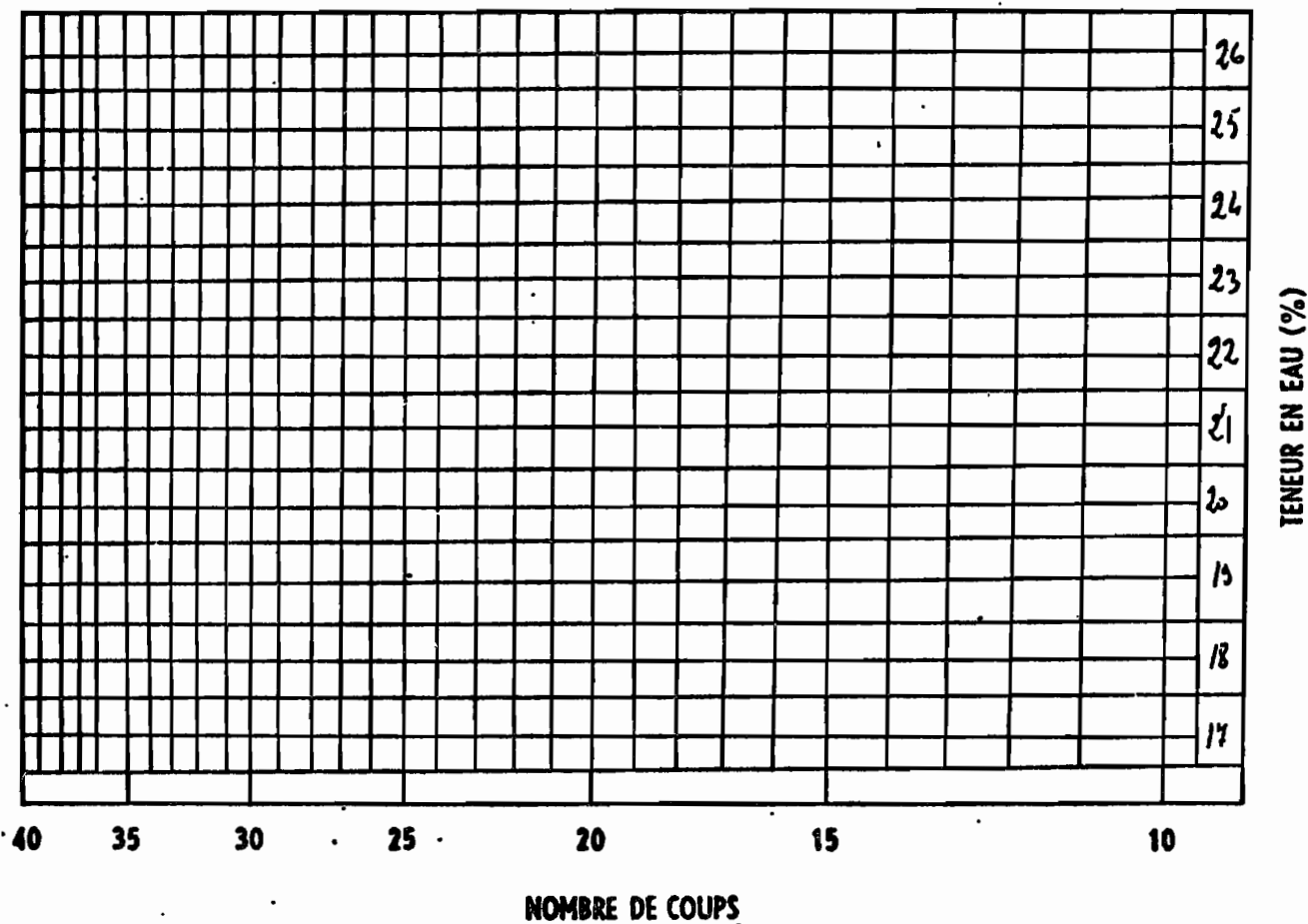
W_L

150
140
130
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
15
10

Nombre de coups : N

40
38
36
35
30
25
20
15
10

ABaque n° 1
DETERMINATION DE LA LIMITE DE LIQUIDITE
(NOMOGRAMME W.E.S.)



ABaque n° 2
DETERMINATION DE LA LIMITE DE LIQUIDITE

1. **OBJET** Détermination de la limite de retrait définie comme l'humidité caractéristique pour laquelle le volume apparent d'un échantillon cesse de diminuer en régime de dessèchement, lorsque ce dessèchement se poursuit. (Certaines définitions ajoutent que c'est aussi - en régime d'humectation - l'humidité à partir de laquelle le volume apparent commence à augmenter ; ce n'est qu'un schéma approché des phénomènes réels : cf. 211.41 du rapport).
2. **PRINCIPE** L'essai de retrait consiste à amener un échantillon (30 g environ) constitué de la seule fraction inférieure à 0,42 mm (en fait on prend 0,50) de l'échantillon complet, à un état d'humidité légèrement supérieur à la limite de liquidité, puis à remplir exactement une coupelle jaugée (volume V_h) et graissée, dans laquelle il est soumis à un dessèchement complet.
Le volume apparent (V_g) du disque de sol ainsi desséché est mesuré par déplacement de mercure.
La quantité d'eau correspondant au retrait expérimental est $V_h - V_g$; on admet conventionnellement que la perte d'eau de l'échantillon, quand il passe de l'état initial à la limite de retrait, est égale à la diminution correspondante du volume. Si donc l'humidité pondérale initiale était E et si P_s est le poids du disque de terre sèche, la limite de retrait S , correspondant par définition à l'état d'humidité pour lequel aurait cessé ce retrait, est :
$$S = E - \frac{V_h - V_g}{P_s} \cdot 100$$
3. **MATERIEL** (cf. notice UT88 de la Société d'Applications Mécaniques & Optiques, Montrouge)

