

La compacité de sols ferrallitiques du Cameroun : une zonalité dans ce milieu en relation avec la dessiccation saisonnière

F.X. HUMBEL

Pédologue de l'ORSTOM

RÉSUMÉ

Dans les sols ferrallitiques du Cameroun, la densité apparente mesurée in situ varie verticalement et suivant le matériau originel. Mais si on la rapporte au seul volume hors quartz et qu'on l'exprime sous forme d'une compacité, les courbes relatives aux différents profils d'une même région coïncident assez bien.

La compacité hors quartz d'un horizon pourrait donc être une caractéristique de pédogenèse ; et en effet la compacité de la tranche superficielle croît du sud au nord, comme la rigueur de la saison sèche. La savanisation et certaines interventions des hommes l'augmentent également.

— Ces variations de compacité superficielle ont été étudiées et mises en relation avec d'autres caractères liés au pédoclimat, notamment la dessiccation saisonnière, et l'activité biologique. La porosité grossière de facture animale ou racinaire apparaît comme une importante composante de ces variations de compacité.

— Les caractéristiques physiques et hydriques des sols étudiés révèlent, par leurs variations dans le domaine ferrallitique, l'existence d'une zonalité en relation avec le climat et l'activité humaine. Le sud humide et forestier s'oppose même au nord savanisé et à longue saison sèche. La région intermédiaire présente des caractères originaux.

— Deux essais d'interprétation à partir de la dynamique hydrique actuelle de ces sols sont proposés, l'un pour le nord, l'autre pour le sud du domaine étudié. Ces schémas dynamiques font intervenir l'ensemble des caractéristiques observées ou mesurées, en relation avec certaines conditions du milieu.

SUMMARY

In the Cameroonian ferrallitic soils, bulk density measured in situ varies vertically and according to the rock-material. But when it is referred only to the volume excluding quartz, and expressed as a compactness, the curves relative to the different profiles of the same region coincide fairly well.

The out-quartz compactness of an horizon could then be a pedogenesis characteristic. And, as a matter of fact, the compactness of the superficial layer, as well as the harshness of the dry season, increases from South to North. The formation of savannah and some of man's interferences also increase this compactness.

These variations of superficial compactness have been studied and related to other characteristics linked with pedoclimate - notably seasonal desiccation and biological activity. The macro-porosity due to animals or roots appears like an important component of these variations of compactness.

The physical and hydric characteristics of these soils reveal, by their variations in the ferrallitic field, the existence of a zonal arrangement due to climate and human activity. The South, moist and covered with forest, stands in contrast with the North, which is more dry and covered with savannah. The region in between shows original features.

Two attempts of interpretations are proposed, one for the North and the other one for the South, based on the present hydric dynamics of these soils. These dynamics schemes include most of the characteristics either observed or measured, in relation to certain conditions of the environment.

РЕЗЮМЕ

В ферралитных почвах Камёруна, объемный вес измеренный на месте варьирует по вертикали и в зависимости от первичного материала. Но если его отнести к одному лишь внекварцевому объёму и выразить в форме плотности, то кривые соответствующие различным профилям одной и той же области совпадают довольно удовлетворительно.

Таким образом внекварцевая плотность могла бы служить характеристикой почвообразования; и действительно, плотность поверхностного слоя возрастает с юга к северу вместе с интенсивностью засухи. Саваннизация и некоторые вмешательства человека также повышают её.

— Эти вариации поверхностной плотности были изучены и поставлены в связь с другими, связанными с почвенным климатом, признаками, в частности с сезонным высыханием и биологической деятельностью. Грубая пористость, животного или корневого происхождения, представляется важной слагающей этих вариаций плотности.

— Вариации физических и водных характеристик изученных почв в ферралитной области проявляют наличие значительной зональности, связанной с климатом и человеческой деятельностью. Влажная и лесная южная зона противопоставляется саванне и продолжительному засушливому периоду на севере. Промежуточная зона отличается своеобразными характеристиками.

— Два опыта интерпретации исходя из современной динамики этих почв будут предложены: один для северной, другой для южной зоны изученной области. Эти динамические схемы опираются на совокупность отмеченных или измеренных характеристик и на некоторые закономерности среды.

PLAN

1. Introduction
2. Sols et facteurs du milieu
3. Densité et compacité
 - 3.1. Définition et expression
 - 3.2. Obtention des données
 - 3.3. Résultats obtenus
 - 3.3.1. Densité apparente
 - 3.3.2. Compacités
4. Humidité saisonnière

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, n° 1, 1974 : 73-101.

5. Autres caractères

- 5.1. Matière organique
- 5.2. Minéralogie
- 5.3. Activité biologique
- 5.4. Porosité grossière et perméabilité

6. La zonalité

- 6.1. Mise en évidence
- 6.2. La partie supérieure des sols jaunes forestiers du sud
- 6.3. La partie supérieure des sols rouges de l'Adamaoua
- 6.4. La région intermédiaire

7. Interprétation

- 7.1. Le système forestier humide
- 7.2. Le système sec condensant

8. Conclusion

Bibliographie

Annexes

I Expressions volumique et pondérale

II Calcul d'expressions partielles

III La densité apparente dans les sols ferrallitiques

1. Hétérogénéité densimétrique
2. Pression et décompression
3. Retrait saisonnier

I. INTRODUCTION

Le domaine des sols ferrallitiques s'étend au Cameroun du parallèle 2 au parallèle 7 °N. Sur cet immense territoire le climat passe du régime sub-équatorial au sud au régime tropical au nord. Les roches-mères et les modelés sont également très variés. Pourtant, si l'on excepte les régions montagneuses de l'ouest et d'autres secteurs rajeunis par l'érosion, la couverture pédologique de ce domaine ne présente que des différences mineures dans la chimie, la minéralogie et l'organisation morphologique des profils : le pH est moins acide au nord qu'au sud mais le complexe absorbant est partout fortement désaturé en cations échangeables ; gibbsite, hématite et gels d'hydroxydes s'ajoutent localement à la kaolinite et à la goëthite toujours présentes ; l'appauvrissement en argile des horizons A est inégalement marqué, la matière organique est différemment concentrée ou répartie.

— Des régions humides aux régions de climat plus contrasté les modifications les plus apparentes sont le changement de couleur du jaune au rouge, avec individualisation des pseudo-sables, et le passage de la végétation forestière à la savane. Les pédologues qui ont effectué l'inventaire morphologique et cartographique de ces sols ont noté également des différences dans la densité d'assemblage de la matière et les changements de cohésion qui en résultent : ils ont décrit en particulier à la partie supérieure des profils sous savane un horizon plus *compact*, ou plus *cohérent*, ou plus *consistant*. Leur diagnostic s'appuyait sur l'observation de la macro-porosité, sur la résistance à la pénétration d'une pointe, sur les réactions au choc et aux tensions ; ils ont associé parfois une plus forte dessiccation à l'augmentation de cohésion. Inversement les horizons supérieurs des sols forestiers du sud leur sont apparus nettement allégés, poreux et fragiles et d'autant plus qu'ils étaient humifères et travaillés par la faune ou les racines.

— Ces différences d'organisation des constituants pédologiques à la partie supérieure des profils ne sont pas prises en compte directement par la classification car ni leur genèse, ni leur signification, ni leurs conséquences ne sont connues. Elles conditionnent cependant l'évolution actuelle du sol en faisant varier ses échanges d'air, d'eau et de chaleur avec l'atmosphère. Ces changements de compacité superficielle, par rapport aux horizons sous-jacents et d'un point à l'autre du domaine ferrallitique, sont ici étudiés et chiffrés, puis mis en relation avec d'autres caractéristiques des sols et du milieu : squelette quartzeux, dynamique saisonnière de l'eau, matière organique, minéralogie, activité biologique, perméabilité, interventions de l'homme, etc.

Cette différenciation superficielle peut résulter en effet d'actions humaines directes ou indirectes sur le sol et la végétation. Mais elle peut aussi constituer une expression importante de la pédogenèse et être reliée à des facteurs externes, par l'intermédiaire de la composition minéralogique, de la répartition des biotopes et surtout du pédo-climat. Dans cet article elle est seulement mise en évidence par des données physiques globales mais sa caractérisation complète nécessitera des études minéralogiques et micromorphologiques.

2. SOLS ET FACTEURS DU MILIEU

Les caractéristiques physiques et hydriques de trente profils de sols ferrallitiques du Cameroun ont été

mesurées en 1970, 1971 et surtout 1972. Ce sont des sols jaunes ou rouges, sous forêt ou sous savane, répartis en onze *paysages pédologiques* ou toposéquences, étalés en latitude du sud au nord (fig. 1). Trois d'entre eux ont été étudiés en collaboration avec J.-P. MULLER et J.-M. RIEFFEL, pédologues de l'ORSTOM (1972). Les matériaux originels sont variés : granites, gneiss, schistes, basalte, argile sableuse sédimentaire, colluvions. Les climats que subissent actuellement ces sols représentent assez bien l'ensemble du domaine ferrallitique camerounais : climat équatorial côtier à longue et unique saison des pluies (séquence KOM), climat sub-équatorial à deux saisons sèches inégales (séquences OTT, NGAT et EBOL auxquelles appartiennent respectivement les profils 4, 5 et 6 ci-dessous), climat tropical humide à saison sèche longue et accentuée (paysage NGD de l'Adamaoua dont font partie les profils 1, 2 et 3 ci-dessous), climats de transition ou d'altitude pour les autres. Le contexte chimique, minéralogique et cartographique de plusieurs de ces séquences était connu par des études régionales antérieures.

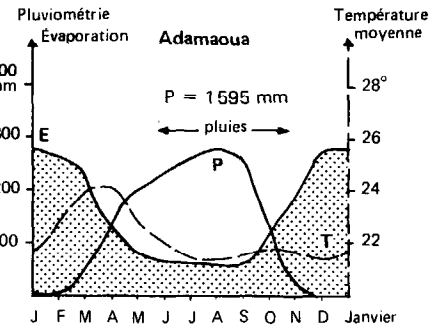
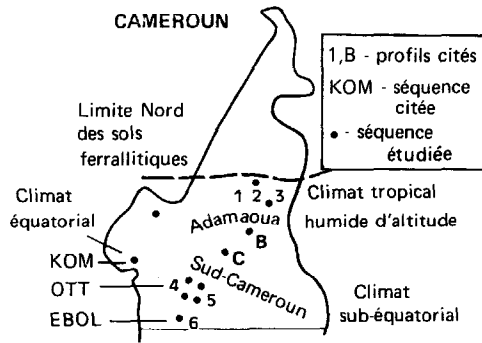
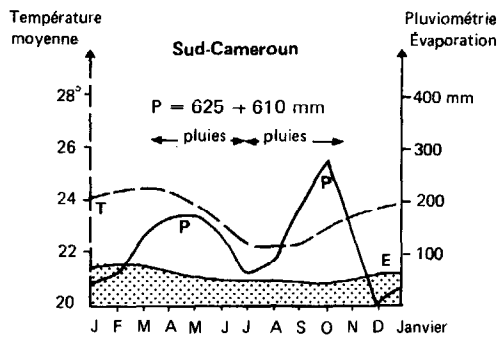
Le passage des sols jaunes aux sols rouges ne coïncide ni avec le contact forêt-savane ni avec la transition du climat sub-équatorial au climat tropical humide. Pour caractériser et opposer les milieux extrêmes du domaine étudié trois profils du Sud-Cameroun et trois profils de l'Adamaoua ont été choisis. Tous sont situés en sommet d'interfluve, sont épais et argileux et ne comportent pas d'horizon grossier dans les deux mètres supérieurs. C'est cette tranche de sol dont on étudiera les caractéristiques dans cet article.

Les profils 4, 5 et 6 du Sud-Cameroun sont des sols jaunes sous climat sub-équatorial. Les profils 1, 2 et 3 de l'Adamaoua sont rouges*. Leurs caractéristiques et celles du milieu sont schématisées sur la figure 1 et dans les tableaux ci-dessous :

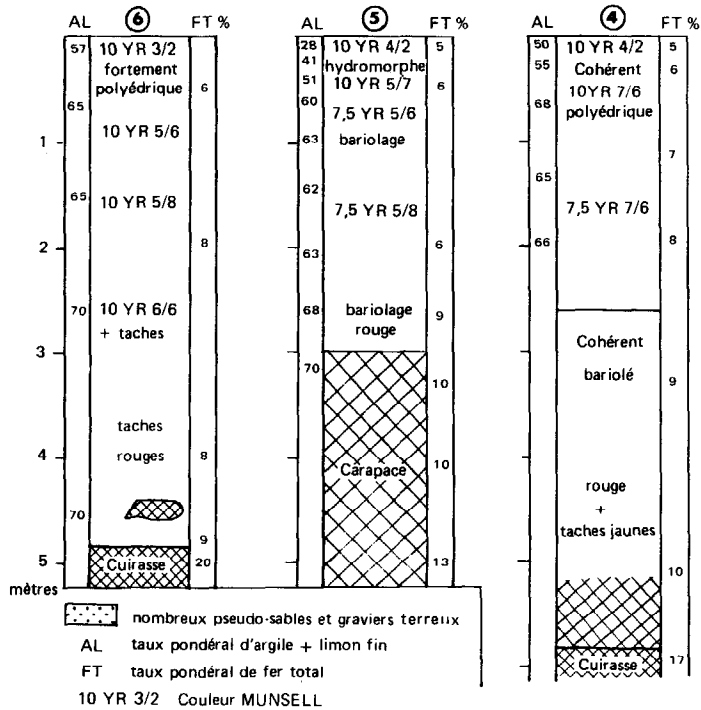
LES TROIS PROFILS DU SUD CAMEROUN (sols jaunes)

Le profil 4 est dans la réserve forestière d'Ottotomo, en haut de versant d'un interfluve dénivelé de 30 m et il dérive d'un gneiss embréchite à deux micas. L'horizon humifère (0-6 cm) est fortement allégé par l'activité termitique et un important laticis radicellaire. La pénétration de l'humus est décelable jusqu'à 25 cm

* Les profils 4, 5 et 6 sont respectivement les profils OTT2, NGAT1 et EBOL1, les profils 1, 2 et 3 sont respectivement les profils NGD 256, NGD 76 et NGD 207 cités dans des études antérieures (HUMBEL 1967 et 1970, NALOVIC et HUMBEL 1971).



soils ferrallitiques jaunes



soils ferrallitiques rouges

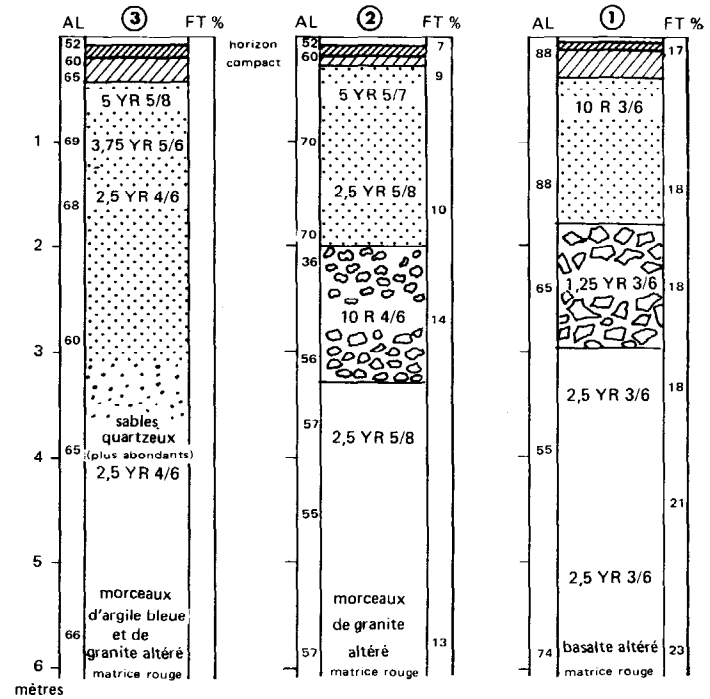


FIG. 1. — Situation et présentation des six profils étudiés

Profils n°	Latitude	Longitude	Altitude (m)	Température	Evaporation (mm)	Pluviométrie (mm)	Matériau	Végétation
4	3° 40'	11° 17'	700	23°5	690	1 550	gneiss	forêt dense
5	3° 24'	11° 33'	680	"	?	1 540	schiste	jachère de forêt
6	2° 49'	11° 07'	580	23°9	580	1 690	granite	forêt dense
1	7° 27'	13° 25'	1 100	22°2	1 800	1 575	basalte	forêt claire
2	7° 20'	13° 28'	1 140	"	"	"	granite	savane pâturée
3	7° 24'	13° 27'	1 100	"	"	"	mixte	savane pâturée

(Latitude, longitude, altitude, température moyenne annuelle, évaporation annuelle, pluviométrie moyenne annuelle, matériau original, végétation).