Matériel spécifique :

- une capsule en porcelaine à fond plat destinée à malaxer la terre avec l'eau et à recueillir le mercure de débordement dans les mesures de volume (cf. fig. 1),
- coupelles de retrait, forme boîtes de Pétri de petite dimension,
- un cristalliseur à bord rôdé servant de vase pycnométrique,
- une "plaque à trois pointes" : la plaque, rigoureusement plane, est en plexiglas et sert à fermer le vase pycnométrique en chassant le mercure en excès ; les trois pointes inoxydables servent à maintenir immergé dans le mercure le disque de sol (cf. fig. 1).
- une règle en acier traité servant à raser les coupelles remplies en excès de terre liquide.

Matériel courant et produits :

- un tamis maille 0,50 mm
- une spatule (malaxage de la terre)
- une balance portée mini 250 g, sensible au moins à 0,1 g
- mercure
- récipients, verrerie de laboratoire.

4. **PROTOCOLE**

Préparation de l'échantillon. Une méthode rapide mais peu sûre, parfois préconisée, consiste à forcer sur le tamis de 0,50 mm, à la main, à sec et jusqu'à refus complet, un échantillon de terre fine.

Il est recommandé d'utiliser la technique de préparation humide et d'essorage, décrite pour la détermination des limites d'ATTERBERG (cf. fiche technique n° 16).

6. /PRECISION/

La précision de la détermination est bonne, de même la reproductibilité sur un même échantillon (mais les auteurs n'ont aucune donnée chiffrée à fournir à ce sujet).

7. /DISCUSSION - LIMITES - CONCLUSIONS/

Méthode très conventionnelle

- dans la préparation de l'échantillon : fraction 0,50 mm
- pour son traitement partant d'une humidité très élevée.

Le résultat obtenu qui mesure un retrait apparent dans des conditions standard a valeur de test : son degré de signification par rapport aux phénomènes naturels dépend de la façon plus ou moins proche ou éloignée dont se comporte l'horizon in situ par rapport à ces conditions standard : échelle d'expression de retrait, continuité et discontinuité du milieu, gamme de variation d'humidité, etc... Les valeurs obtenues doivent donc être interprétées avec prudence.

En conclusion, on doit préconiser :

- le respect rigoureux des normes fixées
- et parallèlement : le rapprochement des résultats avec le comportement observé in situ
 - : l'application de la technique à des échantillons entiers et dans des conditions expérimentales diversifiées (échelle, humidité)
 - : le recoupement de toutes ces données de laboratoire et de terrain avec des mesures chiffrant le comportement du sol et en particulier le gonflement : sur mottes, in situ...

8. /REFERENCES/

Bibliographie

- PELTIER (R.) - 1969 - Manuel du laboratoire routier. DUNOD, Paris, 291 p.
- Société d'Applications Mécaniques et Optiques - Notice UT88 : Essais de retrait (Notice réalisée suivant la norme américaine ASTM D 427-39).

Rédacteurs : P.AUDRY - F.X.HUMBEL

Pédologue à consulter : F.X.HUMBEL

9. /FOURNITURE DE MATERIEL MANUFACTURE/

- Ensemble nommé "appareillage standard n° 88 pour essais de retrait", comportant le matériel spécifique décrit en paragr. 3 avec 12 coupelles de retrait.

Fournisseur : Société d'Applications Mécaniques et Optiques
47, rue de Bagneux
92120 MONTROUGE - France

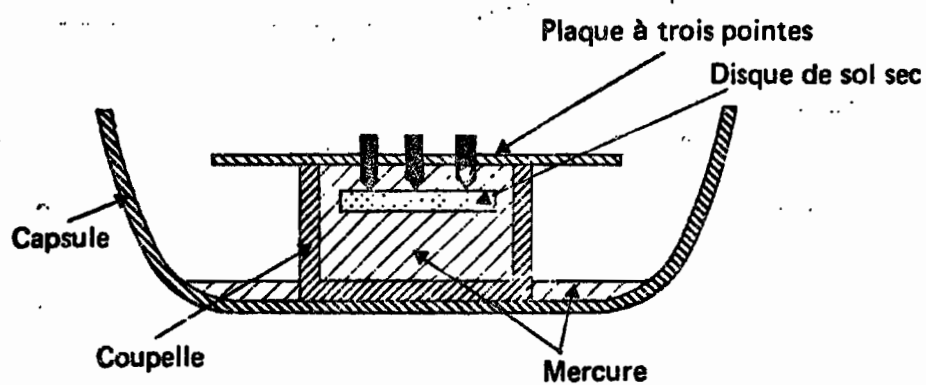


Fig. 1 MESURE DU VOLUME APPARENT
DU DISQUE DE SOL SEC

1. **OBJET** Mesure de la résistance du sol à la pénétration d'une pièce conique, en fonction de la profondeur.
2. **PRINCIPE** Consiste à mesurer l'énergie nécessaire pour faire pénétrer dans le sol, par battage, une tige à extrémité conique de caractéristiques déterminées. Les résultats peuvent être exprimés sous forme de courbes de diverses manières :
 - énergie cumulée dépensée, au fur et à mesure de l'enfoncement, en fonction de la profondeur.
 - courbe dérivée de la précédente exprimant la force de résistance à la pénétration en fonction de la profondeur : plus simplement, on utilise fréquemment comme profil pénétrométrique la courbe exprimant l'énergie nécessaire pour traverser des couches successives d'égale épaisseur ; cette courbe se déduit de la précédente par une simple dilatation linéaire.
 - courbe, en fonction de la profondeur, de la résistance à la pénétration exprimée en kg/cm^2 . C'est la seule expression rigoureuse et en principe dégagée de l'influence des caractères de l'appareil.
3. **MATERIEL** L'appareil utilisé est un pénétromètre dynamique, dont il existe de nombreux modèles, mais qui correspondent toujours au même schéma (fig. 1). La pièce maîtresse est une tige munie à son extrémité d'une pointe conique et comportant une butée ou enclume, jouant le rôle de tête de battage sur laquelle frappe une masse métallique cylindrique couissant sur la tige et qui joue donc le rôle de mouton assurant l'enfoncement.

Ce matériel est toujours facile à fabriquer.

La pénétrométrie est utilisée soit comme outil de prospection interne du sol (recherche de discontinuité entre horizons, de front d'humectation...), soit à des fins de caractérisation du profil. Dans ce dernier cas se pose le problème de la comparaison des résultats entre eux : les phénomènes intervenant dans la résistance mécanique sont extrêmement complexes et les résultats sont fonction des dimensions de la pointe (même quand on les module par la section de cette pièce travaillante : cf. expression en kg/cm^2) et de sa géométrie. Une normalisation s'impose alors pour obtenir des résultats comparables entre eux ; cette normalisation n'existe pratiquement pas : nous en proposons une ci-dessous, concernant la forme de la pointe et les dimensions de la pointe et de la tige, choisie pour permettre d'opérer dans une gamme maximum de sols et pour avoir des frottements parasites les plus faibles possibles :

Pointe : - conique ; d'angle de travail : 90°
(fig. 2) - sans partie cylindrique à l'arrière de l'angle de travail
- d'angle arrière compris entre 90° et 180°
- de diamètre = 20 mm.

Tige : cylindrique, de diamètre compris entre $1/2$ et $2/3$ du diamètre de la pointe, soit entre 10 et 13,3 mm.

Les autres caractères ne demandent pas à être normalisés, mais un certain nombre de précautions doivent être prises.

Pointe : elle est fixée à l'extrémité de la tige ; soit simplement encastrée et amovible : on travaille alors à pointe perdue, ce qui facilite grandement l'extraction de l'appareil du sol ; soit fixée de façon définitive (vissée, goupillée) : utilisée alors pour un grand nombre de mesures et travaillant dans des conditions d'usure rapide, elle doit être en bon acier cémenté.

- Tige :** en tube, ou en métal plein, elle doit être la plus robuste possible. Sa longueur est fonction du protocole :
- soit courte : 2 mètres au total dont 1 mètre utile pour l'enfoncement (type fig. 1) : pour travailler par unité métrique sur des marches d'escaliers taillées sur un profil.
 - soit constituée d'un train de tiges métriques assemblables entre elles par goujons vissants (type fig. 3) : pour travailler sur une seule verticale et depuis la surface, jusqu'au maximum de profondeur étudié.

L'enclume doit être soudée et robuste. Lorsqu'on a un train de tiges, une seule porte l'enclume et elle est remontée au fur et à mesure de l'enfoncement de la tige.

La butée haute ou arrêtoir qui limite vers le haut la remontée du mouton pour que celui-ci travaille par battage avec une hauteur de chute constante, doit être amovible pour enfiler les masses, et réglable. Le serrage par vis d'un anneau métallique ne donne généralement pas satisfaction : l'anneau s'élève sous l'effet des vibrations. On peut utiliser soit un adhésif (scotch multicouche), soit un tube de caoutchouc ou polyvinyle assurant un bon frottement et si nécessaire serré par un collier. Des repères régulièrement espacés (5 cm par exemple) sur les tiges, permettent de connaître à tout moment la profondeur d'enfoncement de la pointe par rapport à la surface du sol. Une graduation en creux assure une relative protection à l'abrasion des marques colorées simplement faites à la peinture sur les tiges.