N°	Horizon A ₁							Horizon B					
	d	pH	A	F.T.	M.O.	T	V	d	pH	A	F.T.	T	V
4	0,44	3,8	37	5	10,4	30	2	1,25	4,8	58	7,5	6	3
5	0,81	5,3	22	(5)	3,5	10	12	1,25	4,9	58	6	8	8
6	0,61	3,6	50	(6)	9,1	22	9	1,26	4,5	62	8	7	1
1	1,04	5,0	73	17	2,4	23	7	0,94	6,0	80	18	20	4
2	1,19	6,0	45	7	4,1	10	47	1,00	5,5	62	10	5	8
3	1,28	5,7	48	—	2,4	10	20	1,10	5,8	64	—	7	5

(d densité apparente, pH acidité à l'eau, A, F.T. et M.O. taux % pondéraux d'argile, de fer total et de matière organique, V taux % de saturation de la capacité d'échange T par les cations échangeables).

mais irrégulièrement répartie. Il est composé de quartz, de kaolinite, de goethite et d'un peu de gels amorphes.

Le profil 5 est dans une jachère forestière remise en culture en 1970, en haut de versant d'un interfluve dénivélé de 20 m et faiblement déclive. Il dérive des schistes de *Mbalmayo* à chlorite, muscovite et filonets de quartz. Une structure fragmentaire y apparaît jusqu'à 70 cm de profondeur. Dans les deux décimètres supérieurs on observe des marques de lessivage et d'illuviation d'argile, ainsi que des taches d'hydromorphie ; en dessous il existe un horizon plus compact et plus cohérent avec de grandes surfaces luisantes. Ce profil est composé de quartz, de kaolinite et de goethite.

Le profil 6 est dans une bande de forêt conservée dans la station cacaoyère de Nkoemvone, au sommet d'un petit interfluve dénivélé de 20 m. Il dérive d'un

granite à biotite et pyroxène. L'horizon humifère (0-7 cm) est noir, grumeleux, très allégé par l'activité biologique mais plastique et sensible au tassement. Jusqu'à 50 cm de profondeur ce sol est nettement structuré en polyèdres. Il contient du quartz, de la kaolinite, de la goethite et de la gibbsite.

LES TROIS PROFILS DE L'ADAMAOUA (sols rouges)

Le profil 1 est sous une forêt claire (*Isobertia docka* et *dalziell*, *Monotes kerstingii*) et dérive du basalte ancien à olivine ; le profil 2 dérive d'un granite identifiable vers 6 m de profondeur mais il a été contaminé par des sols basaltiques voisins (HUMBEL 1966-1) ; le profil 3 est sur le talus de projections d'un ancien cratère d'explosion et l'on identifie vers 5 m de profondeur des morceaux de granite mélangés

à des volumes d'argile bleutée sans sables quartzeux. Ces trois profils présentent entre 5 et 30 cm de profondeur un horizon plus compact et plus cohérent, faiblement structuré en polyèdres ou vaguement prismatique. En dessous l'horizon rouge est friable et argileux, mais finement structuré en pseudo-sables ou graviers terreux emballés dans une matrice moins condensée et moins cohérente.

Le profil 1 acquiert par « effet de talus » une large structure prismatique d'ensemble, qui est moins nette dans les profils 2 et 3. Sa composition minéralogique est, dans l'ordre d'importance : kaolinite, gibbsite, fer « amorphe » augmentant de haut en bas, hématite et magnétite en haut du profil, goethite en bas. La présence de magnétite a pu fausser le dosage des oxydes hydratés de fer, qui atteignent 15 % (SÉGALEN *et al.* 1972). Les profils 2 et 3 sont plus riches en sables quartzeux et plus pauvres en fer total et en fer « amorphe », avec une capacité d'échange également plus faible.

CONCLUSION

Ces six profils sont ferrallitiques et fortement désaturés en cations échangeables (AUBERT et SÉGALEN 1966). Un écran forestier protège les profils 4 et 6 dont la partie supérieure, organique et intensément travaillée par la faune, est nettement structurée et allégée. La forêt a été défrichée autour du profil 5 qui est plus compact et moins humifère. Dans les profils 1, 2 et 3 au contraire l'activité biologique est réduite en surface. Du haut en bas la matrice y est d'abord *condensée* en une couche superficielle sèche et compacte puis en pseudo-sables et graviers terreux durcis. Ces trois sols sont exposés presque directement à l'ardeur du soleil.

AUTRES PROFILS CITÉS

Dans la zone forestière les séquences OTT et EBOL partent des profils 4 et 6 (chapitre 5.1). La séquence KOM est située près de Douala sous climat équatorial totalisant 2 500 mm de pluviométrie en 9 mois contigus. Le profil KOM5 est situé dans une plantation de cultures vivrières, en bas de versant, sur des colluvions très cohérentes. Le reste de la séquence est sous une forêt peu dense et dérive d'une argile sableuse à galets quartzeux, d'origine sédimentaire (HUMBEL 1966-2).

Dans la zone de transition entre le sud et l'Adamaoua le *profil B* (fig. 10) est situé près de Goyoum (latitude 5°15', altitude 650 m) sur micaschistes, sous forêt, en sommet d'interfluve. Le *profil C* est situé

près de Médalbom (latitude 4°40', longitude 12°50', altitude 680 m) sur embréchite à biotite, sous galerie forestière, en bas de pente d'une interfluve qui est, lui, sous savane arbustive. Les sols B et C sont rouges mais plus jaunes dans les deux mètres supérieurs.

CLIMAT

La pluviométrie annuelle est sensiblement la même du sud au nord du domaine étudié (1 600 mm environ) mais le régime climatique se modifie profondément : au sud l'insolation et l'évaporation sont faibles (1 700 h/an et 600 mm) et la pluviosité répartie en deux saisons humides de durée inégale. Au nord l'insolation et l'évaporation sont importantes (2 200 h/an et 1 800 mm) et la pluviosité est concentrée en une seule saison, avec maximum en juillet et août.

3. DENSITÉ ET COMPACITÉ

3.1. Définition et expression

La *densité apparente* en sec in situ, d , est le poids de l'unité de volume de sol en place après séchage de sa matière à l'étuve à 105°. De par son mode d'obtention c'est ici une caractéristique globale, d'un horizon ou d'une tranche d'horizon.

— La *compacité* est considérée ici comme l'antonyme de la porosité. La compacité totale C représente la fraction du volume total qui est occupée par la matière solide. Si D est la densité réelle elle est chiffrée par le rapport d/D , et le complément à 1* de celui-ci est la porosité totale, $P = 1 - d/D$. La porosité est occupée par des gaz et de l'eau en proportions variables dans le sol en place.

— La matière solide caractérisée volumiquement par C peut être séparée en deux fractions, le plasma argileux déformable et le squelette quartzeux incompressible, s (sables supérieurs à 20 μ). La porosité totale P peut être séparée en trois composantes fonctionnelles, tirées du comportement hydrique saisonnier, et qu'on peut rapprocher de composantes dimensionnelles : la fraction retenant l'eau à pF 4,2, le complément d'eau utile pour atteindre la capacité de rétention, laquelle limite la micro-porosité, enfin la capacité minimale pour l'air, assimilable à la macro-porosité. Ces trois fractions sont dénommées ici

* ou à 100 lorsqu'on exprime porosité et compacité en pour cents (figures).

respectivement *porosité intrinsèque*, *porosité utile* et *porosité grossière*.

— Pour caractériser les sols étudiés il a été nécessaire de rapporter différentes fractions du volume total à une partie de celui-ci seulement (annexe I). En effet dans ces sols deux fractions du volume total subissent des variations si importantes, d'un profil à l'autre ou du haut en bas de chaque profil, qu'elles enlèvent de ce fait toute possibilité d'étudier directement les variations des autres, lorsque celles-ci sont exprimées par rapport à ce volume total. Ce sont le volume occupé par le squelette quartzéux et la porosité grossière. Pour éliminer leur influence on a donc exclu du volume total d'abord le volume du quartz, ce qui a permis d'étudier les variations de la porosité, puis, en plus, la fraction grossière de cette dernière pour étudier les relations volumiques du plasma avec la micro-porosité.

— Le volume total doit être évidemment représentatif ce qui suppose que la densité apparente est mesurée assez globalement pour inclure l'hétéro-

généité de répartition de ces différentes composantes, notamment celle des pores grossiers biologiques dont la répartition paraît irrégulière. L'emploi d'un densitomètre à membrane qui opère sur un volume important, et de nombreuses répétitions ont permis d'englober cette hétérogénéité.

— Exclure le quartz pour étudier la porosité n'est justifié que s'il n'y a pas d'assemblage compact des grains rigides du squelette : l'examen micromorphologique de ces sols indique que la distribution relative du plasma est *porphyroscuelique* ou *agglomérplas-mique* dans une distribution référée du squelette qui est *au hasard* (BREWER 1964). Sauf parfois en surface il n'y a donc pas dans ces sols argileux de porosité due au contact de sables *vrais*. Exclure le quartz et la porosité grossière permet de caractériser l'assemblage du plasma entre les grains du squelette dans une distribution porphyroscuelique.

— Les expressions partielles qui ont été utilisées sont les expressions cumulées suivantes (fig. 2) :

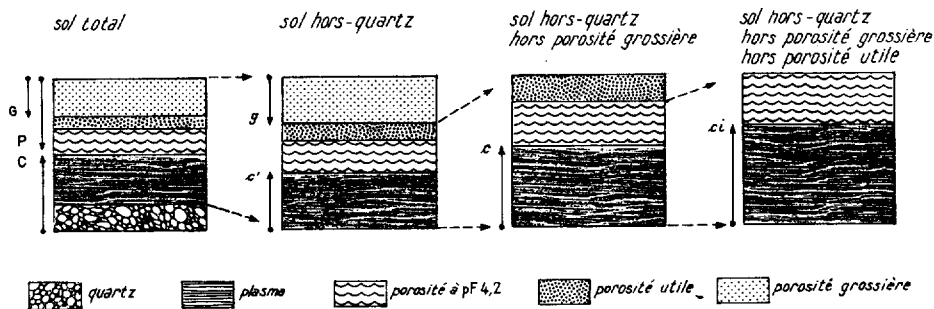


FIG. 2. — Expressions volumiques partielles.

— la *compacité hors quartz* c' , qui est le volume de plasma rapporté au volume hors quartz (plasma + porosité totale). Son expression chiffrée est : $c' = \frac{d}{D} \times \frac{2,65 - sD}{2,65 - sd}$, 2,65 étant prise comme densité réelle du quartz.

— la *compacité plasmique** c , qui est le volume de plasma rapporté au volume hors quartz-hors

* Cette dénomination est incomplète puisque la compacité qu'elle désigne est aussi une expression hors quartz. Elle n'est pas non plus très satisfaisante puisque c' et ci caractérisent également le plasma. On l'emploiera ici, pour simplifier.

porosité grossière. Son expression chiffrée est :

$$c = \frac{2,65 - sD}{2,65 - sD + 2,65 hD}, \text{ h étant la capacité au champ.}$$

— la *compacité intrinsèque* ci , qui est le volume de plasma rapporté au volume hors quartz - hors porosité grossière - hors porosité utile, c'est-à-dire au volume plasma + porosité intrinsèque. Son expression chiffrée est : $ci = \frac{2,65 - sD}{2,65 - sD + 2,65 fD}$, f étant l'humidité pondérale au point de flétrissement permanent.

— Dans ces sols c' est une fonction croissante de d , décroissante de D et s ; c est une fonction décroissante de D , s et h ; et ci une fonction décroissante

de D , s et f . L'annexe II présente le détail de leur calcul. c et ci sont indépendantes de d , à la différence de c' . Toutes les trois sont des expressions hors quartz.

— L'usage de la compacité au lieu de la porosité présente l'avantage de conserver aux courbes de variation le sens et l'allure de celles de la densité apparente, dont la signification est familière et qui sert à calculer la compacité. Il est en outre logique d'exprimer le pourcentage de matière solide car c'est celle-ci qui détermine l'espace poral fin et non l'inverse. Par ailleurs les différentes expressions cumulées de la compacité sont normalement décalées en abscisse et peuvent être portées ainsi sur le même graphique.

— *Conclusion* : Avec deux données de terrain, d et h , et trois données de laboratoire s , f et D on dispose de quatre expressions de la compacité pour caractériser l'assemblage de la matière pédologique dans un horizon. Ces expressions ne sont pas additives, à la différence des classes de porosité utilisées, et leurs valeurs croissent dans l'ordre C , c' , c , ci . C caractérise l'assemblage global, c' exclut le volume occupé par le squelette quartzéux (d'où son nom), c exclut en plus la porosité grossière irrégulièrement répartie dans le plasma, enfin ci ne conserve que la porosité intrinsèque.

— On n'utilisera pas dans cette étude les porosités partielles $1-c'$, $1-c$ et $1-ci$ qui correspondent à ces compacités. Mais on fera apparaître souvent la porosité grossière $G = P - hd = 1 - hd - d/D$ et surtout la *porosité grossière hors quartz* $g = G/1 - sd/2,65$ qui est cette porosité grossière rapportée au volume hors quartz. L'hétérogénéité de sa répartition dans la masse de l'horizon a pu être englobée : malgré son importante composante biologique la porosité grossière de ces sols est donc une caractéristique mesurable. On verra qu'elle est également significative.

3.2. Obtention des données d , D , s , h et f

Les méthodes de mesure de d , D et f sont décrites dans P. AUDRY *et al.* (1973). Les résultats présentés ici ont été obtenus avec l'aide technique de B. FARDIN et L.C. YOUNO et des laboratoires de l'ORSTOM à Yaoundé et à Bondy.

La *densité apparente*, d , a été déterminée sur des volumes de 1 dm^3 environ à l'aide d'un densitomètre à membrane. L'hétérogénéité du terrain a été cernée par de nombreuses répétitions : elle est d'environ 0,05 et peut atteindre 0,20 dans certains horizons

A1 et Bfe. Les mesures faussées par la rencontre d'une racine, d'un caillou ou d'une cavité trop importants en regard du volume mesuré ou non caractéristiques de l'horizon étudié ont été éliminées (1 sur 10 ou 15) : d est donc une densité hors racines mais radicelles incluses, hors caillou isolé mais refus inclus, hors cavité de volume supérieur à $10\text{-}20 \text{ cm}^3$. L'incertitude absolue sur sa mesure est d'environ 0,02 (HUMBEL 1970). L'annexe III fournit quelques données sur l'hétérogénéité densimétrique des sols ferrallitiques et les causes d'erreur systématique.