Masses : il faut en prévoir un jeu suffisamment étalé pour s'adapter à la résistance à la pénétration offerte par les différents sols. En fait, on joue sur le couple masse du mouton-hauteur de chute. Exemple de série de masses : 0,2 - 0,5 - 1 - 2 - 5 - 10 - 20 kg. La forme des moutons doit être compacte pour limiter les pertes d'énergie par frottement : des masses trop épaisses offrent une grande surface de frottement, tandis que des masses peu épaisses mais larges peuvent faire apparaître un couple important en cas de travail non rigoureusement vertical.

Accessoires :

- . pour la mise en place verticale du pénétromètre au départ, puis son guidage, il est commode de disposer d'un trépied dont la tablette porte une gorge verrouillable (fig. 4). On disposera utilement un fil à plomb sous cette tablette du trépied.
- . pour repérer la profondeur d'enfoncement de la tige et sa verticalité, on peut disposer (en plus des graduations de la tige) un mètre réglable sur un support, fiché en terre verticalement par le support sur lequel il est fixé : l'enfoncement est alors donné par la position de l'enclume de la tige vis-à-vis du mètre.

Pour mémoire : double mètre - matériel de terrassement - caisses en bois pour transport du matériel et dimensionnées pour servir de marchepied pour opérer le battage en bonnes conditions..., clés à griffe, pinces...

4. **PROTOCOLE**

- Deux modes opératoires possibles :

- . Par profils successifs d'un mètre, échelonnés sur des marches d'escaliers d'un profil, distantes entre elles de 80 cm environ, de façon à assurer un recouvrement suffisant pour tracer un profil entier en toutes connaissances de cause.

On utilise alors l'appareil représenté fig. 1.

Les inconvénients de la méthode sont le terrassement nécessaire, la perturbation apportée au terrain, et les problèmes qui peuvent se poser au niveau du raccordement des profils partiels.

- En profil continu, depuis la surface, en utilisant un train de tiges (appareil fig. 3). La tige porte-enclume est progressivement remontée au fur et à mesure de l'enfoncement.

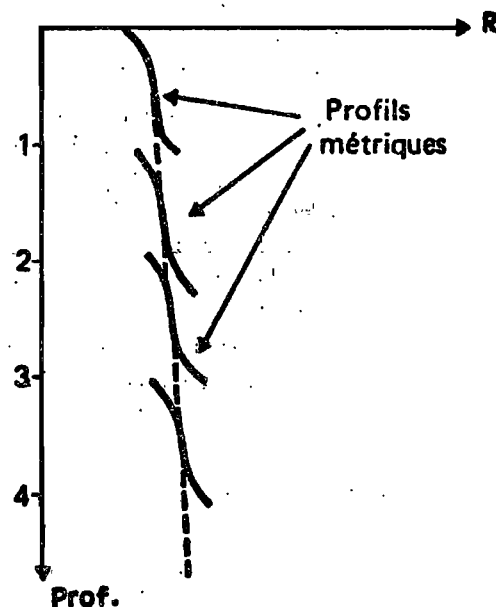
Le poids de la tige intervenant dans le calcul de la résistance à la pénétration (cf. formule des Hollandais : paragr. 5), il est souhaitable d'opérer dès le début avec la totalité du train de tiges monté : ceci simplifie considérablement les calculs (cf. paragr. 5) et permet de prendre comme unité de travail - alors constante pour toute l'opération - l'énergie correspondant à une chute du plus petit mouton utilisé. Si le montage de l'ensemble du train de tiges pose des problèmes au début d'opération (sondage profond : vibrations), on pourra avoir des poids fixes correspondant au poids d'une tige, qu'on fixera au sommet de la tige porte-enclume et qui simuleront les tiges non fixées et qui n'interviendront que par leur poids.

- Choix entre les deux méthodes : la deuxième méthode est de beaucoup la plus intéressante, évitant le terrassement, ne perturbant pas le site et correspondant à un profil pénétrométrique continu levé sur une verticale unique (pas de raccordement).

La méthode présente par contre plusieurs inconvénients : difficulté d'extraire l'appareil lorsqu'il est enfoncé à grande profondeur (la seule solution réellement efficace est de travailler à pointe perdue) ; possibilité d'apparition de frottements parasites (tige sur sol) importants, croissants avec la profondeur, et faussant la mesure au-delà d'un certain niveau. Comme illustration de ce phénomène, on peut citer le cas observé par F.X. HUMBEL, de profils métriques réalisés sur marches d'escaliers, systématiquement et régulièrement distordus (graphique ci-contre).

Ainsi, on prendra le système marche d'escaliers :

- = chaque fois qu'on aura possibilité de le faire à titre de test et de comparaison avec le système continu, sur le même site.
- = impérativement, lorsqu'opérant en continu, la forme régulière du profil pénétrométrique pourra être imputée à la seule intervention de frottements à partir d'un certain niveau. Dans ce cas, un simple essai comparatif sur marches d'escaliers pourra permettre de lever l'ambiguïté et de préciser la méthode à retenir pour des mesures à réaliser dans ce type de sol.



Remarque : des profils métriques distordus à leurs extrémités permettent de tracer une courbe éliminant ces accidents terminaux. L'échelle de profondeur métrique est évidemment arbitraire et le phénomène peut parfaitement apparaître à une autre échelle.

- Réalisation de la mesure. La masse est choisie en fonction du sol et de son état d'humidité, de façon à obtenir un enfoncement faible mais sensible pour un choc du mouton.

L'appareil monté est installé et maintenu verticalement pointe posée sur le sol : on laisse alors tomber la masse sous l'effet de son propre poids depuis la position haute fixée par la butée ; on note l'enfoncement correspondant et ainsi de suite.

En fait, on peut relever les mesures de deux façons :

- . soit noter la profondeur d'enfoncement à chaque chute du mouton, ou toutes les n chutes (n étant petit ; sinon changer la masse pour une plus lourde) ; on trace alors en détail la courbe cumulée de l'énergie dépensée.
- . soit compter directement le nombre de coups nécessaires pour enfoncer la tige de n centimètres : on trace alors directement un profil pénétrométrique.

Il faut de toute façon un opérateur dirigeant la manipulation et relevant les résultats et un ou mieux deux aides : l'un actionne le mouton, l'autre maintient la tige à la main. Ceci est généralement nécessaire, même avec un guide, pour amortir les vibrations et empêcher les rebonds de l'appareil en cas d'horizon très résistant.

- Choix du couple de paramètres masse x hauteur de chute

La hauteur de chute sera généralement comprise entre 50 et 100 cm ; dans cet intervalle, le choix de la masse permettant une bonne précision et une sensibilité suffisante est question d'habitude, d'expérience ou d'essais préalables.

Pour une masse donnée sur un appareil donné, il est commode de choisir la hauteur de chute pour avoir une valeur ronde par chute du mouton, de l'énergie intervenant pour le calcul de la résistance (cf. formule des Hollandais : paragr. 5). De même, il est commode d'établir pour chaque appareil, une série de valeurs de hauteur de chute pour les différentes masses, de telle sorte que le passage d'un couple masse x hauteur de chute à un autre corresponde à un multiple de l'unité de travail du plus petit couple. Ceci conduit à effectuer pour chaque appareil des calculs assez compliqués, mais qui, effectués une fois pour toutes, font gagner un temps considérable pour l'interprétation des données de terrain et leur rendu définitif.

- Précautions particulières à prendre. Les points délicats de la manipulation sur lesquels les opérateurs commettent souvent des incorrections concernent :

- . la verticalité de l'enfoncement : on risque alors d'introduire des frottements parasites de la tige sur le sol.
- . la remontée de la masse et sa hauteur de chute. En mesure de série, où on procède assez vite, l'opérateur a souvent tendance à donner un choc vers le haut sur la butée (risque de remontée de la tige, de la butée) ou au contraire à ne pas atteindre exactement cette butée pour éviter ce risque et on a alors une hauteur de chute faussée par défaut.

5. CALCULS

La résistance à la pénétration est donnée par la formule empirique dite des Hollandais :

$$R = \frac{P^2 H}{2 (P + p) ES}$$

R en kg/cm²

P = poids du mouton en kg

p = poids tige + enclume en kg

S = section de la pointe en cm²

H = hauteur de chute du mouton en cm.

E = enfoncement par chute du mouton en cm.

Cette formule peut s'écrire :

$$R = \frac{P^2 H}{2 (P + p)} \times \frac{1}{E} \times \frac{1}{S}$$

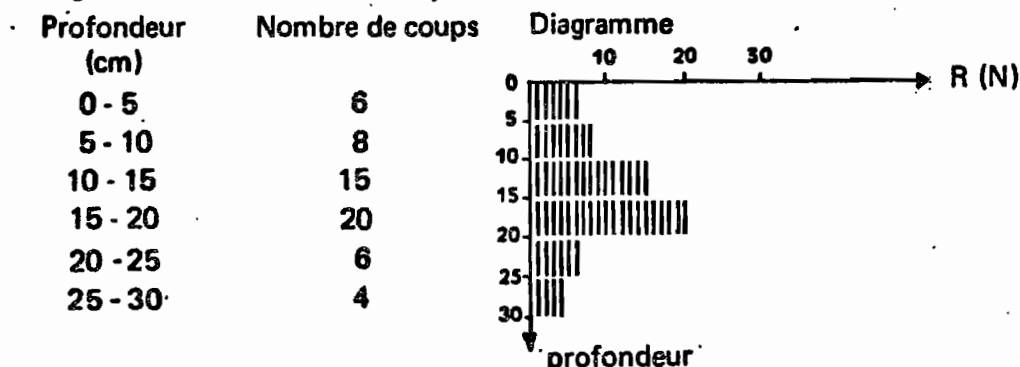
- le terme $\frac{P^2 H}{2 (P + p)}$ a les dimensions d'un travail ; il est fixé pour chaque couple masse du mouton x hauteur de chute.