La *densité réelle*, D , a été mesurée au pycnomètre à eau sur de la terre totale broyée à $0,2 \text{ mm}$ et séchée à l'étuve à 105° . De nombreuses répétitions ont permis d'avoir une bonne valeur moyenne. L'annexe I contient quelques réflexions sur d'éventuelles erreurs systématiques. Les variations verticales et latérales de densité réelle sont très faibles dans les profils étudiés, sauf dans les horizons Bfe, et en surface des sols forestiers où le quartz ou la matière organique s'accumulent.

Le *taux de quartz*, s , a été tiré de la composition granulométrique, refus et matière organique inclus, après écrasement complet des pseudo-sables argileux : c'est la somme des taux de graviers, sables grossiers, sables fins et limons grossiers. En fait il n'y avait pratiquement pas de graviers dans la tranche considérée de ces sols. Ce taux de quartz approche assez bien le taux de squelette car celui-ci contient peu d'autres espèces (magnétite dans le profil 1).

L'*humidité* h , est une humidité pondérale obtenue sur des échantillons prélevés à la tarière. C'est la moyenne de plusieurs déterminations effectuées pendant les saisons des pluies successives de 1970 à 1972. La relative stabilité du profil hydrique à ces périodes (fig. 4) situe cette valeur au voisinage de la capacité au champ. Dans ce milieu le remplissage de la porosité de rétention en saison humide et le ressuyage après une averse sont rapides et il n'y a pas saturation dans la tranche de sol concernée. Un ressuyage imparfait entre $0,5$ et $1,5 \text{ m}$ de profondeur dans les sols du sud (faible perméabilité) et une perte par évaporation en surface des sols du nord peuvent toutefois avoir amené respectivement une surestimation et une sous-estimation de la capacité au champ. Il a été tenu compte de la précision médiocre de cette intéressante donnée de terrain.

L'*humidité* f , est l'humidité pondérale au pF 4,2, point de flétrissement permanent. Elle a été mesurée à la presse à membrane sur de la terre tamisée à 2 mm . (En l'absence de refus r , il n'a pas été nécessaire

de multiplier par $1-r$ le résultat obtenu sur cette terre fine). Rapportée au poids ou au volume de plasma cette caractéristique de laboratoire est assez stable dans chaque horizon.

3.3. Résultats obtenus

3.3.1. DENSITÉ APPARENTE

Sous végétation naturelle les profils de densité apparente des sols ferrallitiques étudiés présentent dans chaque région une allure caractéristique, que perturbent seulement les horizons grossiers apparaissant à des profondeurs quelconques (fig. 3, 7, 10, 12).

Tranche 0-2 m. Dans les sols jaunes forestiers du sud la densité apparente est très faible en surface et croît rapidement jusqu'à une valeur constante atteinte vers 50 cm de profondeur ; toutefois dans certains profils, ceux qui sont moins humifères ou qui ont été cultivés par exemple, cette montée conduit à une douce convexité suivie d'une décroissance faible. Mais cette convexité apparaît bien plus profondément et est bien moins accusée que celle qui forme le pic de densité des sols de l'Adamaoua. On verra cependant qu'elles se relient progressivement l'une à l'autre. Dans les sols rouges de l'Adamaoua les profils présentent tous vers 5-15 cm de profondeur un « pic de densité » nettement marqué, de montée rapide puis de décroissance lente. Au-dessous on observe une douce concavité.

Au-dessous de 2 m la densité apparente augmente lentement, aussi bien dans les sols jaunes que dans les sols rouges, à la fois progressivement et par petits paliers. Elle peut diminuer relativement un peu dans l'horizon d'altération et d'autres décroissances relatives apparaissent parfois aussi au-dessus ou au-dessous des pics de densités provoqués par les horizons grossiers ferrugineux. Ceux-ci débutent brusquement faisant monter rapidement la densité puis celle-ci décroît généralement après un maximum situé près du sommet de ces horizons. Le pic de densité dû aux horizons grossiers ferrugineux est donc lui aussi dissymétrique.

Remarque : Alors que la pression subie augmente avec la profondeur (annexe III 2 et fig. 13) la densité apparente varie peu sur une grande épaisseur de sol. Le poids de la terre sus-jacente n'est donc pas un facteur essentiel de l'assemblage de la matrice de ces sols épais de plusieurs mètres.

— Si les profils de densité apparente présentent dans chaque région climatique une allure analogue ils n'en sont pas pour autant superposés et on constate même un net décalage en valeur absolue. *Ce décalage va persister dans les courbes de compacité totale mais s'atténuer ou disparaître dans celles de compacité hors quartz* (qui conservent le sens de variation des courbes de densité apparente).

3.3.2. COMPACITÉS

Compacité totale C :

Les profils de compacité totale* (fig. 3) ont des allures proches de celles des profils de densité apparente car la densité réelle varie peu d'un profil à l'autre et du haut en bas de chaque profil. L'écart entre les profils développés à partir de matériaux différents dans une même région est donc à peu près conservé**. L'écart est un peu augmenté pour le sol dérivé de basalte car ce sol a les densités réelles les plus élevées et les densités apparentes les plus basses.

Compacités hors quartz c' :

La compacité hors quartz se révèle beaucoup plus constante d'un profil à l'autre d'une même région que la densité apparente et la compacité totale : la figure 3 montre la quasi-superposition de ses courbes pour les trois sols rouges de l'Adamaoua et leur rapprochement très net pour les trois sols jaunes du Sud-Cameroun. Pourtant les roches-mères et les taux de squelettes diffèrent. Pour le petit horizon compact sub-superficiel des trois sols rouges de l'Adamaoua on obtient :

n°	Profondeur (cm)	s	d	D	C	c'
1	5 - 10	0,09	1,23	2,87	0,429	0,404
2	5 - 10	0,40	1,39	2,60	0,535	0,415
3	10 - 15	0,38	1,42	2,71	0,522	0,405

* Des mesures pénétrométriques ont montré que des changements de cohésion accompagnent ces changements de compacité. Le squelette quartzéux influe aussi sur ces résultats qui ne seront pas présentés dans cette étude.

** L'échelle des abscisses $1 u = 0,1$ $d = 0,04$ en C, c', c et c' a été choisie pour donner à d et à C les mêmes variations si D vaut $2,5 : 0,1/2,5 = 0,04$.

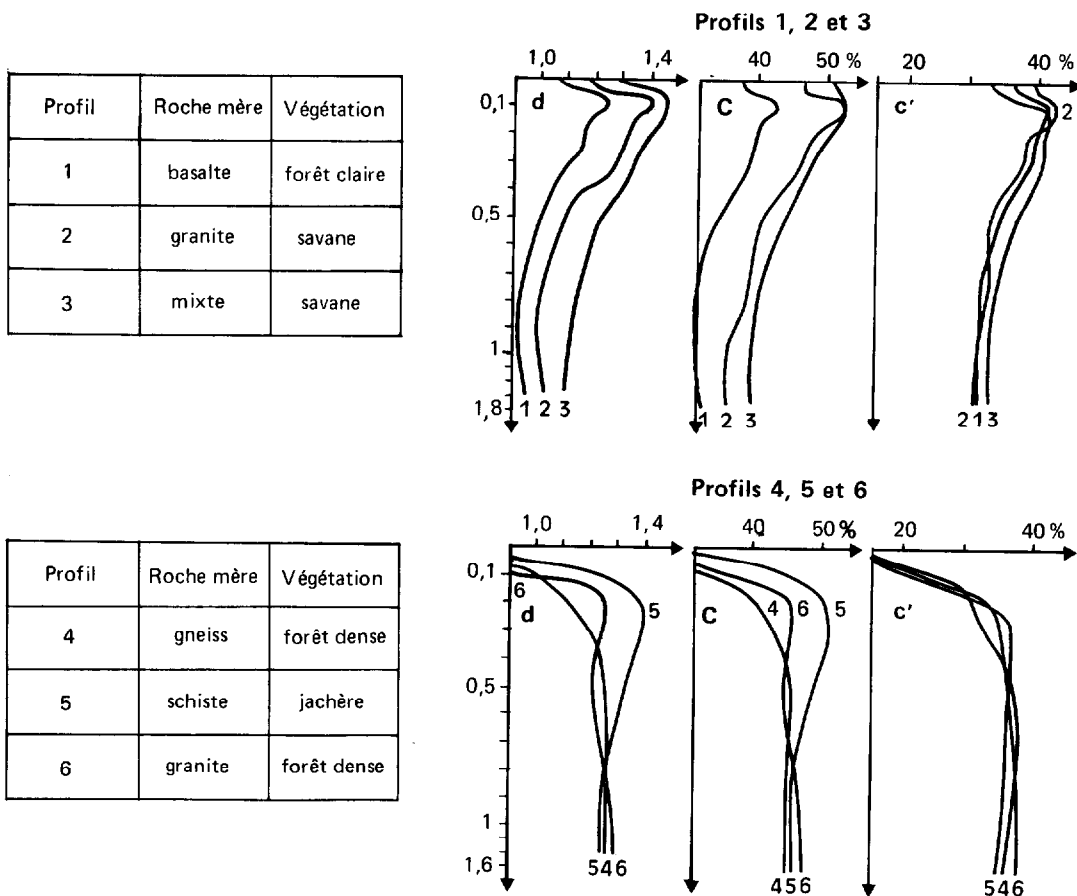


FIG. 3. — *Densité apparente et compacités*

en haut : profils rouges 1, 2 et 3 de l'Adamaoua
 en bas : profils jaunes 4, 5 et 6 du Sud-Cameroun
 d : densité apparente
 C : compacité totale
 c' : compacité hors quartz

Dans la concavité des courbes de densité de ces mêmes sols, on obtient vers 1 m de profondeur :

N°	Profondeur (cm)	s	d	D	C	c'
1	100	0,08	0,92	2,86	0,322	0,302
2	100	0,27	0,99	2,69	0,370	0,300
3	100	0,30	1,09	2,72	0,401	0,318

Dans les sols 4,5 et 6 du Sud-Cameroun on obtient, à la même profondeur :

N°	Profondeur (cm)	s	d	D	C	c'
4	100	0,33	1,26	2,75	0,459	0,360
5	100	0,37	1,25	2,71	0,461	0,350
6	100	0,34	1,28	2,69	0,476	0,375

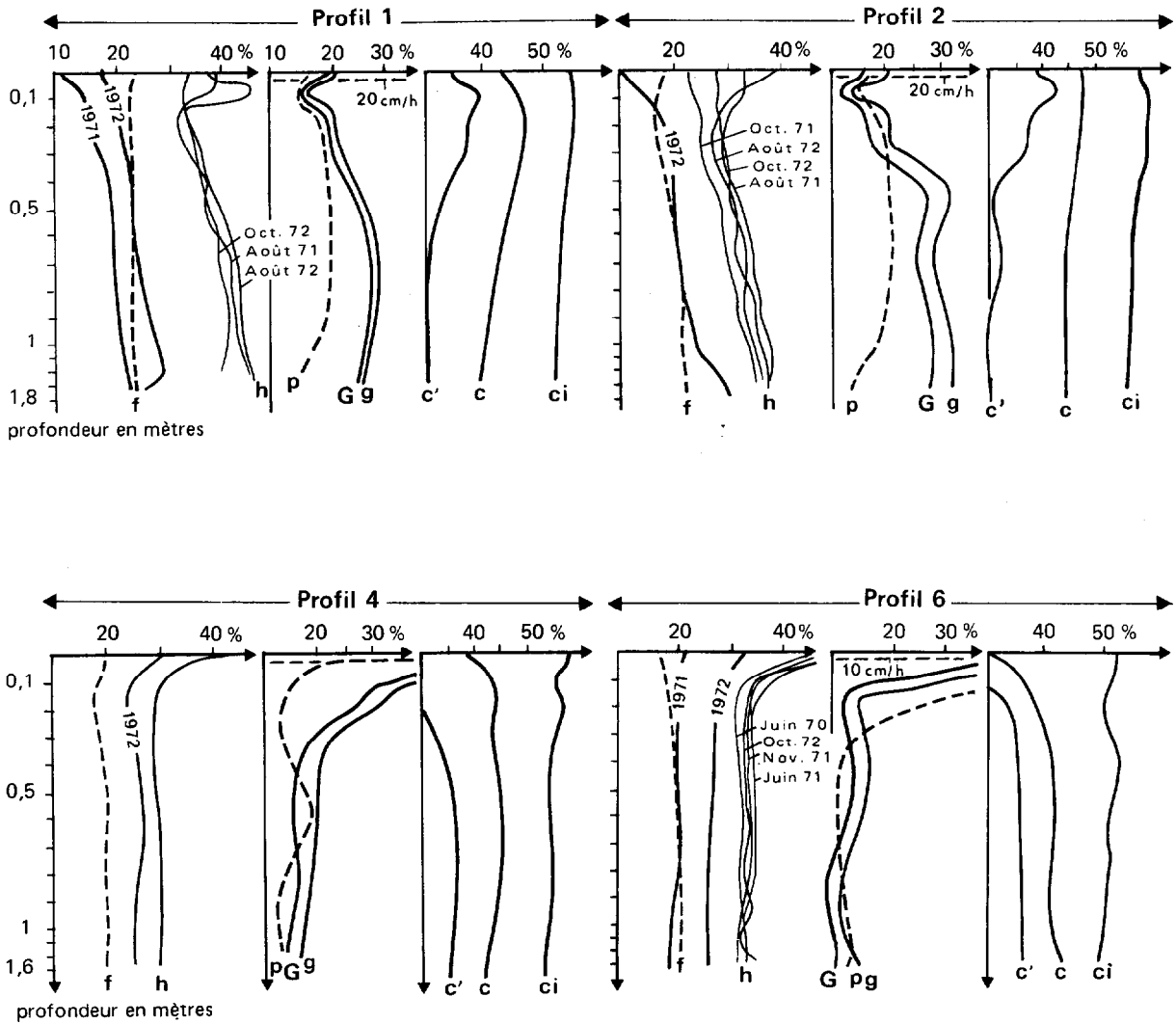


FIG. 4. — Profils hydriques saisonniers et porosité - compacités

en haut : profils rouges 1 et 2 de l'Adamaoua

en bas : profils jaunes 4 et 6 du Sud-Cameroun

c' : compacité hors quartz

c : compacité plasmique

ci : compacité intrinsèque

f : humidité au F 4, 2

1971 : profil hydrique de saison sèche

h : profils de saison des pluies donnant la capacité au champ

oct. 72 : date d'un de ces profils

G : porosité grossière du sol total

g : porosité grossière hors quartz

p : perméabilité Müntz en cm/h

Dans ces sols jaunes la compacité hors quartz varie peu entre 0,4 et 2 m de profondeur mais elle diminue fortement dans les horizons supérieurs, humifères et structurés :

N°	Profondeur (cm)	s	d	D	C	c'
4	0 - 5	0,36	0,44	2,52	0,175	0,123
5	0 - 5	0,70	0,81	2,75	0,294	0,103
6	0 - 5	0,37	0,62	2,87	0,216	0,143

N°	Profondeur (cm)	s	d	D	C	c'
4	10 - 15	0,40	1,00	2,60	0,385	0,277
5	10 - 15	0,60	1,29	2,69	0,480	0,271
6	10 - 15	0,42	1,10	2,72	0,404	0,282

Ainsi la compacité hors quartz a sensiblement la même valeur dans les horizons équivalents des profils dérivés de matériaux originels différents, la coïncidence étant moindre toutefois pour les horizons humifères des sols forestiers. Mais cette compacité varie selon l'horizon considéré puisqu'elle atteint 0,41 à la partie supérieure des sols rouges de l'Adamaoua puis diminue progressivement jusqu'à 0,3 vers 1 m de profondeur ; dans les sols jaunes elle est au contraire faible en surface (0,1 à 0,15) puis augmente rapidement jusqu'à 0,35-0,37, valeur atteinte dès 40 cm de profondeur, et reste ensuite constante jusqu'à 2 m et plus. La compacité hors quartz pourrait donc être, dans une certaine mesure et en première approximation, une caractéristique de pédogenèse.