- le terme $\frac{1}{S}$ est constant ; c'est un paramètre de l'appareil.

- le terme $\frac{1}{E}$ est l'élément mesuré (cf. paragr. 4).

- soit qu'on mesure l'enfoncement pour chaque chute du mouton ou pour chaque série de n chutes du mouton
- soit qu'on mesure le nombre de chutes du mouton nécessaire pour réaliser un enfoncement donné ; dans ce cas, à un coefficient multiplicatif constant près, ce nombre mesuré donne directement - pour un mouton donné - la résistance R en fonction de la profondeur.

C'est ainsi qu'on peut immédiatement tracer sur le terrain, un profil pénétrométrique, sous forme de diagramme en bâtons, en comptant et reportant le nombre de coups pour enfoncer la tige de n cm (n = 5 dans l'exemple choisi ci-dessous).



6. PRECISION Il existe peu de données, à notre connaissance, sur la précision des mesures pénétrométriques.

Des répétitions intègrent obligatoirement l'erreur de la mesure et la dispersion due à l'hétérogénéité du terrain, puisque la mesure ne peut être réalisée qu'une fois sur une verticale.

Des essais réalisés à Bondy (A.COMBEAU), sur des profondeurs limitées, ont montré que dans ce cas (sols pauvres en graviers et cailloux), trois essais suffisent pour mettre en évidence, de façon significative, soit l'existence d'une semelle de labour ancienne à 25 cm de profondeur, soit le passage d'un horizon superficiel à l'horizon sous-jacent (vers 35 cm).

La sensibilité de la mesure est évidemment accrue par l'utilisation de masselottes plus légères et par la réduction de la hauteur de chute, (ceci au détriment de la durée d'exécution de la mesure).

7. /LIMITES TECHNIQUES/

- Mesure de caractère ponctuel, linéaire et aveugle, permettant difficilement de distinguer un obstacle fortuit (caillou, cavité, racine) d'une variation généralisée.

En conséquence :

- . son application est pratiquement impossible dans les sols caillouteux ou riches en racines grosses ou moyennes,
- . il est nécessaire de la coupler ou plus précisément l'étalonner par rapport à la morphologie du sol observée,
- . il est nécessaire de faire des répétitions, sauf pour la mise en évidence de discontinuité ou limites franches de résistance à la pénétration.
- Erreurs imputables au frottement de la tige contre les parois de forage, où l'enfoncement rigoureusement vertical est difficile à réaliser ; ces questions de frottement posent tout le problème de la mesure avec train de tiges ou en marches d'escaliers (cf. paragr. 4).
- Erreurs imputables aux vibrations de la tige qui provoquent frottements et bourrage sous la pointe en sol dur et sec (infiltration de terre sous la pointe).
- Extraction difficile de l'appareil en reconnaissance profonde, dans le cas d'horizon mou sous un horizon dur, dans les cas d'éboulement du forage au fur et à mesure de sa réalisation...
- Fragilité des soudures et des filetages aux chocs et vibrations : détérioration rapide du matériel en sols durs ou élastiques.
- Erreurs fréquentes dans l'enregistrement du nombre de chocs : il faut réellement cocher chaque choc d'où l'avantage de la technique du relevé de terrain en diagramme signalée en paragr. 5.

8. /DISCUSSION - POINT DE VUE SCIENTIFIQUE - NORMALISATION et CONCLUSIONS/

Discussion : mesure globale ; difficulté d'obtenir des résultats comparables.

- les phénomènes physiques déterminant la résistance à la pénétration du sol, sont multiples ; ils varient avec les sols (constitution, structure), avec les conditions de mesure (humidité), avec les caractères de l'appareil utilisé. Même en opérant avec un appareil normalisé, les résultats ne sont pas obligatoirement physiquement comparables. Il ne s'agit que d'un test.

Ceci entraîne un certain nombre de conséquences :

- . nécessité d'un étalonnage morphologique de la mesure.
- . nécessité d'associer à tout établissement de profil pénétrométrique, le relevé d'un profil hydrique. Pour une caractérisation des sols, opérer à des saisons comparables, aux extrema saisonniers hydriques...
- la technique est cependant extrêmement utile lorsqu'elle permet de prospecter sans destruction du terrain (train de tiges) l'extension latérale de limites préalablement reconnues : discontinuité entre horizons, front d'humectation, de dessiccation...

Normalisation et conclusions

- Quand il s'agit d'un simple outil de prospection, la technique et l'appareillage restent entièrement libres : une tige fine aiguisée, manipulée à la main peut être un appareil de reconnaissance pénétrométrique parfaitement efficace dans certains cas.

- pour toute mesure établie à des fins de comparaison chiffrée, de caractérisation, la normalisation du matériel est absolument indispensable :
 - . les dimensions et forme de pointe et tige sont à respecter chaque fois que possible.

- . en cas de non pénétration (sols trop résistants), réduire toutes les proportions données de 1/2 en conservant la même forme et les mêmes rapports ; tenir compte de cette réduction dans l'expression des résultats.
- pour mémoire : intérêt de comparer les données pénétrométriques sur profil avec des données pénétrométriques à échelles plus fines (pénétromètre à ressort ; opération sur face de tranchée, sur agrégats...), mais les premiers résultats obtenus à l'échelle millimétrique sont décevants, très dispersés et très difficiles à interpréter.