Compacités plasmique et intrinsèque

Ces expressions de la compacité, qui sont indépendantes de la porosité grossière et du squelette quartzueux, varient peu d'un profil à l'autre, du haut en bas de chaque profil, et même selon les régions du domaine ferrallitique. A la partie supérieure des profils la compacité plasmique c a cependant tendance à augmenter dans les sols rouges de l'Adamaoua et à diminuer au contraire dans les sols jaunes du sud (fig. 4 et 6).

Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. XII, n° 1, 1974 : 73-101.

Entre 0,4 et 2 m de profondeur les valeurs moyennes de c et ci sont :

Compacité	Sud-Cameroun	Adamaoua
c	0,42	0,45
ci	0,55	0,52

4. HUMIDITÉ SAISONNIÈRE

Les profils hydriques saisonniers des sols étudiés font également apparaître d'importantes différences entre le sud et le nord du domaine ferrallitique :

au sud, sous forêt (fig. 4, en bas) l'humidité varie peu de haut en bas des profils aux extrema saisonniers, sauf tout en surface. Au minimum de saison sèche et en année normale (1970 et 1972) elle reste bien au dessus du pF 4,2 ; en 1971, année sèche, elle l'a atteint sur deux mètres d'épaisseur. A chaque saison des pluies l'humidité s'est fixée assez rapidement à la capacité au champ. Celle-ci n'est dépassée qu'à plus grande profondeur (3 m) où la saturation est parfois atteinte.

au sud, sous cultures (fig. 5) le comportement hydrique est bien différent : en saison sèche l'humidité de la partie supérieure des profils est nettement au dessous de pF 4,2. Aux extrema saisonniers l'humidité croît sensiblement de haut en bas. Ce comportement est analogue à celui des profils de l'Adamaoua, quel que soit leur couvert végétal.

au nord, sous savane ou forêt claire (fig. 4, en haut) l'humidité aux extrema saisonniers augmente nettement de haut en bas des profils. Au minimum de saison sèche elle est, en année normale, bien au-dessous du pF 4,2 à la partie supérieure des sols. Au-dessous elle reste proche du pF 4,2 jusque vers 3 m. En 1971 le pF 4,2 a été franchi sur près de 2 m d'épaisseur. Comme dans le sud l'humidité s'établit rapidement en saison humide à une valeur considérée comme la capacité au champ et s'y maintient longuement. Mais cette humidité croît de haut en bas jusqu'à une saturation qui a été observée, en haut en pente, vers 6 m de profondeur.

CONCLUSION

Le comportement hydrique des sols du sud est, sauf sous cultures, bien différent de celui des sols de l'Adamaoua : deux cycles majeurs d'humectation-dessiccation par an au lieu d'un, non franchissement du pF 4,2 en saison sèche, humidité variant peu de

haut en bas. La répartition du système racinaire indique que l'évapo-transpiration, phénomène à composante biologique, peut y commander en grande partie les échanges d'humidité avec l'atmosphère.

Le franchissement du pF 4,2 dans la tranche superficielle des sols de l'Adamaoua indique qu'il s'y produit au contraire une importante évaporation directe. En année normale la tranche concernée par

cette dessiccation poussée au-dessous du pF 4,2 est précisément l'horizon plus compact signalé précédemment. Le maximum de pseudo-sables et de graviers terreux s'observe dans la tranche 0,4-2 m qui, certaines années, se dessèche fortement.

— Ainsi l'opposition entre le nord et le sud révélée par les profils de densité ou de compacité se retrouve aussi dans la dynamique saisonnière de l'eau.

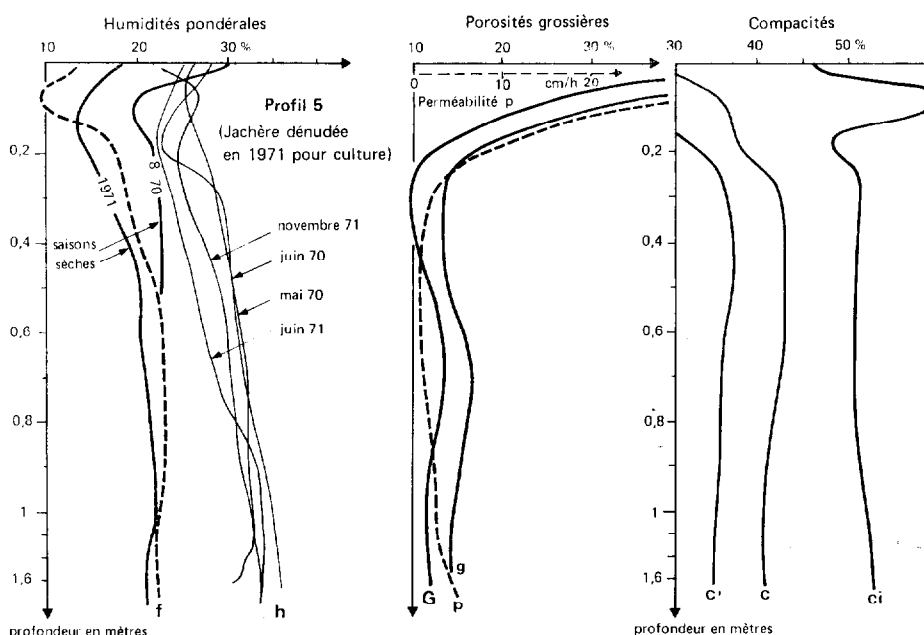


FIG. 5. — Profil forestier cultivé : caractéristiques physiques et hydriques du profil 5 (voir légende figure 4).

5. AUTRES CARACTÈRES

5.1. Matière organique

Au sud, sous forêt sa teneur pondérale est élevée à la partie supérieure des profils (4 à 16 % pour l'horizon A1) puis elle décroît rapidement en profondeur. La densité apparente varie en sens inverse ce qui modère les quantités cumulées* sur 2 m d'épaisseur, S, qui sont de l'ordre de 20 à 30 kg/m². Sous culture

* $S = \sum_0^{2m} o_i \times e_i \times d_i$, o_i étant la teneur pondérale en matière organique, et d_i la densité apparente de chaque horizon ou couche homogène i d'épaisseur e_i .

les teneurs pondérales sont plus faibles et donc aussi les quantités cumulées (13 kg/m² par exemple) malgré une densité apparente un peu plus élevée.

— A gauche de la figure 6 apparaissent les courbes de densité apparente, de taux pondéral de matière organique sur sol total (M.O.) et de plasma (1-s) dans les séquences KOM, OTT et EBOL de la zone forestière (chapitre 2). Leur décalage systématique dans l'ordre KOM 5 - 2 - 1, OTT 1 - 3 - 2 et EBOL 1 - 2 indique que le sol est d'autant plus léger qu'il est riche en matière organique et en plasma argileux. Les variations de densité sont très importantes puisqu'elles atteignent 0,80 en surface et 0,44 entre 0,5 et 2 m (annexe III 1).

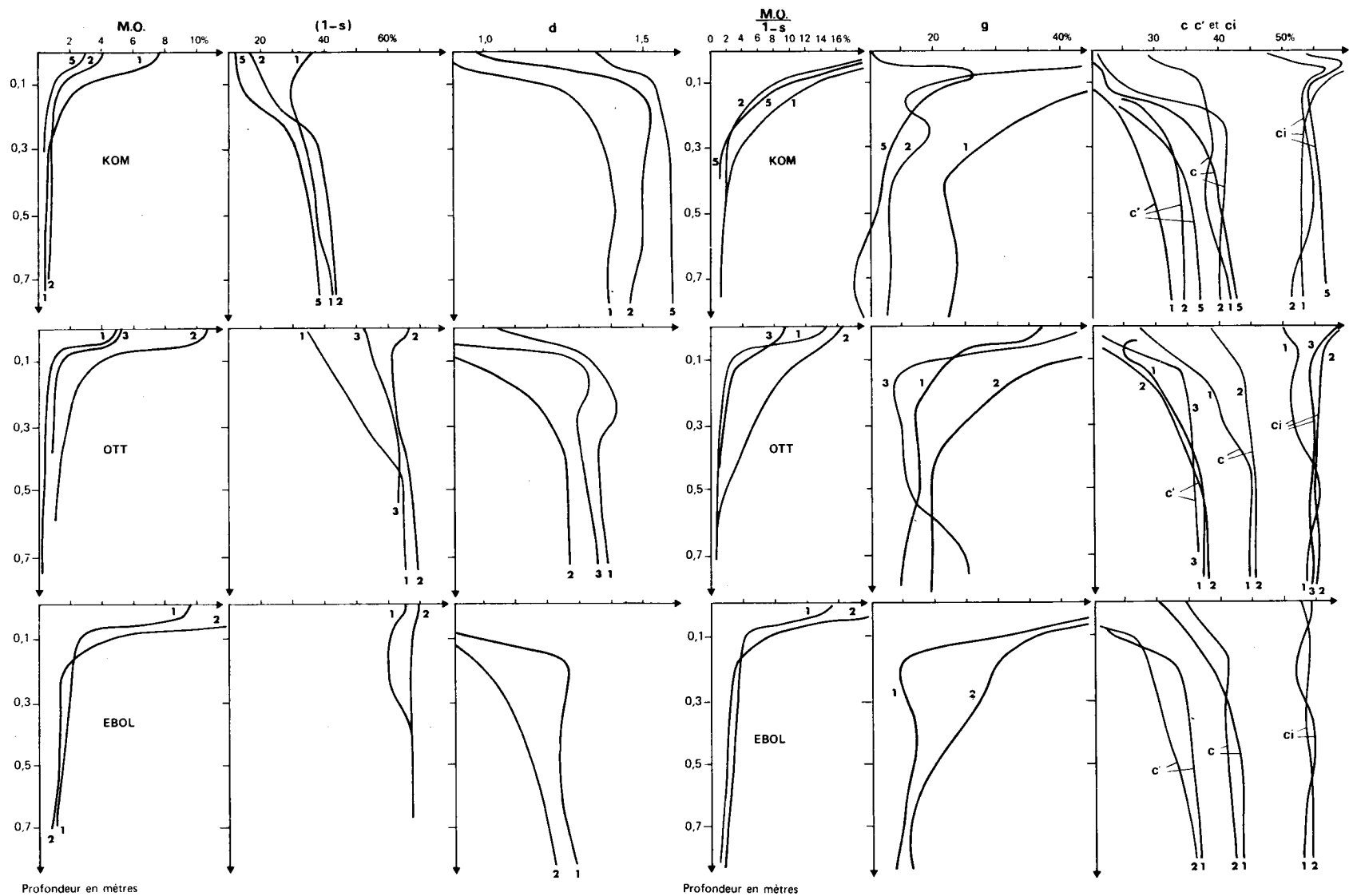


FIG. 6. — Séquences sous forêt, KOM, OTT et EBOL

d : densité apparente
M.O. : taux pondéral de matière organique
1-s : taux pondéral de plasma

M.O./1-s : matière organique rapportée au plasma
g : porosité grossière hors quartz
c', c et ci : compacité hors quartz, plasmique et intrinsèque

Les différences entre profils et séquences sont moins importantes dans les expressions hors quartz de la matière organique et de la compacité (fig. 6, à droite) La teneur en quartz est donc le facteur qui influence principalement la densité apparente en surface de ces sols. Les extrêmes obtenus sont en surface :

Profil	M.O. %	1-s	d	% M.O./ $(1-s)$	g %	c' %	c %	ci %
EBOL 2	15,5	0,68	0,53	22,8	61	13,5	34,5	52,4
KOM 5	2,7	0,12	1,34	22,5	11	13,5	13,6	54,0

Mais le décalage persiste, atténué : par exemple KOM 1 nettement plus humifère donne en surface les plus faibles compacités hors quartz de sa séquence et il en est de même pour OTT 2 et EBOL 2 dans leurs séquences. La faible densité propre des composés organiques n'en est pas la cause car la compacité intrinsèque varie relativement peu et tend même à augmenter en surface dans les profils les plus humifères. De même la compacité plasmique diminue nettement à la partie supérieure des profils mais relativement moins dans les profils les plus humifères KOM 1, OTT 2 et EBOL 2. Il est possible que l'hydrophobie des composés organiques ait fait comptabiliser des pores fins non occupés par de l'eau dans les classes porométriques plus grossières.

L'augmentation très nette de la porosité grossière (fig. 6) en surface de ces sols et, en valeur relative, dans les profils les plus humifères, paraît le facteur principal de diminution de la compacité hors quartz à la partie supérieure des sols forestiers. C'est donc probablement en développant la structure et l'activité biologique perforante que l'accumulation organique provoque l'allègement de cette tranche de sol. La légèreté des matières organiques intervient aussi, secondairement.

Au nord, sous savane ou forêt claire la teneur pondérale en matière organique est faible dans l'horizon A1 (2 à 4 %) mais au-dessous elle est un peu plus élevée qu'à la même profondeur dans les sols du sud. La densité apparente étant élevée jusqu'à 50 cm de profondeur les stocks sont encore importants puisqu'ils dépassent souvent 20 kg/m² pour la tranche 0-2 m.

CONCLUSION

Les régions sud et nord s'opposent encore, non par les quantités globales de matière organique mais

par la répartition de celle-ci dans le profil et son influence sur l'organisation des constituants : la fraction du plasma constituée par la matière organique peut atteindre en effet 1/3 dans l'horizon A₁ des sols jaunes du sud mais dépasse rarement 1/6 dans les sols rouges de l'Adamaoua.

5.2. Minéralogie

Les variations minéralogiques du plasma sont faibles du haut en bas des profils et même d'une extrémité à l'autre du domaine ferrallitique. La kaolinite, la goethite, le quartz y sont presque toujours présents, la gibbsite et l'hématite dans certains profils seulement. L'analyse thermique différentielle semble indiquer, dans les sols rouges de l'Adamaoua une plus grande quantité de goethite et de gels d'hydroxydes en bas des profils qu'en haut (NALOVIC et HUMBEL 1971) mais ces variations verticales sont minimales comme celles des autres espèces minérales (sauf le quartz du squelette).

5.3. Activité biologique

— L'activité biologique n'a pas été mesurée mais déduite de l'observation du volume racinaire et de la porosité d'origine animale. Elle est très forte en surface des sols forestiers du sud où la faune est variée en espèces. Elle est faible au contraire dans l'horizon compact, sub-superficiel des sols de l'Adamaoua et due, dans ces sols, principalement aux termites : la zone travaillée par ces insectes est située sous l'horizon compact bien que la quête de nourriture se fasse tout en surface (il existe aussi de très nombreuses termitières épigées de grandes dimensions).

— Une grande partie de la macro-porosité observable est formée de galeries ou cavités biologiques. La structure fragmentaire est en effet peu développée et les espaces inter-agrégats sont réduits. Deux exceptions importantes toutefois : les horizons A1 des sols forestiers et les horizons rouges structurés en pseudo-particules. Compte tenu de cette composante structurale les variations de porosité grossière paraissent traduire, en les exagérant, les variations de l'activité biologique perforante et ameublissante.

5.4. Porosité grossière et perméabilité

La porosité grossière hors quartz g est très élevée en surface des sols forestiers du sud (40-70 %) puis

elle décroît rapidement à 10-20 % dès 30 cm de profondeur. Dans les sols rouges de l'Adamaoua elle est au contraire minimale dans l'horizon compact sub-superficiel (10-15 %) puis monte à 30 % dans les horizons sous-jacents. Ces variations importantes expliquent en grande partie les variations de densité ou de compacité globales.

Les courbes de « perméabilité » Müntz, p, (fig. 4 et 5) suivent ces variations de porosité grossière dans les sols forestiers ou p passe de 10-100 cm/h en surface à quelques cm/h seulement entre 0,5 et 1,5 m de profondeur (et même 0,1-1 cm/h par places) puis remonte un peu en profondeur. Dans les sols de l'Adamaoua la variation est inverse, comme pour g, mais plus faible, puisque p croît seulement de 1-10 cm/h dans l'horizon compact à 10-20 cm/h ensuite.

La porosité grossière G, qui est occupée par de l'air dans le sol ressuyé, constitue l'espace poral disponible pour l'écoulement de l'eau dans le test de conductibilité hydraulique en régime saturé appelé *perméabilité Müntz*. Si tous les pores grossiers servaient alors à la circulation per descensum de l'eau et avaient mêmes sections et interconnexions les variations verticales de p et de G auraient même allure dans un profil. Les différences entre les courbes de p et de G (ou de g) renseignent donc à la fois sur l'accessibilité verticale à l'eau de l'ensemble des tubes et cavités (piégeage d'air dans les tubes aveugles) et sur les modifications de la géométrie de l'espace poral. La diminution de p dans les horizons rouges à pseudo-particules et travaillés par les termites indiquerait donc que les connexions entre les cavités qu'ils présentent sont mal assurées.

6. LA ZONALITÉ

6.1. Mise en évidence

Les profils de densité et de compacité qui ont été obtenus dans ce domaine ferrallitique camerounais montrent que :

la *compacité intrinsèque* est assez constante du haut en bas des profils et du sud au nord du domaine ferrallitique. On note tout au plus une légère augmentation de 0,03 à la partie supérieure des sols relativement à leurs horizons profonds, et pour la tranche 0,4-2 m une valeur plus élevée de 0,03 dans les sols jaunes du sud relativement aux sols du nord.

la *compacité plasmique* augmente plus nettement dans la tranche supérieure des sols du nord mais décroît au contraire dans la tranche équivalente des sols du sud. Au-dessous elle est un peu plus élevée au nord.

la *compacité hors quartz* varie très nettement à la partie supérieure des profils : elle décroît de 0,35 à 0,15 dans les sols jaunes du sud et augmente au contraire de 0,30 à 0,40 dans ceux de l'Adamaoua.

— Relativement aux horizons sous-jacents les variations de compacité sont, pour l'horizon A1 des sols forestiers 4 et 6 et pour l'horizon compact sub-superficiel des sols rouges (1 et 2) de l'Adamaoua :

Profil	ci	c	c'
4	+0,03	-0,05	-0,23
6	+0,01	-0,12	-0,22
1	+0,02	+0,05	+0,10
2	+0,03	+0,04	+0,12

la *densité apparente* varie dans le même sens que la compacité hors quartz mais ses valeurs absolues dépendent du taux de squelette quartzueux des sols. Par l'allure de ses profils on peut cependant suivre du sud au nord l'évolution de l'assemblage des constituants pédologiques : la figure 7 présente différents profils de densité, décalés pour montrer le pic de compacité et en séparant sols jaunes et sols rouges : on constate que du sud au nord l'augmentation de compacité est d'abord profonde et peu marquée puis de plus en plus accusée et superficielle. Elle n'est pas spécifique des sols rouges, apparaît déjà dans la zone forestière du sud, en sol rouge comme en sol jaune, et s'accroît avec la rigueur de la saison sèche (exprimée globalement par l'évaporation). A droite des graphiques figurent, en pointillés, des profils de densité de sols situés encore plus au nord et qui ne sont plus ferrallitiques : la densité apparente y est partout plus élevée, sur toute l'épaisseur du sol.

En *conclusion* la densité-compacité hors quartz exprime une intéressante zonalité dans ce domaine ferrallitique. La compacité intrinsèque apparaît au contraire comme une constante du milieu ferrallitique. La compacité plasmique présente des caractères intermédiaires. Les autres caractéristiques étudiées présentent également une zonalité parallèle qu'il convient de rappeler :

Les *profils hydriques saisonniers* montrent que l'humidité est, sauf tout en surface, presque constante du haut en bas des sols forestiers et que ceux-ci subissent deux cycles de dessiccation-humectation par an sans que le flétrissement permanent soit atteint. Dans les

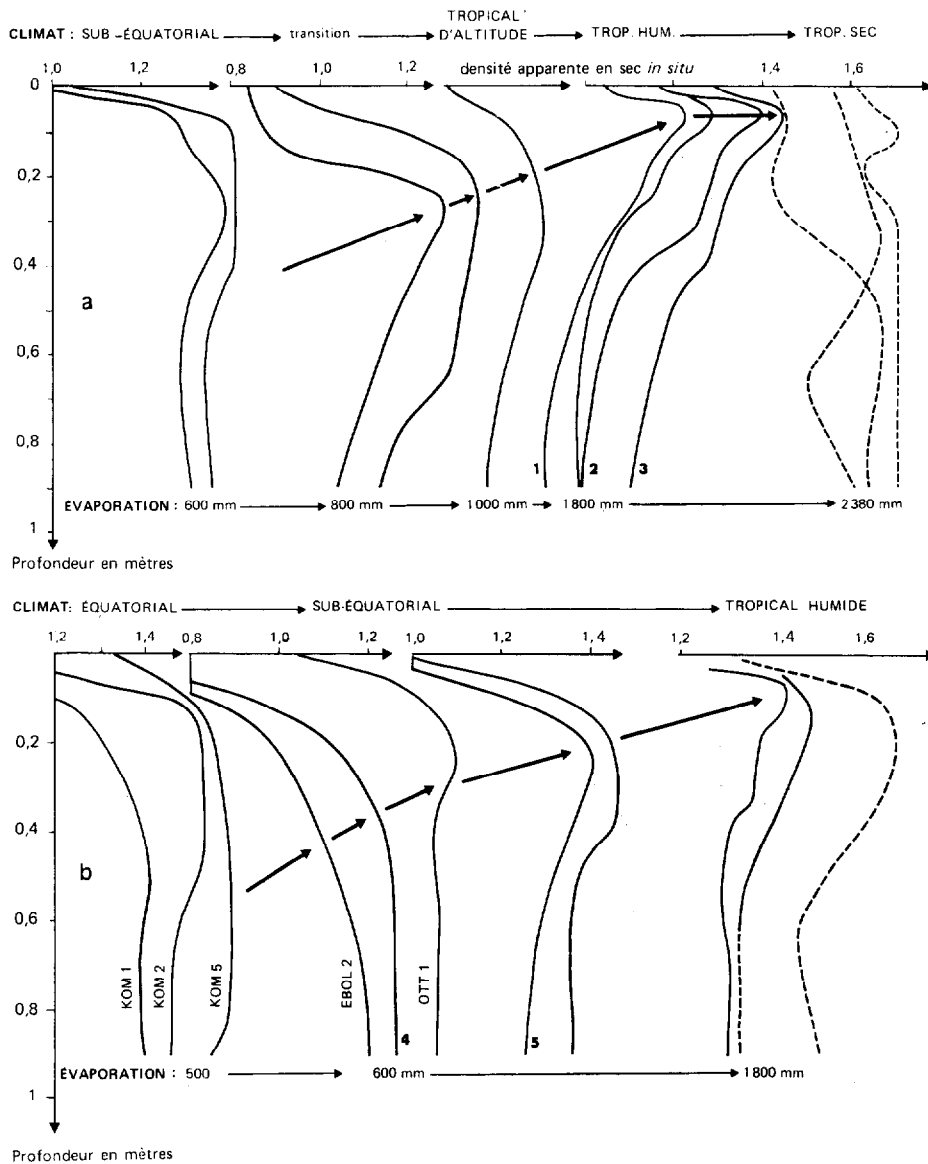


FIG. 7. — Profils de densité apparente (décalés) : leur évolution du sud au nord avec la sévérité de la saison sèche

- a) sols rouges, en tireté sols ferrugineux tropicaux rouges du bassin de la Benoué
- b) sols jaunes, à droite trois profils de sols remaniés ou arénacé de l'Adamaoua.

sols de l'Adamaoua au contraire le pF 4,2 est franchi plus ou moins fortement chaque année et l'humidité décroît nettement de bas en haut au minimum et au maximum annuels. Un point commun important entre ces deux régimes hydriques différents : à chaque saison

des pluies le profil hydrique vient rapidement se caler sur la capacité au champ alors que la dessiccation est très inégalement accentuée d'une année sur l'autre (en 1971 le sol s'est beaucoup plus desséché qu'en 1970 et 1972, au nord comme au sud).

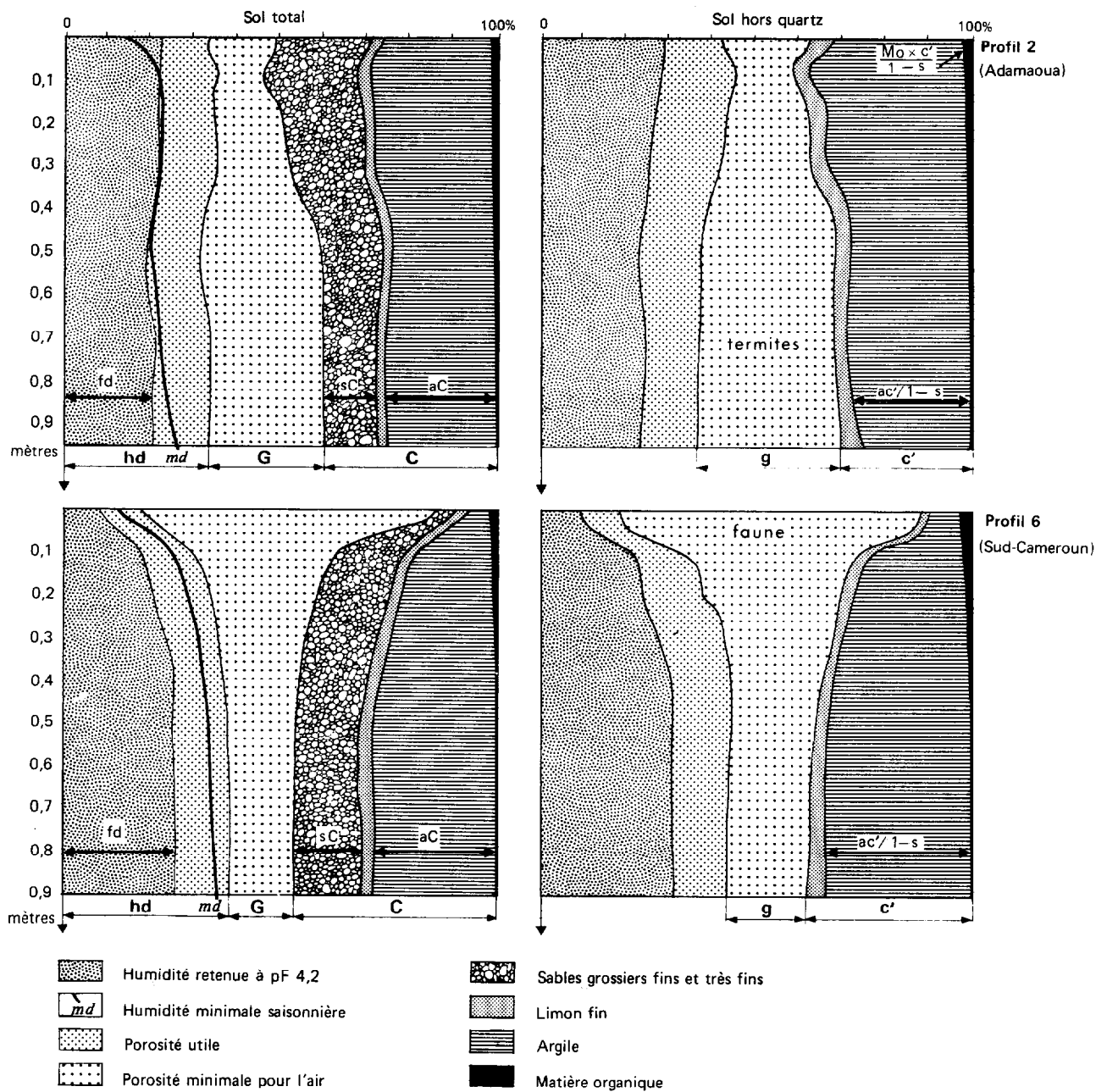


FIG. 8. — Diagrammes de composition volumique (1972)

fd, hd, G, sC, aC teneurs volumiques du sol total, g, c', $ac'/1-s$, M.O. $\times c'/(1-s)$ teneurs volumiques du sol hors quartz, (voir dans le texte la signification des symboles, a : teneur en argile).

La matière organique est différemment répartie dans les profils même si, cumulés sur 2 m, les stocks sont voisins. Son accumulation relative à la partie supérieure des sols forestiers coïncide avec une forte diminution de densité-compacité hors quartz. Elle y est d'autant plus importante que le plasma argileux est abondant et paraît nettement associée à celui-ci. Une augmentation de l'activité biologique et de la porosité grossière coïncide aussi avec cette accumulation organique. Dans les sols du nord la matière organique est moins inégalement répartie et semble avoir peu d'effet sur l'assemblage du plasma.

L'activité biologique et la porosité grossière présentent les variations les plus nettes à la fois du haut en bas des profils et du sud au nord : fortes en surface des sols du sud elles y diminuent considérablement dès 40 cm de profondeur ; faibles à la partie supérieure des sols de l'Adamaoua elles augmentent sensiblement au-dessous. La perméabilité Müntz reflète en gros ces variations de porosité grossière et s'inverse aussi du sud au nord.

Enfin les diagrammes de composition volumique du sol total comme du sol hors quartz (fig. 8) rassemblent ces différents caractères et montrent nettement l'oppo-

sition entre le nord et le sud, notamment pour la capacité minimale pour l'air qui représente la porosité grossière : ouverte en « entonnoir » vers l'atmosphère dans les sols du sud elle est au contraire dans les sols de l'Adamaoua rétrécie en surface puis ouverte en « ampoule ». Cette « ampoule » correspond à la tranche de sol qui est structurée en pseudo-particules et travaillée par les termites.

— La zonalité qui est mise en évidence par l'ensemble de ces caractères s'oppose à la stabilité du milieu représentée par la minéralogie et la compacité intrinsèque. Elle conduit à opposer deux pédo-systèmes superficiels, le premier correspondant à la tranche 0-40 cm des sols forestiers, le second à la même tranche des sols de l'Adamaoua.