9. FABRICATION DE MATERIEL

- Sans difficulté technique apparente et généralement de prix de revient modeste.
- La seule réelle difficulté réside dans la qualité des matériaux qui subissent en définitive des efforts très importants : les tiges flambent, les soudures lâchent... on est toujours étonné des dégâts enregistrés dans une série de mesures ; or, cette robustesse est d'autant plus difficile à obtenir que les dimensions des matériels restent faibles.

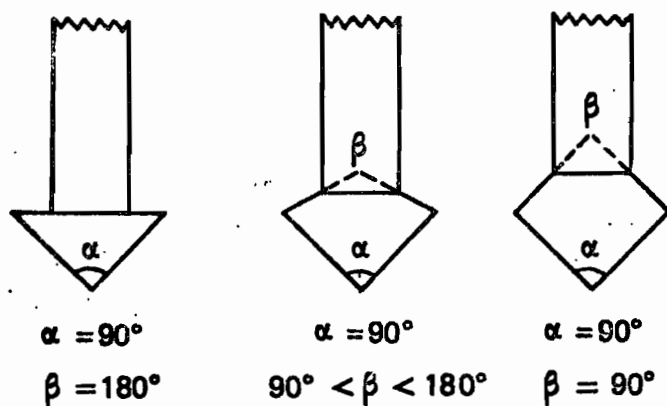
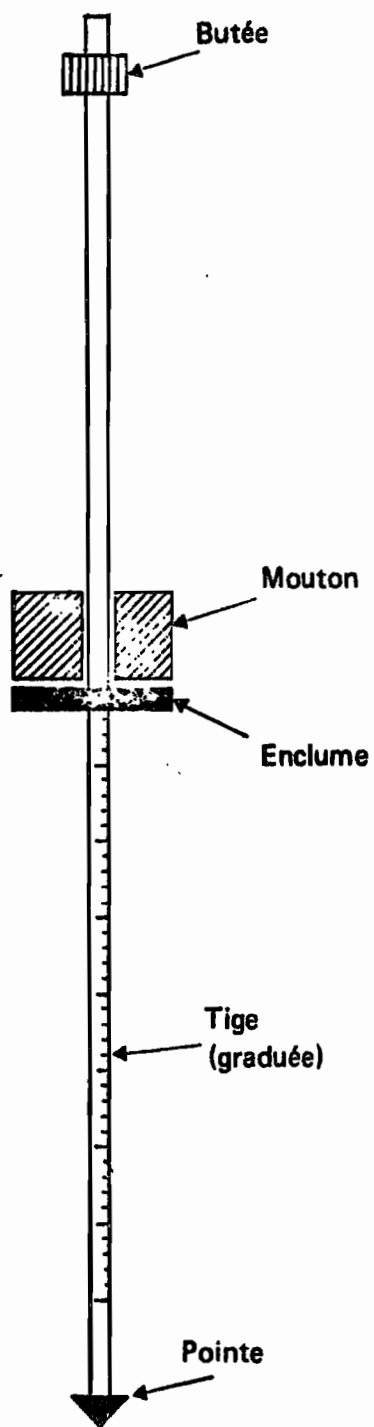
10. REFERENCES

Bibliographie

- SANGLERAT (G.) - 1965 - Le pénétromètre et la reconnaissance des sols.
DUNOD, Paris, 230 p.

Rédacteurs: P.AUDRY - A.COMBEAU - F.X. HUMBEL

Pédologues à consulter : P.AUDRY - A.COMBEAU - F.X. HUMBEL.



Acceptées $\left\{ \begin{array}{l} \alpha = 90^\circ \\ \beta \text{ compris entre } 90 \text{ et } 180^\circ \end{array} \right.$