— Le processus qui, relativement aux horizons sous-jacents, distend l'assemblage de la matière pédologique dans l'un a été appelé allègement et celui qui le resserre au contraire dans l'autre, condensation. Les tranches concernées forment respectivement l'horizon allégé et l'horizon condensé.

— Du point de vue bilan de matière (raisonnement iso-masse fig. 9), l'allègement et la condensation repré-

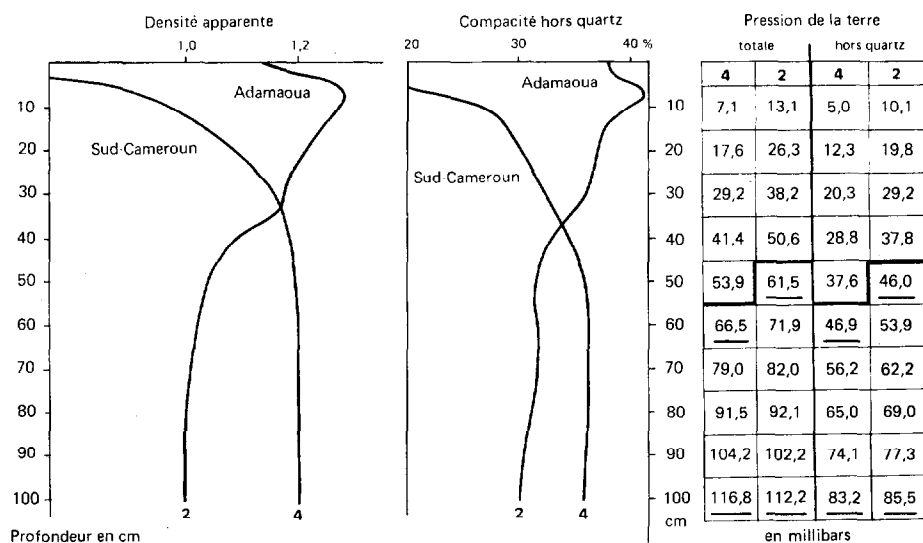


FIG. 9. — Calcul de la pression pédostatique pour un raisonnement isomasse
 en 2 la condensation représente une réduction d'épaisseur de 1 dm environ
 en 4 l'allègement représente un gain d'épaisseur de 1 dm environ
 (par rapport à la tranche sous-jacente : 83,2-46,9 ~ 37,6
 85,5-46,0 ~ 37,8).

sentent, relativement aux horizons sous-jacents, respectivement une augmentation et une diminution d'épaisseur d'un décimètre environ. Mais le sol jaune étant plus dense que le sol rouge dès 50 cm de profondeur la réduction due à la condensation est rapidement compensée (à 1 m), puis inversée.

6.2. La partie supérieure des sols jaunes forestiers du sud

La partie supérieure des sols de ce milieu présente, relativement aux horizons sous-jacents, les particularités suivantes : une nette diminution de la compacité hors quartz, et d'autant plus que cet horizon allégé est riche en matière organique et travaillé par la faune et les racines — des variations d'humidité et de température un peu plus fréquentes et accentuées — une accumulation de matière organique — une forte activité biologique — une élévation considérable de la porosité grossière et de la perméabilité — une cohésion faible malgré le poids de la forêt transmis par les racines.

— Relativement aux sols de l'Adamaoua ce milieu forestier est caractérisé en surface par sa très faible compacité hors quartz, sa richesse en matière organique son activité biologique intense, sa porosité grossière considérable. Pour l'ensemble du profil il se distingue par des variations saisonnières d'humidité plus fréquentes (deux cycles par an) mais d'amplitude moindre, sans franchissement du pF 4,2.

— La densité apparente varie beaucoup, tout en surface du sol (annexe III 1), par suite de variations de teneurs en squelette quartzueux et en matière organique. Les variations de la compacité hors quartz y sont moindres mais notables : ni l'organisation topographique des sols, ni le micro-relief en creux et bosses, ni les retournements par chablis n'expliquent correctement cette hétérogénéité stationnelle. Celle-ci paraît en relation avec le développement de biotopes végétaux ou animaux particuliers : système racinaire d'un arbre, voisinage d'une termitière, décomposition d'un tronc d'arbre mort etc.

6.3. La partie supérieure des sols rouges de l'Adamaoua

La partie supérieure des sols de ce milieu, si l'on fait abstraction des 5 cm superficiels, est plus compacte qu'en dessous. De plus la compacité hors quartz y prend des valeurs peu différentes d'un matériau

originel à l'autre. L'activité biologique est faible dans cet horizon condensé qui se dessèche chaque année fortement puisque l'humidité y descend bien au-dessous du pF 4,2. La porosité grossière et la perméabilité y sont plus faibles qu'au-dessous, la cohésion plus élevée. Du point de vue minéralogique cet horizon paraît moins riche en produits hydratés, goethite, gels d'hydroxydes, qu'au-dessous c'est-à-dire que les minéraux secondaires « anhydres » auraient tendance à s'y concentrer ou à s'y néoformer.

— La compacité intrinsèque augmente aussi mais moins que la compacité plasmique et surtout que la compacité hors quartz. La matière organique est peu abondante et varie peu. Il semble qu'on ne puisse lui attribuer ces variations de c et c_i (par l'intermédiaire de h et f). L'augmentation de compacité intrinsèque pourrait donc traduire une modification discrète de la composition ou de l'organisation minéralogique du plasma, par exemple cette concentration en minéraux anhydres plus denses.

6.4. La région intermédiaire

La région comprise entre ces deux milieux si différents a été reconnue en 1972 en collaboration avec J.-P. MULLER et J.-M. RIEFFEL. Il s'agissait d'étudier la transition de l'un à l'autre milieu dans la zone de passage du climat sub-équatorial à deux saisons humides au climat tropical humide à unique saison des pluies. La figure 10 présente les courbes de densité apparente et de porosité grossière de deux profils de cette région, situés sous forêt (profils B et C, chapitre 2) :

On constate que les profils de densité apparente et de porosité grossière sont plus contrastés encore que ceux du nord et du sud et qu'ils présentent en superposition une partie allégée sur une partie condensée. Par ces courbes et celles de la figure 7 on peut suivre du sud au nord d'une part la remontée en surface et l'accentuation du pic de compacité, d'autre part la diminution d'épaisseur et de légèreté de la tranche allégée. En profondeur (voir courbes superposées à la gauche de la figure 10) le sol rouge du nord est plus léger que le jaune, par suite semble-t-il de l'individualisation des pseudo-particules et de l'activité termitique.

En conclusion la transition entre les milieux ferrallitiques sec et humide ne se traduit pas par une neutralisation des effets d'allègement et de condensation mais par une superposition de ceux-ci. Elle présente donc sa propre originalité, dans la zone de contact forêt-

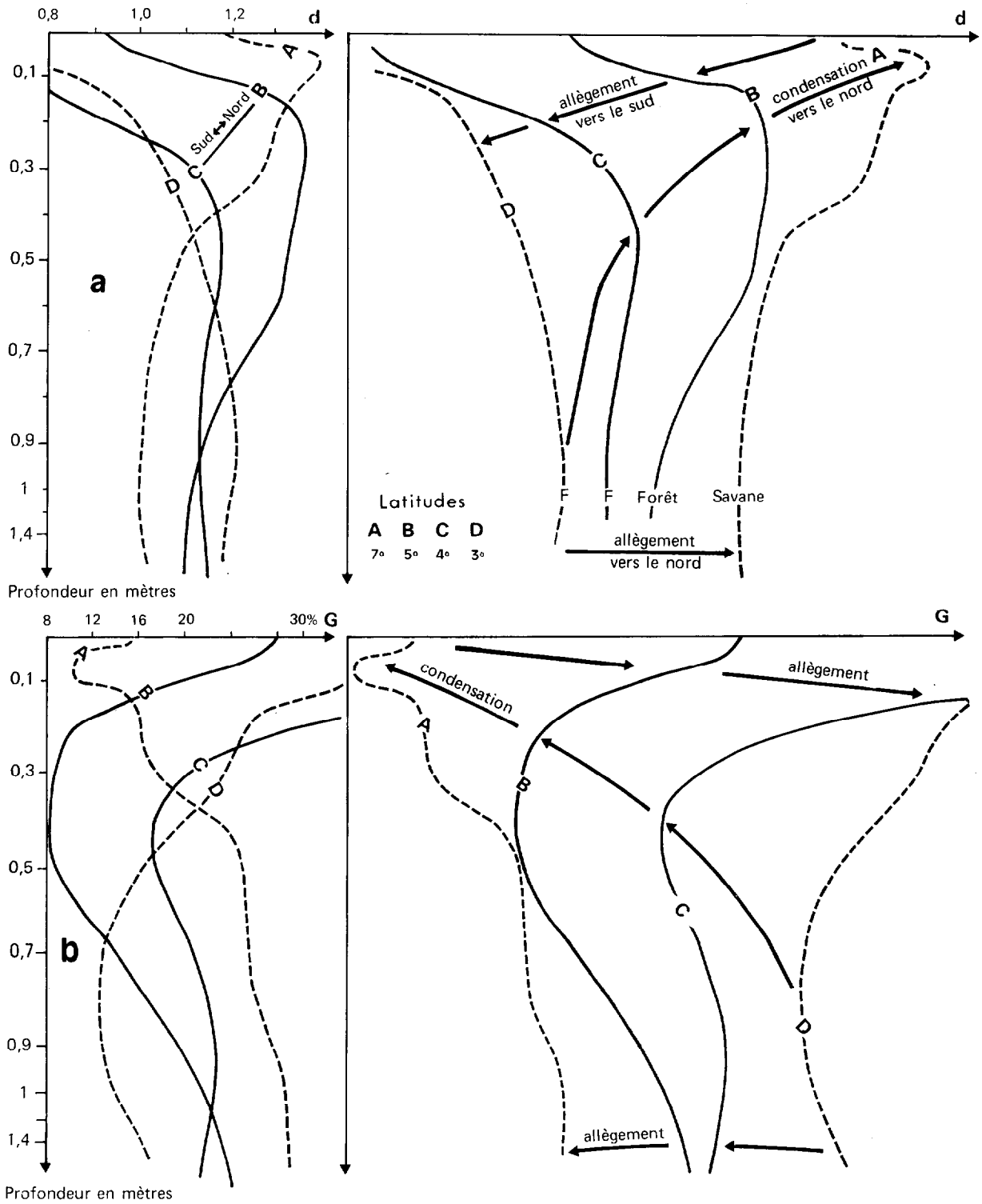


FIG. 10. — Zone de transition : profils B et C

a) densité apparente d , à droite profils décalés en abscisse.

b) porosité grossière G , à droite profils décalés en abscisse.

savane et au passage du régime climatique à quatre saisons à celui à deux saisons annuelles.

En fait les sols présentés à la figure 10 sont sous forêt et on observe à proximité du profil C des sols de savane où l'horizon condensé est plus marqué et plus proche de la surface. Ceci confirme que sous savane, comme sous les cultures de la zone forestière, le sol est plus marqué par la condensation que sous la forêt voisine.

7. INTERPRÉTATION

Il semble qu'on puisse, pour chacun des milieux ferrallitiques sud et nord, relier les différents caractères qu'ils présentent dans un système en équilibre avec les facteurs actuels du milieu et constater leur influence mutuelle. On distinguera donc, pour la partie supé-

rieure des profils, un système forestier humide au sud et un système sec condensant au nord.

7.1. Le système forestier humide

La concentration relative de matière organique par rapport au plasma allège la partie supérieure des sols forestiers du sud. Cet allègement provient moins de la faible densité propre des composés organiques que de l'activité biologique qu'ils suscitent. Mais cette activité biologique favorisée par les conditions optimales d'humidité et de température sous l'écran de la forêt et de la litière est elle-même à l'origine de cette accumulation organique. On peut envisager alors l'auto-développement et l'entretien d'un système où une humidité suffisante, de faibles variations hydriques et thermiques, l'écran forestier, l'activité biologique, l'accumulation de matière organique à cycle rapide et enfin l'allègement et la diminution de cohésion s'influencent mutuellement (figure 11 à gauche).

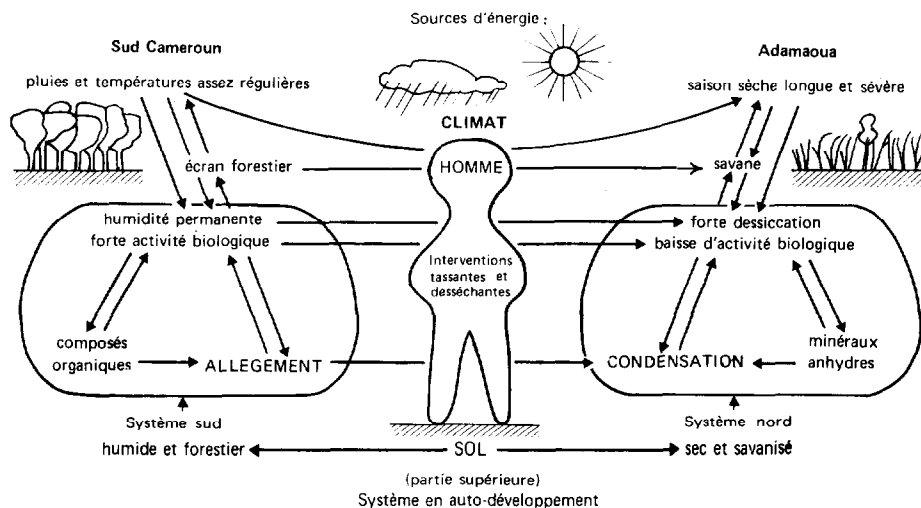


FIG. 11. — Déterminisme de l'allègement et de la condensation

L'équilibre de ce système dynamique est de plus en plus instable vers le nord. Cependant même dans le sud les interventions tassantes et desséchantes de l'homme le font basculer vers le système sec et condensant du nord. Cette transformation est alors temporaire

ou irréversible selon les possibilités du milieu forestier à se reconstituer. L'évolution rapide de la matière organique rendrait vulnérable ce système, dès que sont supprimées la fourniture de matière végétale par la forêt et la protection contre l'érosion assurée par celle-ci.

7.2. Le système sec condensant

Il est normal qu'un sol exposé presque directement à l'insolation, et c'est le cas dans l'Adamaoua, se dessèche plus complètement à sa partie supérieure. Mais ici le dessèchement est accentué encore par l'organisation de l'horizon condensé sub-superficiel : sa porosité plus fine ralentit en effet en régime de dessèchement le départ de l'humidité à pF élevé mais elle diminue le risque de rupture du réseau liquide de sorte que, grâce à la longueur de la saison sèche, la dessiccation peut y être très poussée (HALLAIRE et HENIN 1958, débits faibles mais prolongés dans le temps et vers les basses humidités, joint capillaire assuré).

On pourrait être tenté alors de considérer l'horizon compact-cohérent comme hérité et responsable de cette différenciation hydrique : mais sa conservation s'expliquerait difficilement en surface d'un sol mal protégé de l'érosion. Une formation continue et actuelle doit donc plutôt être envisagée :

La partie supérieure de ces sols subit chaque année un dessèchement assez poussé, et de nombreux cycles d'humectation-dessiccation de moindre amplitude dus à l'espacement des averses. Si l'on veut attribuer l'augmentation de compacité à l'effet de cycles hydriques suffisamment contrastés il faut admettre que l'hystérésis des phénomènes consécutifs de retrait-gonflement a, sur l'organisation du matériel ferrallitique, une résultante compactante : la réduction de porosité obtenue par CARY et HAYDEN (1973) en faisant subir à un échantillon argileux des alternances d'humectation et de dessiccation, d'effet analogue à une compression, permet d'envisager cette hypothèse.

On a vu que l'humectation ramène en saison des pluies le sol à la capacité au champ après une dessiccation inégalement poussée d'une année à l'autre. Le retrait, plutôt que le gonflement, serait donc bien le phénomène qui influence l'organisation de ces sols. Sa réalité est attestée par une fissuration verticale. La condensation des constituants pédologiques est logiquement limitée par sa *porosité texturale* (FIES, MONNIER, HENIN 1972) tant qu'il n'y a pas évolution vers des espèces minéralogiques plus denses. La constance de la compacité hors quartz dans l'horizon condensé sur différents matériaux indique qu'un équilibre est vraisemblablement atteint. On peut penser que cet équilibre actuel est déterminé par les contraintes du climat et de l'érosion sur le matériel-sol. La porosité y reste supérieure à la porosité texturale.

La condensation favorise la dessiccation permise par le climat et inversement. La diminution de perméabilité et l'augmentation de cohésion qui en résultent accentuent le ruissellement mais sans favoriser en proportion l'érosion en nappe. L'horizon condensé forme même en surface une croûte protectrice, du moins tant que l'homme n'exacerbe pas cette érosion par ses feux, ses routes et ses défrichements. Sinon l'incision linéaire pénètre rapidement et profondément et l'érosion prend de vitesse la condensation (formation de *pseudo-lavaka*).

HURAUULT (1971) a attribué surtout à des influences anthropiques la formation en surface d'une couche plus dense et l'imperméabilité qui en résulte. En effet ces hauts plateaux de l'Adamaoua ont subi de nombreux feux et défrichements, d'abord pour la culture, puis depuis un siècle pour le parcours d'importants troupeaux de zébus. Le piétinement, la suppression de la végétation naturelle et la chaleur des feux favorisent effectivement la compaction et le dessèchement en surface. Mais on a vu ici que l'apparition, le développement et la remontée vers la surface du pic de compacité, qui trouve dans l'Adamaoua sa forme la plus accusée, ont pu être suivis du sud au nord du domaine ferrallitique. Il apparaît ainsi que la savanisation et les défrichements favorisent une condensation qui serait, sinon, plus faible et plus progressive du sud au nord.

Les savanes de l'Adamaoua peuvent être partiellement ou totalement d'origine anthropique. HURAUULT signale l'existence de bois sacrés où les caractéristiques physiques des sols sont différentes, plus proches semble-t-il de celles qu'on observe sous forêt dans la zone de transition avec le sud. Il est probable que les sols des galeries forestières, là où ils sont ferrallitiques, présentent également des caractéristiques de ce type. Si ces bois sont les restes de la végétation naturelle antérieure à l'homme et si une dérive du climat vers la sécheresse ne s'est pas produite depuis, la condensation a été très fortement accentuée par les interventions de l'homme.

Ces faits montrent que le pédoclimat paraît grandement déterminer l'organisation du sol. On peut plus précisément envisager dans le cas étudié, et comme pour le sud, l'entretien, voire peut-être l'auto-développement, d'un système où, une dessiccation assez poussée, le ralentissement de l'activité biologique, la condensation et éventuellement la formation de minéraux *anhydres* se déterminent mutuellement. Ce système est schématisé sur la figure 11 à droite. Les contraintes externes sont : une forte et longue évaporation et d'importants contrastes climatiques, des inter-

ventions tassantes et desséchantes de l'homme, enfin la savanisation qui résulte vraisemblablement de ces différentes causes. L'équilibre dynamique qui paraît s'établir entre la condensation et l'érosion assure la stabilité de ce système. Toute intervention qui accélère fortement l'érosion peut le détruire.

8. CONCLUSION

Toutes les caractéristiques étudiées, sauf la minéralogie et la compacité intrinsèque, opposent nettement le sud et le nord du domaine occupé au Cameroun par les sols ferrallitiques. La porosité grossière est la composante du volume qui subit du haut en bas des profils et du sud au nord les variations les plus importantes et les plus significatives. Ces variations ont été attribuées surtout à celles de l'activité biologique perforante ou ameublissante.

Dans la partie supérieure des profils la matière pédologique est allégée dans la zone forestière du sud et condensée dans la zone savanisée du nord. La région intermédiaire présente, sous forêt, non pas une neutralisation mais une superposition verticale des phénomènes d'allègement et de condensation. La zonalité

qui a été mise en évidence oppose les sols jaunes du sud aux sols rouges du nord, concerne les sommets d'interfluvés, et s'atténue là où l'équilibre est artificiellement modifié. Il est évident que le pédoclimat n'est pas identique en tous points de chacun de ces milieux et qu'il module la différenciation décrite ici qui représente vraisemblablement la variation maximum.

Les parts respectives de l'homme et du climat dans le déterminisme de cette différenciation zonale sont difficiles à préciser : la savanisation, certaines interventions de l'homme et une plus grande sécheresse du climat peuvent en effet accentuer ou déterminer la condensation. Chacun des systèmes nord et sud paraît pouvoir assurer l'entretien et peut être l'auto-développement de ses caractères, mais leur équilibre n'est pas de même nature : au sud il dépend de l'approvisionnement en matière organique, et le cycle de celle-ci est rapide ; au nord il est commandé par les vitesses relatives de l'érosion et de la condensation.

REMERCIEMENTS

L'auteur est particulièrement reconnaissant à Messieurs P. AUDRY et G. BOCQUIER, pédologues de l'ORSTOM, qui ont bien voulu le conseiller pour la rédaction de ce texte.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBERT (G.), SEGALIN (P.), 1966. — Projet de classification des sols ferrallitiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. IV, n° 4, pp. 92-112.
- AUDRY (P.), COMBEAU (A.), HUMBEL (F.X.), ROOSE (E.), VIZIER (J.F.), 1973. — Essai sur les études de dynamique actuelle des sols. ORSTOM Comité Technique de Pédologie. Bulletin du groupe de travail sur la dynamique actuelle des sols. N° 2, 126 p. *multigr.* + 18 fiches techniques ORSTOM-Bondy.
- BREWER (R.), 1964. — Fabric and mineral analysis of soils. J. Wiley et sons New York, London, Sidney, 470 p.
- CARY (J.W.), HAYDEN (C.W.), 1973. — An index for pore size distribution Geoderma, vol. 9, pp. 249-256.
- FEODOROFF (A.), BETREMIEUX (R.), 1964. — Une méthode de laboratoire pour la détermination de la capacité au champ. *Sc. du Sol Paris*, n° 2, pp. 109-118.
- FIES (J.C.), HENIN (S.), MONNIER (G.), 1972. — Etude de quelques lois régissant la porosité de matériaux meubles. *Ann. agron.*, vol. 23, n° 6, pp. 621-653.
- HALLAIRE (M.), HENIN (S.), 1958. — Dessèchement du sol et évolution des profils hydriques. *C.R. Acad. Sci.*, t. 246, pp. 2151-2153.
- HENIN (S.), 1960. — Le profil cultural. Principes de physique du sol SEIA, Paris, 320 p.
- HUMBEL (F.X.), 1966-1. — Etude de certains sols rouges à sables quartzueux de l'Adamaoua. Centre ORSTOM de Yaoundé, 20 p. *multigr.*
- HUMBEL (F.X.), 1966-2. — Etude pédologique du secteur d'extension de la palmeraie de Kompina (Mungo, Cameroun) Centre ORSTOM de Yaoundé, 65 p. *multigr.*
- HUMBEL (F.X.), 1967. — Notice explicative de la carte pédologique à 1/50 000 Ngaoundéré Id. Centre ORSTOM de Yaoundé, 118 p. *multigr.*
- HUMBEL (F.X.), 1970. — Etude de la densité apparente mesurée in situ dans quelques sols du Cameroun. Centre ORSTOM de Yaoundé, 49 p. *multigr.*
- HURAU (J.), 1971. — L'érodibilité des sols surpâturés des hauts plateaux de l'Adamaoua. *Bull. AFES*, n° 1, pp. 23-56.
- LABOTEST (Sté). — 41 av. A. Bartholomé Paris-15^e : Densitomètre à membrane, notice AH 924 A.
- NALOVIC (L.J.), HUMBEL (F.X.), 1971. — Contribution à l'étude de la localisation des différentes formes de composés du fer au sein de quelques sols du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, vol. IX, n° 3, pp. 271-306.
- SEGALIN (P.), PARROT (J.F.), ICHTERZ (M.N.), VERDONI (P.). — Effet de méthodes d'extraction cinétique utilisées pour la détermination des produits ferrugineux sur quelques minéraux purs. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. X, n° 3, pp. 251-271.
- SUCHEL (J.B.), 1972. — La répartition des pluies et les régimes pluviométriques au Cameroun. Travaux et documents de Géographie tropicale 5, CEGET, Talence, 287 p.

ANNEXES

Annexe I : Expression pondérale, expression volumique

Les résultats d'analyse chimique, hydrique et granulométrique sont en général exprimés seulement en *taux pondéraux*. Le poids de référence est celui de la terre séchée à l'étuve à 105° parce que l'humidité du sol doit être fixée à une valeur pratique. Cependant la précision de la mesure sera faible si un départ d'eau important se produit au voisinage de cette température. La mesure pourra même être faussée si la dessiccation la précède et que l'organisation ou la minéralogie de l'échantillon ont été irréversiblement modifiées par le chauffage. C'est ce qui risque de se produire pour les sols ferrallitiques rouges riches en formes hydratées du fer et où de l'eau de constitution part dès 70°. L'inconvénient est moindre lorsque la mesure précède la dessiccation ce qui est le cas des déterminations de densité apparente en sec, de granulométrie et de pF, utilisées ici. Toutefois la déshydratation précède la mesure de la densité réelle qui peut être ainsi sur-estimée*.

L'expression volumique des résultats établis pondéralement nécessite la connaissance de la densité apparente. Pour avoir non seulement une teneur volumique mais une proportion en volume, il faut en outre connaître la densité réelle (sauf pour les mesures hydriques) Cette dernière est une mesure de laboratoire qui peut être précise si l'échantillonnage est correct. La densité apparente varie par contre avec l'échelle et le volume choisis et elle est susceptible de varier un peu selon la saison. Sur le terrain sa mesure est en effet perturbée par la répartition irrégulière des cailloux et des cavités ainsi que par la contraction saisonnière de l'agrégat ou de l'horizon. Cette hétérogénéité densimétrique est moindre dans la partie supérieure des sols ferrallitiques qui est meuble, argileuse et finement brassée par la faune, lorsqu'on opère à l'échelle du dm³. C'est ce que montrent les résultats obtenus avec un

densitomètre à membrane (Labotest) qui permettent d'établir avec un nombre suffisant de répétitions un profil densimétrique moyen et son intervalle de confiance (HUMBEL 1970).

— Si l'on applique au sol total une caractéristique qui est en relation seulement avec une fraction de celui-ci on n'est pas renseigné sur les propriétés intrinsèques de cette fraction. C'est pourquoi on la rapporte aussi à cette seule fraction, la capacité d'échange des cations à la fraction colloïdale par exemple. Il en est de même pour les données de nature volumique comme une porosité ou pour l'expression volumique de données telles que l'humidité : il est logique en effet d'appliquer les résultats au volume concerné en excluant par exemple le volume occupé par le squelette rigide et non humectable, la porosité grossière qui ne retient pas l'eau, etc. Il paraît nécessaire de suivre dans un profil ou d'un profil à l'autre les variations d'une caractéristique non seulement en poids et en volume mais aussi en les rapportant à différentes fractions concernées du poids ou du volume.

— Le volume *hors squelette* quartzeux est à ce titre intéressant à considérer car il rassemble la matière à la fois déformable et humectable du sol, son *plasma*. Mais il englobe la porosité grossière et en particulier la porosité grossière biologique dont on hésite à tenir compte tant elle paraît éphémère dans sa localisation et irrégulière dans sa répartition. On peut alors éliminer celle-ci soit par le calcul, soit au niveau de la mesure, selon que la densité apparente est déterminée sur le terrain à une échelle globale ou au laboratoire sur des petites mottes homogènes. Cependant dans des sols où l'activité biologique impose notablement sa facture à l'organisation du sol il est intéressant d'englober la porosité qui en résulte afin de chiffrer son influence sur l'assemblage de la matière inerte et de déterminer ses relations d'interdépendance avec les facteurs du milieu. Par exemple dans les sols étudiés c'est la compacité hors quartz, obtenue avec une densité globale in situ et incluant de ce fait pratiquement toute la porosité du sol, qui exprime le mieux les variations zonales existant au sein du domaine ferrallitique.

* L'élimination des débris végétaux contenus dans les horizons supérieurs et qui flottent dans le pycnomètre agit dans le même sens.

Annexe II : Calcul d'expressions partielles

1. COMPACITÉ HORS QUARTZ c'

Si p et q représentent les poids secs, respectivement de plasma et de quartz contenus dans un volume unité de poids d , et si s désigne le taux pondéral de quartz on a :

poids p →	plasma et porosité : densité d'	volume unité de sol en place poids = d
poids q →	quartz ; densité 2,65	

$$p + q = d, \quad s = q/d$$

$$\text{d'où } p = d(1-s) \text{ et } q = sd$$

$$\text{or, } d' = p/1 - q/2,65$$

$$\text{d'où } d' = \frac{d(1-s)}{1 - sd/2,65}, \quad d' \text{ désignant la densité apparente du mélange plasma + porosité.}$$

Et si m et n représentent les poids de plasma et de quartz dans un volume unité de matière solide de poids D :

poids m →	plasma de densité réelle D'	volume unité de matière sèche poids = D
poids n →	quartz de densité 2,65	

$$m + n = D \quad s = n/d$$

$$D' = m/1 - n/2,65$$

$$\text{d'où } D' = \frac{2,65D(1-s)}{2,65 - sD}, \quad D' \text{ désignant la densité réelle du plasma}$$

$$\text{d'où la compacité hors quartz } c' = \frac{d'}{D'}$$

$$c' = \frac{d}{D} \times \frac{2,65 - sD}{2,65 - sd}$$

2. COMPACITÉ PLASMIQUE c

$h \times d$ représentant la micro-porosité (h étant la capacité au champ) et p/D' le volume de plasma de densité réelle D' la compacité plasmique a pour valeur

$$c = \frac{p/D'}{hd + p/D'}$$

poids nul →	porosité grossière : volume = $P - hd$	volume unité de sol total poids = d
poids nul →	porosité de rétention : volume = hd	
poids p →	plasma, volume = p/D'	
poids q →	quartz, volume = $q/2,65$	

d'où

$$c = \frac{p}{p + hd D'} = \frac{2,65 - sD}{2,65 - sD + 2,65 hD}$$

	porosité grossière : volume = g	volume unité de sol hors quartz poids = cD'
	porosité plasmique : volume = $1 - c$	
	plasma, volume = c	

3. COMPACITÉ INTRINSÈQUE c_i . Elle est obtenue par un calcul analogue, f remplaçant h :

$$c_i = \frac{2,65 - sD}{2,65 - sD + 2,65 fD}$$

Annexe III : La densité apparente dans les sols ferrallitiques

1. HÉTÉROGÉNÉITÉ DENSIMÉTRIQUE

— Dans les sols étudiés et à l'échelle de mesure permise par le densitomètre utilisé les variations verticales de la densité in situ sont nettement supérieures