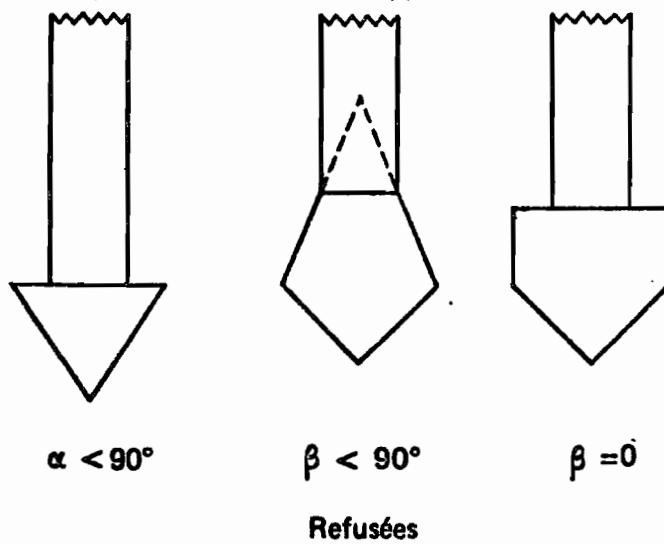


Fig. 1 PENETROMETRE DYNAMIQUE

Fig. 2 FORME DE LA POINTE

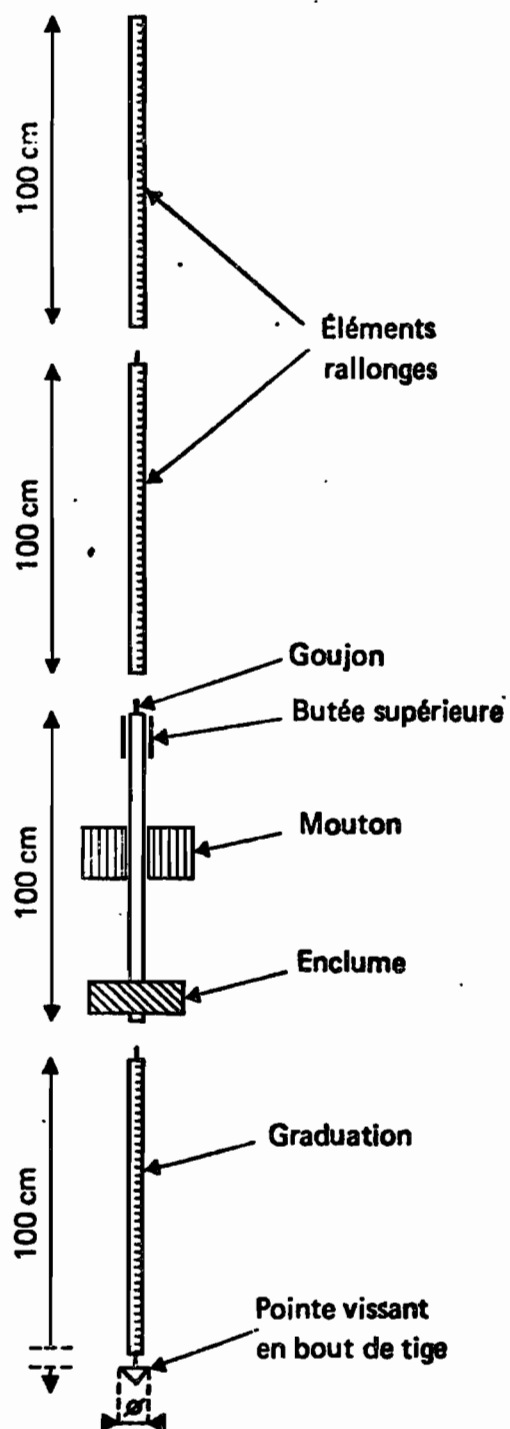


Fig. 3 SCHEMA DE PENETROMETRE DYNAMIQUE
EN ELEMENTS D'UN METRE

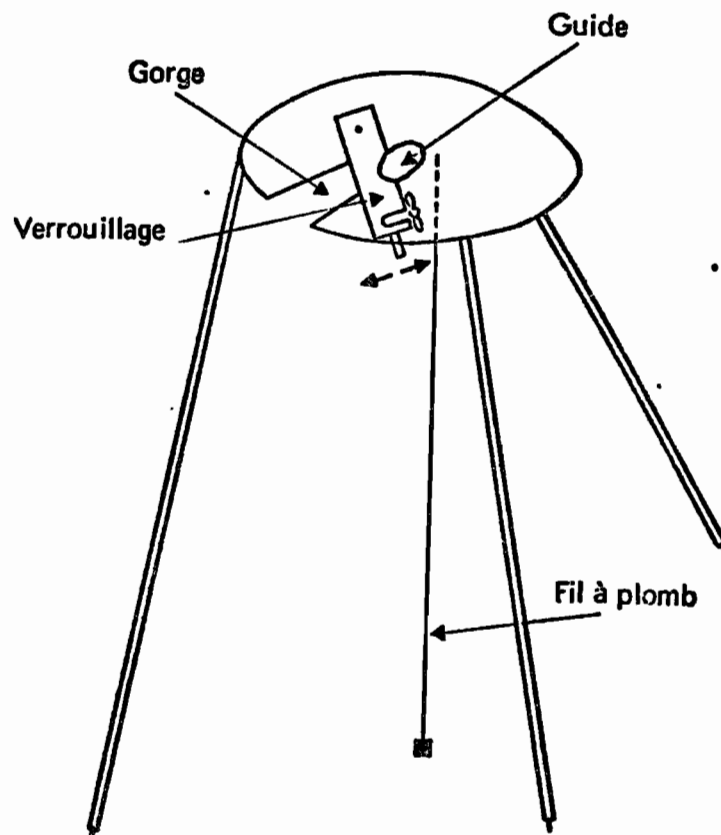


Fig. 4 TREPIED AVEC GUIDE ET FIL A PLOMB

O. R. S. T. O. M.

Direction générale :

24, rue Bayard, PARIS 8^e

Services Scientifiques Centraux :

Service Central de Documentation :

70-74, route d'Aulnay - 93 - BONDY