à l'hétérogénéité densimétrique de chaque couche ou horizon. L'observation morphologique et la comparaison avec la densité apparente obtenue au laboratoire sur de petites mottes sèches montrent que la porosité grossière essentiellement biologique est la cause principale de ces variations verticales et horizontales. Et de fait la densité apparente est minimum dans les horizons les plus prospectés par la faune et les racines : la partie supérieure des sols forestiers, une zone plus profonde dans les sols de savane. Les résultats y sont également moins groupés. Par exemple

pour l'horizon humifère (couche 0-5 cm) des sols forestiers étudiés on obtient les densités apparentes suivantes :

		moyenne
KOM1	0,67 - 0,74 - 0,80 - 0,91	0,78
KOM2	0,82 - 0,85 - 1,06 - 1,13	0,96
OTT1	0,84 - 1,00 - 1,00 - 1,10 - 1,12 - 1,18 ..	1,04
OTT2	0,38 - 0,39 - 0,43 - 0,43 - 0,46 - 0,54 ..	0,44
OTT3	0,59 - 0,73 - 0,77 - 0,86 - 0,88 - 0,97 ..	0,80
EBOL1	0,56 - 0,57 - 0,62 - 0,65 - 0,67	0,61
EBOL2	0,41 - 0,49 - 0,52 - 0,54 - 0,56	0,50

Les points de mesure étaient dispersés dans un rayon de cinq à dix mètres autour des profils mais on constate un meilleur groupage des résultats par station que par toposéquence. L'échelle de cette différenciation stationnelle est différente de celle qui est cadrée

sur le micro-relief en creux et bosses de ces sols (HUMBEL 1966-2) et de celle qui résulte du retournement périodique de la tranche superficielle par *chablis* des grands arbres morts. L'influence des taux pondéraux de matière organique et d'argile est nette :

Profil	KOM 1	KOM 2	KOM 5	OTT 1	OTT 2	OTT 3	EBOL 1	EBOL 2
M.O. %	7,5	3,9	2,7	4,6	10,4	4,7	9,1	15,5
Argile %	23	12	6	23	37	40	52	54
Densité	0,78	0,96	1,33	1,04	0,44	0,80	0,61	0,50

Mais l'allègement est dû aussi à des activités biologiques stationnelles particulières, la présence d'un épais feutrage radicellaire en OTT2 par exemple. L'hétérogénéité densimétrique de ces horizons provient donc à la fois de l'action différentielle de l'érosion et de la pédogenèse, exprimées par les taux d'argile, et des activités biologiques stationnelles exprimées par les taux de matière organique, la densité du chevelu racinaire, des galeries termitiques etc.

— L'hétérogénéité densimétrique est grande aussi dans les horizons ferrugineux concrétionnés ou consolidés en cuirasse qui comportent généralement des poches de terre meuble et légère et des volumes durcis plus ou moins denses. Elle est faible par contre dans les horizons meubles et de couleur homogène des sols ferrallitiques si l'on exclut quelques grosses cavités fauniques, ainsi que dans l'horizon de *consistance* des sols de savane. Par exemple :

Profil 2 (savane)

profondeur densité apparente

0-5 cm	: 1,166 - 1,173 - 1,204 - 1,223 - 1,225
10-15 cm	: 1,278 - 1,295 - 1,316

40-60 cm	: 1,017 - 1,037 - 1,060 - 1,061 - 1,061 - 1,062 - 1,072 - 1,073 - 1,078
100-150 cm	: 0,954 - 0,967 - 0,981 - 0,990 - 1,002 - 1,012 - 1,035 - 1,036

Profil 6 (forêt)

profondeur	densité apparente
0-5 cm	: 0,556 - 0,573 - 0,620 - 0,653 - 0,675
40-60 cm	: (1,092) - (1,127) - 1,216 - 1,221 - 1,227 - 1,231 - 1,234 - 1,236 - 1,243
400-540 cm	: 1,310 - 1,318 - 1,322 - 1,345 - 1,347 - 1,366 - 1,371 - 1,400
Bfe	: 1,744 - 1,758 - 1,763 - 1,779 - 1,808 - 1,812 - 1,815 - 1,887 - 1,893 - 1,929 - 1,953 - 1,973 - 1,983

La figure 12 montre quelques profils densimétriques caractéristiques et la dispersion des mesures. Par commodité les mesures ont été faites sur des cavités emboîtées, deux par deux. Or la cavité inférieure donne systématiquement une densité plus élevée. La différence est supérieure aux variations propres du profil densimétrique et maximum dans la frange capillaire. Ce mode opératoire révèle donc une anomalie :

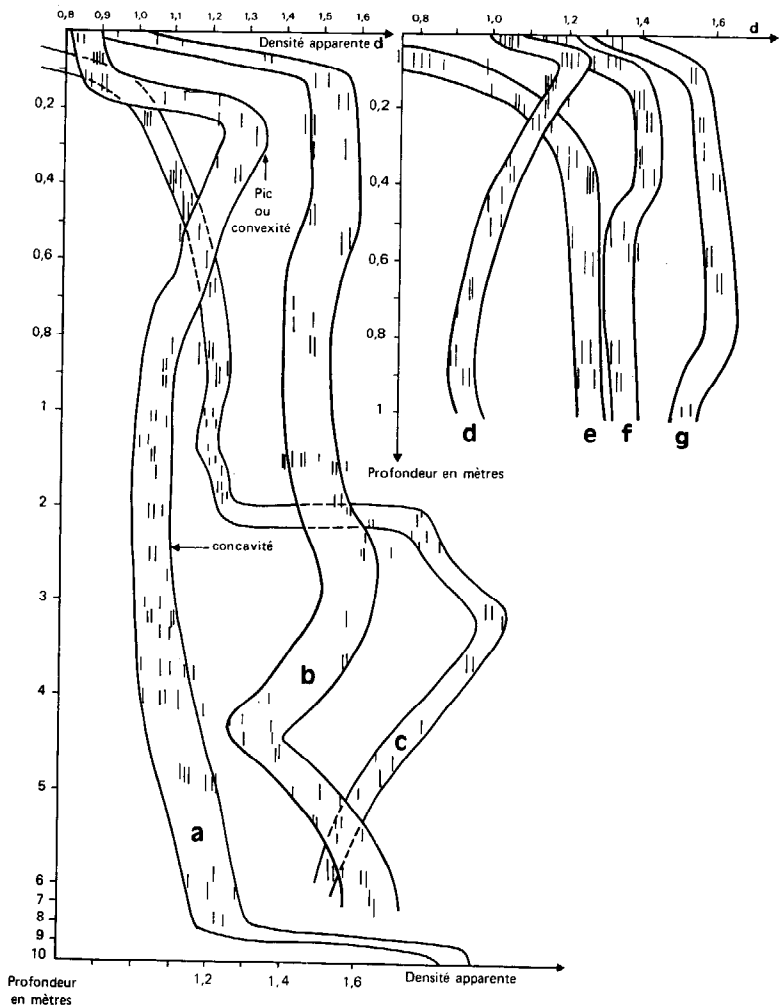


FIG. 12. — *Densité apparente in situ* : dispersion des résultats

- a) sol rouge de sommet, sous savane, sur embrècheite ($D = 2,76$) cuirasse compacte à 9 m
- b) sol jaune de pente sous forêt équatoriale, sur sédiment argilo-sableux ($D = 2,69$), horizon ferrugineux à 2 m, horizon bariolé à 5 m
- c) sol jaune de pente, sous forêt dense, sur granite ($D = 2,68$) horizon grossier à 2 m, altération friable à 4,5 m
- d) sol rouge sous savane boisée, sur basalte ($D = 2,85$)
- e) sol jaune sous forêt dense, sur gneiss ($D = 2,75$)
- f) sol rouge sous jachère de forêt, sur embrècheite ($D = 2,75$)
- g) sol jaune sous cultures forestières, sur colluvions ($D = 2,63$)

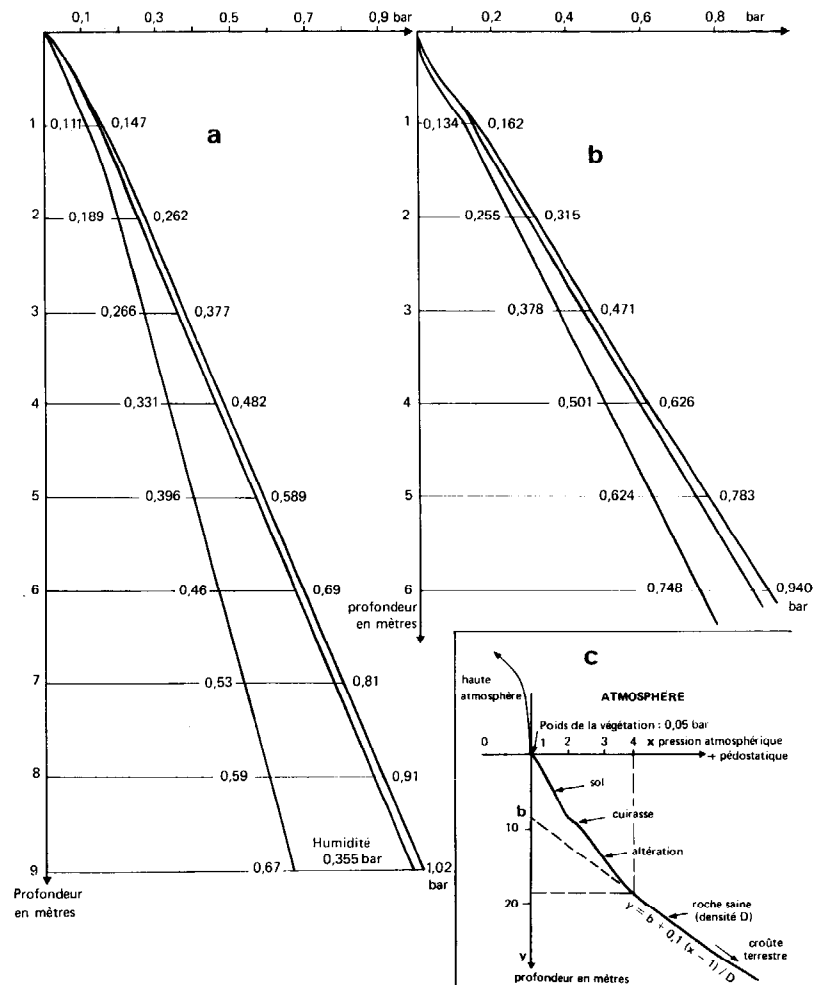


FIG. 13. — *Pression pédostatique dans deux profils ferrallitiques*

- a) sol léger : rouge et argileux sur granite (les sols sur basalte sont encore plus légers)
- b) sol plus dense : jaune, et plus quartzeux, sur sédiment (de droite à gauche : pression en saison des pluies, pression en saison sèche, pression de la fraction solide).
- c) pression totale schématisée :

$$x = f(y) = 1 + \int_0^y d(y), \text{ d}(y) \text{ étant la densité apparente } in \text{ situ.}$$

2. PRESSION ET DÉCOMPRESSION : EFFET SUR LES MESURES DE DENSITÉ IN SITU

La pression moyenne exercée par le sol à une profondeur donnée, ou pression *pédostatique*, est égale au poids par unité de surface de la couche de terre sus-jacente. Cette pression peut être calculée en intégrant la courbe de densité apparente depuis la surface. La figure 13 montre les profils de pression pédostatique de deux sols ferrallitiques dans leur tranche dépourvue d'horizon grossier : le sol jaune qui dérive d'un matériau sédimentaire plus quartzueux est nettement plus dense. La part due au poids de l'humidité retenue par le sol est très importante (l'équivalent d'une couche de 3,5 m d'eau pour 9 m de sol !) mais sa variation saisonnière est faible (0,20 à 0,45 m selon les années).

La pression réellement subie en un point donné est égale à cette pression du sol humide augmentée de la pression atmosphérique, de celle exercée par la végétation, de la pression hydrostatique de l'eau libre si l'on est dans la nappe, et enfin d'éventuelles tensions saisonnières de gonflement. La pression moyenne de la végétation est faible puisque même sous la grande forêt ombrophile elle ne dépasse pas 0,05 bar soit la pression exercée par 0,5 m d'eau, mais elle est inégalement transmise par les racines principales.

— Pour la détermination de la densité apparente in situ on ouvre une fosse en marches d'escaliers puis une petite cavité de mesure : on supprime ainsi les tensions précédentes à l'exclusion de la pression atmosphérique. Une décompression de la terre doit donc être envisagée, simple décompression élastique due à l'enlèvement de la matière sus-jacente, travail des tensions d'humectation s'il y a de l'eau libre et que le gonflement était contenu. Dans les deux cas l'effet doit augmenter avec la profondeur et dans le second avec la saturation en eau. Cette décompression éventuelle est difficile à mettre en évidence, surtout si elle est rapide. Le foisonnement précédant la prismatication de certains sols rouges après l'ouverture des fosses et surtout les anomalies signalées dans les mesures de densité apparente en profondeur et dans la frange capillaire laissent penser que cette décompression existe et n'est peut-être pas toujours négligeable. On n'en a cependant pas tenu compte : les résultats utilisés ici ont été obtenus avec la même contre-pression dans le densitomètre et dans des conditions voisines d'humidité et d'ouverture des fosses de sorte qu'ils présentent au moins une valeur comparative certaine.

3. RETRAIT SAISONNIER : EFFET SUR LES MESURES DE DENSITÉ APPARENTE

Les densités apparentes utilisées ont été mesurées en saison sèche, et donc au maximum de densité apparente (et de compacité) s'il se produit un retrait global de l'horizon en saison sèche, c'est-à-dire une contraction du volume occupé par sa matière à l'échelle de la mesure. Or si le profil hydrique est assez stable en saison des pluies (capacité au champ) on constate qu'il varie beaucoup d'une année sur l'autre avec la sévérité de la saison sèche : en 1971 par exemple la dessiccation a été beaucoup plus poussée qu'en 1970 et en 1972 (fig. 4). Si donc le retrait est encore important aux basses humidités une certaine distorsion a été introduite entre les profils selon l'année de mesure. La référence à l'état de saison sèche n'est donc pas entièrement satisfaisante dans ces sols. L'état de saison des pluies est en effet ici la base stable à laquelle revient le sol par gonflement faisant suite à des retraits inégaux, et sa porosité est celle qui doit être atteinte pour qu'il y ait saturation en eau.

— Un décalage systématique des profils de densité apparente entre la saison sèche et la saison humide semble indiquer qu'un retrait saisonnier pourrait avoir lieu dans ces sols kaoliniques. Celui-ci affecterait surtout les horizons à structure fragmentaire peu ou pas développée et qui subissent d'importantes variations saisonnières d'humidité sous une faible pression pédostatique, c'est-à-dire la partie supérieure des horizons B. L'ameublissement par la faune ne paraît pas assez saisonnier et important pour expliquer ces variations de densité mais il peut déranger une organisation du plasma qui tendrait vers le gonflement minimum. L'amplitude de ce gonflement est seulement de l'ordre de grandeur de l'hétérogénéité densimétrique de sorte qu'il ne peut être mis en évidence que par de nombreuses répétitions. Le soulèvement consécutif de la surface du sol a pu être calculé, comme la résultante algébrique des changements de volume des différentes couches.

Son ordre de grandeur est de 5 à 10 cm, comme l'amplitude du micro-relief et comme le changement d'épaisseur dû à la condensation ou à l'allègement (fig. 9). Toutefois la réalité du phénomène n'a pas été directement constatée.

Manuscrit reçu au SCD le 5 mars 1974